HAL
open science

Dynamique de mise en place des réseaux d'intrusions sableuses dans les bassins sédimentaires: Impact sur l'évolution post-dépôt des réservoirs et le réseau de migration associé

Damien Monnier

To cite this version:

Damien Monnier. Dynamique de mise en place des réseaux d'intrusions sableuses dans les bassins sédimentaires: Impact sur l'évolution post-dépôt des réservoirs et le réseau de migration associé. Autre. Université Montpellier 2, 2013. Français. NNT : . tel-01011486

HAL Id: tel-01011486

https://theses.hal.science/tel-01011486v1

Submitted on 24 Jun 2014

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

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

Université Montpellier 2
Sciences et Techniques

Thèse

Pour obtenir le grade de DOCTEUR DE L'UNIVERSITE MONTPELLIER II

École doctorale SIBAGHE : Systèmes Intégrés en Biologie, Agronomie, Géosciences, Hydrosciences, Environnement

Discipline : Sciences de la Terre, Géologie

Dynamique de mise en place des réseaux d'intrusions sableuses dans les bassins sédimentaires: Impact sur l'évolution post-dépôt des réservoirs et le réseau de migration associé

Par

Damien MONNIER

JURY

M. Lopez Michel	Professeur, Université de Montpellier 2	Président
M. Guiraud Michel	Professeur, Université de Bourgogne	Rapporteur
M. Mourgues Régis	Maître de conférences, Université du Maine	Rapporteur
M. Vétel William	Docteur, Total S.A., Pau	Examinateur
M. Gay Aurélien	Maître de conférences, Université de Montpellier 2	Directeur
M. Imbert Patrice	Chef de projet, Total S.A., Pau	co-Directeur

Année : 2013

Université Montpellier 2
Sciences et Techniques

Thèse

Pour obtenir le grade de DOCTEUR DE L'UNIVERSITE MONTPELLIER II

École doctorale SIBAGHE : Systèmes Intégrés en Biologie, Agronomie, Géosciences, Hydrosciences, Environnement

Discipline : Sciences de la Terre, Géologie

Dynamique de mise en place des réseaux d'intrusions sableuses dans les bassins sédimentaires: Impact sur l'évolution post-dépôt des réservoirs et le réseau de migration associé

Par

Damien MONNIER

JURY

M. Lopez Michel	Professeur, Université de Montpellier 2	Président
M. Guiraud Michel	Professeur, Université de Bourgogne	Rapporteur
M. Mourgues Régis	Maître de conférences, Université du Maine	Rapporteur
M. Vétel William	Docteur, Total S.A., Pau	Examinateur
M. Gay Aurélien	Maître de conférences, Université de Montpellier 2	Directeur
M. Imbert Patrice	Chef de projet, Total S.A., Pau	co-Directeur

Année : 2013

« Quel que soit le désordre qui règne en apparence dans la disposition des couches de terres et pierres qui se présentent à la surface du globe que nous habitons, il n'est pas néanmoins difficile de reconnaître que ces irrégularités mêmes sont assujetties à de certaines lois, qu'elles suivent de certaines règles »

Antoine-Laurent Lavoisier

Oeuvres de Lavoisier, 6 vols., éd. J.-B. Dumas, E. Griraaux et F.-A. Fouqué (Paris, Imprimerie Impériale / Imprimerie Nationale, 1862-1393), t. V (1892), "Note de géologie", p.12 (note manuscrite sans date, mais qualifiée par les éditeurs d' « écriture de jeunesse »).

Remerciements

La réalisation de cette thèse n'aurait évidemment pas été possible sans le principal investigateur : Patrice Imbert, qui a réussi à promouvoir ce projet auprès des dirigeants de Total et donc, à trouver le financement nécessaire pour que je puisse réaliser cette thèse. C'est donc naturellement que je le remercie pour sa motivation, ainsi que pour le soutien et l'aide qu'il a su m'apporter malgré son emploi du temps de ministre.

Je me dois également de remercier vivement le deuxième acteur principal de ce projet de thèse : mon directeur Aurélien Gay, qui a su au cours de ces trois années de dur labeur m'apporter des précieux conseils dans la rédaction de ma thèse et avec qui j'ai eu des discussions scientifiquement et humainement très intéressantes.

Je les remercie aussi tous les deux pour leur bonne humeur et la sympathie qu'ils ont eu à mon égard, qui ont largement contribué à l'ambiance agréable dans laquelle j'ai pu préparer cette thèse.

Je remercie également tous les gens qui ont eu confiance en moi pour réaliser cette thèse : A Total, je pense en particulier à Patrick Orsolini, Florence Larrouquet, Hervé Coutrix et Bruno Simon ; et à Montpellier ce sont Michel Lopez, Michel Séranne et Jean-Jacques Cornée, que je remercie aussi pour m'avoir accueilli au sein de l'équipe Bassin dans le laboratoire Géoscience de l'université de Montpellier II.

Bien entendu, je remercie Régis Mourgues, Michel Guiraud, William Vétel et Michel Lopez pour avoir accepté d'évaluer mon travail.

J'ai eu, lors de ce travail de thèse, la chance et le plaisir de collaborer avec de nombreuses personnes que je souhaite remercier.

En ce qui concerne Total,

J'ai passé la moitié du temps qu'il m'était imparti pour réaliser cette thèse au sein du département Interprétation Sédimentologique et Structurale / Clastique (ISS/CLAS) du principal centre scientifique et technique de Total (CSTJF Pau). Je remercie les personnes avec qui j'ai eu le plaisir de travailler : Jean-Bernard Joubert et Jean-Michel Deharbe pour leur contribution à la description des carottes et des logs d'image, Gérard Dupont pour sa contribution à l'analyse biostratigraphique des marnes de Bevons, Jean-Pierre Girard et Eric Gaucher pour leurs idées plus qu'intéressantes pour de futures analyses géochimiques et isotopiques (et oui dommage que ces idées soient arrivées 1 mois avant la fin de la thèse), et enfin Martine Bez et Jaime Sanchez pour leur aide concernant la caractérisation géophysique des systèmes turbiditiques du bassin du Bas-Congo.

J'ai une pensée aussi pour tous les autres géologues : Jean-Loup Rubino, Eric Braccini, Alexis Capron, William Vétel, Adrien Marante, Vladimir Lavie, Vincent Delgorgue (je m'excuse d'avance pour ceux que j'oublie), avec qui j'ai pu avoir des discussions très enrichissantes et qui m'ont fait profiter de leurs expériences au cours de mes présentations ou autour d'un café.

Je souhaite également remercier tous les « hommes de l'ombre » : l'équipe Sismage et les informaticiens, qui ont réussi à régler les problèmes d'ordre logistique et pratique pour mener à bien mes travaux de thèse.

Je ne vais bien sûr pas oublier de remercier mon ancien collègue de bureau : Romain Bibonne, avec qui j'ai partagé de très bons moments (moi non plus je t'aime pas ! ☺) et qui doit en ce moment travailler à peu près 26h par jour pour finir de rédiger son mémoire (courage !).

Je terminerai en remerciant les secrétaires : Martine Huet et Anne Brouca pour leur bonne humeur malgré les choses pénibles que j'ai pu leur demander…

En ce qui concerne l'Université de Montpellier II,

J'ai passé l'autre moitié de ces trois années de thèse au sein du laboratoire Géosciences de Montpellier II, je remercie donc toutes les personnes qui m'ont accueilli et je souhaite plus particulièrement remercier les personnes avec qui j'ai pu avoir l'honneur de travailler : Michel Lopez et Roger Soliva qui m'ont accompagné sur le terrain et dont l'expérience et la sagesse ont permis largement de faire évoluer mes interprétations. Pierre Camps et Stanislas Sizaret (Université d'Orléans) pour leur collaboration à l'analyse et l'interprétation des anisotropies de susceptibilité magnétique de mes échantillons, Alain Chauvet pour m'avoir aidé à la mise en place des analyses d'inclusions fluides (on aura essayé !), Christophe Nevado et Doriane Delmas pour leur incroyable efficacité à me fournir mes lames minces en un temps record, Pierre Labaume pour m'avoir aidé à interprété mes lames, Jean-François Ritz et Erik Doerflinger pour m'avoir prêté le GPS différentiel (Trimble) et pour le temps passé à m'expliquer comment il fonctionnait (j'en ai bavé sur le terrain avec cet appareil sur le dos mais ça valait le coup !). Cela me fait penser qu'il faut encore que je remercie Aurélien Gay pour sa contribution logistique à l'acquisition de ce MNT : « Damien, tu dois monter cette crête, descendre dans cette ravine, monter la crête suivante… », tu peux m'avouer maintenant que c'était un bizutage !).

Je souhaite enfin remercier vivement tous les stagiaires qui m'ont accompagné sur le terrain pendant ces trois années : Sebastian Hofmann, Guillaume Martin, Julien Contet, France Pattier, Réginald Fettweis et sans oublié mais « sbires » préférés : Arthur Lion et Cyprien Lanteaume (j'aurai pu inverser l'ordre des noms les gars, soyez pas jaloux !). Je les remercie tous pour leur enthousiasme et l'intérêt qu'ils ont montré pendant leur stage.

J'ai également une pensée pour mon ancienne collègue de bureau : Flavia Girard, qui a réussi à me supporter pendant près d'une année entière.

En ce qui concerne « les extérieurs »,

Ils sont nombreux et malheureusement je n'ai pas retenu le nom de chacun d'entre eux car se fut des rencontres enrichissantes mais généralement très (trop) courtes. Je citerai donc les noms de ceux qui ont le plus retenu mon attention et je m'excuse d'avance pour ceux que j'oublie.

Lors de campagne de terrain (SE France) ou d'excursions géologiques (Californie), j'ai eu l'honneur de rencontrer des spécialistes qui ont largement contribués à alimenter des

débats sur la formation des intrusions sableuses : Olivier Parize (Areva), Andrew Hurst (Université d'Aberdeen), Mads Huuse (Université de Manchester), Anthony Scott (Shell), David Hodgson (Université de Leeds et Denis Bureau (Université du Mans). Je me dois donc de tous les remercier pour les discussions et les débats passionnés et passionnants que nous avons aussi eu ensemble.

Je remercie aussi toutes les personnes que j'ai rencontrées durant les congrès nationaux (RST Bordeaux et ASF Dijon) et internationaux (Schladming, Autriche) et qui ont pu inspirer mon travail à un moment ou un autre de la thèse. C'est dans cette section que je vais aussi remercier les personnes qui ont suivi mes présentations depuis le Congo, l'Angola ou Paris : Eric Zuckmeyer, Bruno Pagnoux, François Temple, Emmanuelle Baud, Florence Vieban, Eric Cauquil, Eddy Metais et les nombreux anonymes, qui m'ont souvent réorienté dans la meilleure direction. S'ils ne sont pas cités plus haut, qu'ils trouvent ici ma gratitude.

J'ai aussi eu le plaisir de suivre les cours de géomécanique de Dominique Grauls et Vincent Maury, qui m'ont donné, sans vraiment le savoir, des clés pour m'aider à avancer dans ma thèse. C'est donc avec plaisir que je les remercie tous les deux.

Je remercie les propriétaires du Mas de l'Olmo (allez-y c'est magnifique !) et le personnel du Grand Hôtel du Cours pour leur accueil et leur gentillesse lors de mes excursions à Sisteron.

J'ai une petite pensée pour le ballon gonflable d'Aurélien, qui je l'espère n'a pas rencontré d'avions avant d'arriver en Laponie…A suivre, il y aura des preuves…

Enfin, il est temps de remercier mes proches, ce que je ne fais malheureusement que trop rarement, en particulier ma chérie, mes parents, ma sœur, mon parrain, mes amis… Ils contribuent grandement à mon équilibre.

Résumé

Les intrusions sableuses (ou injectites) sont le plus souvent le produit de la remobilisation post-dépositionnelle des sédiments et de l'injection du sable dans les roches environnantes. Bien que reconnues pour la première fois il y a près de 200 ans, elles ne sont réellement étudiées que depuis quelques dizaines d'années, depuis que les concepts sur les environnements de dépôt dans les domaines marins profonds nous permettent de mieux comprendre les processus de mise en place. Cependant, ces processus restent encore aujourd'hui relativement mal compris. Notre approche repose sur l'étude d'injectites dans le bassin du Bas-Congo à partir de données de sismique et de puits que nous comparerons à un système fossile dans le bassin du SE de la France. Nous avons montré que :

(1) Dans des systèmes de chenaux turbiditiques enfouis, les dépôts de drapage sur les marges et terrasses de chenaux présentent la même signature géophysique que les injectites de type « wing ». Finalement, le seul critère sismique d'identification des injectites est la présence de réflexions sismiques sécantes vis-à-vis de la stratigraphie associée dans le meilleur des cas au soulèvement des réflecteurs sismiques sus-jacents.

(2) Des injectites d'échelle sismique en forme de cône et d'assiette ont été identifiées dans le bassin du Bas-Congo. La remobilisation résulte probablement des pressions anormales induites par l'effet de flottabilité des hydrocarbures piégés dans les marges d'un lobe enfoui sous 160 m de sédiment, puis de l'injection soudaine du sable fluidisé associée à la réactivation de failles (possible rôle des diapirs de sel à proximité).

(**3**) Un réseau d'injectites (dykes, sills/wings et laccolites) s'est formé dans le bassin Vocontien entre la fin de l'Albien supérieur et/ou le début du Cénomanien, depuis un chenal turbiditique de l'Albien inférieur-moyen. La mise en place résulte probablement de la compartimentalisation précoce du chenal au cours de son enfouissement et de l'augmentation du taux de sédimentation générant la surpression et de l'apport ultérieur d'importante quantité de fluides profonds déclenchant l'injection. L'injection du sable a été polyphasée : une première injection a formé des sills et une suivante des dykes. Les sills/wings et les dykes se sont propagés latéralement au chenal source sur environ 2 km et vers la surface sur environ 200 m, mettant en évidence une forte remobilisation latérale plutôt que verticale, contrairement à l'idée classiquement admise à partir de l'interprétation des données sismiques.

(4) La formation de ce large réseau d'injectites a été gouverné par des mécanismes d'hydrofracturation. Par conséquent, sa morphologie a été dépendante des hétérogénéités de la roche hôte (milieu isotrope, fracturé), des directions de paléo-contraintes (σ_3 = NW-SE) et de la profondeur d'enfouissement de la source (300-600 m) au moment de l'injection. L'étude de ce réseau fossile permet de définir les relations entre morphologie du réseau injecté et état de contraintes au moment de l'injection. Cette relation peut être extrapolée de façon à contraindre la morphologie des réseaux de subsurface au-delà de la visibilité sismique.

(5) Les sables injectés dans des lithologies de faible perméabilité témoignent d'un épisode d'échappement de fluide important dans les bassins étudiés mais ont aussi guidé les fluides longtemps après leur formation. Les injectites contribuent ainsi à l'initiation épisodique et la pérennisation de migrations de fluides dans les bassins sédimentaires.

Le processus d'injection est associé à l'échappement brutal de fluides, résultant vraisemblablement d'un évènement tectonique et/ou sédimentaire important, et l'architecture des réseaux d'injectites est gouverné par les paléo-contraintes locales et les hétérogénéités de la roche hôte. Par conséquent, la caractérisation des réseaux d'injectites est une étape importante dans la compréhension de la plomberie des marges, c'est-à-dire l'évolution post-dépôt des bassins sédimentaires.

Abstract

Sand intrusions (or injectites) are most often the product of post-depositional remobilization of sand leading to its injection into the surrounding rocks. While injectites were recognized for the first time nearly 200 years ago, their emplacement process has been studied for a couple of decades only, since the concepts of deep sea depositional environments have allowed us to better understand their emplacement processes. However, these processes are still relatively poorly understood. Our approach is based on the study of injectites in the Lower Congo Basin from seismic and well data, which we compare to a fossil system in the SE France basin. We have shown that:

(1) In buried turbidite channel systems draping deposits on the channel flanks and terraces of channels have the same geophysical signature as 'wing-like' injectites. Finally, the only criterion for identifying seismic injectites is the presence of bedding-discordant seismic reflections, and in the best case the associated uplift of the overlying seismic reflectors.

(2) Seismic-scale conical and saucer-shaped sand injectites have been identified in the Lower Congo Basin. The remobilization is likely due to overpressuring induced by the buoyancy effect of hydrocarbons trapped in the margins of a lobe buried underneath 160 m of sediment, followed by the sudden injection of fluidized sand associated with fault reactivation of faults (with a possible role of nearby salt diapirs).

(3) A network of injectites (dykes, sills/wings and laccoliths) was formed in the Vocontian basin during the late Albian and/or early Cenomanian, from a lower-middle Albian turbidite channel. The emplacement is probably due to the early compartmentalization of the channel during its burial and the increase of the sedimentation rate generating overpressure; and the subsequent large influx of deep fluids triggering injection. The injection of sand was polyphased: a first episode formed the sills and another emplaced the dykes. Sills/wings and dykes propagated about 2 km laterally away from the parent sand body and about 200 m up to the surface, revealing a much more extended lateral than vertical reach, contrary to the classically accepted idea from the interpretation of seismic data.

(4) The emplacement of this large network of injectites was governed by hydrofracturing. Therefore, its morphology is dependent on the host rock heterogeneity (isotropy, fractures), the paleo-stress orientation (σ_3 = NW-SE) and the burial depth of the source (300-600 m) at the time of injection. The study of this fossil network allows us to define the relationship between morphology of the injected network and stress state at the time of injection. This relationship can be extrapolated to constrain the morphology of subsurface networks beyond seismic visibility.

(5) Sands injected into low permeability lithologies bear evidence to a major event of fluid escape in the studied basin, but also channeled fluids long after their formation. In this way, injectites both attest to specific episodes of fluid migration in sedimentary basins and contribute to long-lived re-routing of migrating fluids once emplaced.

The injection of sand is associated with the sudden escape of fluids, probably resulting from a significant tectonic and/or sedimentary event; in addition, the architecture of injectite networks is governed by the local paleo-stress and heterogeneity in the host rock. Consequently, characterizing injectite networks is an important step in understanding the plumbing systems of continental margins, i.e. the post-depositional evolution of sedimentary basins.

Table des matières

REMERCIEMENTS **1**

RESUME **5**

ABSTRACT **6**

TABLE DES MATIERES **7**

INTRODUCTION **13**

ETAT DES LIEUX ET METHODOLOGIE **17**

1. Historique **18**

2. Description **19**

2.1. Géométrie et échelle *19*

2.1.1. Les dykes 19
2.1.2. Les sills 22
2.1.3. Les wings 22
2.1.4. Les intrusion coniques et en forme d'assiette 24
2.1.5. Les extrudites 25

2.2. Contextes tectoniques et environnements de dépôt associés aux injectites *26*

2.3. Granulométrie *28*

2.4. Ecoulements syn-formation des injectites et structures associées *29*

2.5. Ecoulement post-formation des injectites et diagenèse *30*

2.6. Datation de l'injection/profondeur d'enfouissement de la source au moment de l'injection *31*

3. Processus de formation des injectites **32**

3.1. Les intrusions sableuses actives *32*

3.1.1. La liquéfaction 34
3.1.2. Les surpressions 34
3.1.3. Les mécanismes déclencheurs 37
3.1.4. L'hydrofracturation 38
3.1.5. La fluidisation 41

3.2. Les intrusions sableuses passives *42*

4. Objectifs, données et méthodes **44**

4.1. Objectifs *44*

4.2. Données *45*

4.3. Méthodologie *46*

INTEGRATION DES CONCEPTS RECENTS DE DYNAMIQUE DES DEPOTS SEDIMENTAIRES DANS L'INTERPRETATION DES CORPS SABLEUX ENFOUIS : CONSEQUENCES SUR LA DETECTION DES INJECTITES ET LES PIEGES A EVITER. EXEMPLE DANS LE BASSIN DU BAS-CONGO..... 47

En-tête chapitre 2 48

Abstract 53

1. Introduction 53

2. Regional setting..... 54

2.1. Oligocene-Miocene structural framework of the Lower Congo basin..... 57

2.2. Oligocene-Miocene turbidites in the Lower Congo basin 57

3. Database and methodology 58

3.1. Database..... 58

3.2. Methodology 58

4. Architectural characterization of the deep-water channel complexes..... 60

5. Occurrence and morphology of high-amplitude anomalies and their relation to deep-water channel complexes 63

5.1. High-amplitude anomaly in the northeastern area..... 63

5.2. High-amplitude anomaly in the southwestern area 67

5.3. Fluid migration-related amplitude anomalies 69

6. Interpretations 70

6.1. Hypothesis 1: Seismic-scale sand intrusions: a comparison with case studies from North Sea..... 71

6.2. Hypothesis 2: Sedimentary processes along the channel margins..... 73

6.3. Hypothesis 3: combination of sedimentary ptocesses and fluid effects Sedimentary and post-sedimentary processes along the channel margins 75

7. Discussion 76

8. Conclusion..... 77

Bilan chapitre 2..... 78

LES INJECTITES, TEMOIN DE L'INITIATION DES MIGRATIONS DE FLUIDES, CREATRICES DE CHEMINS DE MIGRATION ET GARANTES DE LEUR PERENNITE. EXEMPLE DANS LE BASSIN DU BAS-CONGO 79

En-tête chapitre 3 80

Summary **85**

1. Introduction **85**

2. Regional setting **87**

3. Database and methodology **88**

3.1. Database *88*

3.2. Methodology *89*

4. Seismic observations on the occurrence and morphology of the anomalies and their relationships of the encasing rocks and the turbidite channels **90**

4.1. Occurrence *90*

4.2. Geometry and scale *91*

4.3. Relationships with the argillaceous host rocks and the turbidite channels *93*

4.3.1. Conical & saucer-shaped anomalies vs. encasing series 93
4.3.2. Conical & saucer-shaped anomalies vs. turbidite channels 94

5. Discussion **97**

5.1. Lithology of the anomalies *97*

5.2. Comparison with North Sea and Faeroe–Shetland seismic-scale sand injectites *97*

5.3. Sand injections *98*

5.3.1 Process of formation of the sand injectites 99
5.3.2. Propagation mechanisms for sand injectites 102

5.4. Implications and possible misinterpretations *105*

6. Conclusions **106**

Bilan chapitre 3 ..... **107**

ARCHITECTURE DETAILLEE D'UN RESEAU D'INJECTITES ET MECANISMES DE MISE EN PLACE. EXEMPLE DE BEVONS, SE FRANCE **109**

En-tête chapitre 4 ..... **110**

Abstract **115**

1. Introduction **115**

2. Geological setting **117**

2.1. Structural setting *118*

2.2. Sedimentary setting *119*

3. Data and Method **121**

3.1. Data *121*

3.2. Method *121*

4. Structural framework of sand injectites **122**

4.1. Cartography of the sand injectites network *124*

4.2. Cross sections and biostratigraphy *124*

4.3. Synthesis *127*

5- The networks of sand injectites **128**

5.1. Metric to pluri-metric sills: La Beaume and Le Puy outcrops *128*

5.2. Cm to dm dykes network: Vieux-Bevons and Les Houlettes outcrops *129*

5.3. Turbidite sand and metric dykes and sills: Le Couvent outcrop *132*

6. Discussion **132**

6.1. Sand injectites vs. stress field *133*

6.2. Sand injectites vs. preexisting faults and lithology *134*

6.3. Sand injectites vs. depth and distance to the potential sand sources *135*

6.4. Models of sand injection *137*

6.4.1. First model: propagation in all directions of the intrusions 138
6.4.2. A second model: lateral and upward propagation of the intrusions 140

7. Conclusion **140**

Bilan chapitre 4 ..... **142**

DYNAMIQUE DE PROPAGATION D'UN RESEAU D'INJECTITES ET PROCESSUS DE MISE EN PLACE. EXEMPLE DE BEVONS, SE FRANCE **147**

En-tête chapitre 5 ..... **148**

Résumé **150**

1. Introduction **151**

2. Contexte géologique **152**

3. Les injectites de Bevons **154**

3.1. Les dykes de Bevons *155*

3.2. Les sills de Bevons *155*

3.3. Les laccolites sédimentaires *156*

4. Le développement de fractures associées au processus d'injection **156**

4.1. Les structures plumeuses *156*

4.2. Les interactions *157*

4.2.1. Dykes vs. marnes 158
4.2.2. Dykes vs. bancs calcaires 160
4.2.3. Dykes vs. sills 160

5. Circulations de fluides associées aux intrusions sableuses **162**

5.1. Structures externes d'écoulement *162*

5.2. Structures internes d'écoulement *165*

5.2.1. Les données d'affleurements 165
5.2.2. Les analyses directionnelles 167

5.3. Pétrographie *168*

5.4. Les cheminées carbonatées *171*

6. Discussion **173**

6.1. Sens de propagation des injectites de Bevons *173*

6.1.1. Direction de propagation de la fracturation hydraulique 173
6.1.2. Direction d'écoulement du flux sédimentaire dans la fracturation 174
6.1.3. Histoire de circulation des fluides dans les injectites 176
6.1.4. Le modèle de propagation 177

6.2. Genèse des injectites *178*

6.2.1. Chronologie de formation des injectites 178
6.2.2. Génération des surpressions 179
6.2.3. Mécanismes déclencheurs 181
6.2.4. Le modèle d'injection 184

7. Conclusions **184**

Bilan chapitre 5 ..... **186**

APPORT DES ANALOGUES A LA CARACTERISATION DU RESEAU D'INJECTITES A PARTIR DE CRITERES PONCTUELS DES DONNEES DE PUITS ET DE CAROTTES. EXEMPLE DE DEUX CHAMPS PETROLIERS DU BASSIN DU BAS-CONGO **189**

1. Introduction **190**

2. Les injectites subsismiques : définitions **190**

2.1. Identification des injectites sur les carottes *191*

2.2. Identification des injectites sur les logs d'images de puits *192*

3. Données et Méthodologie **194**

3.1. Données *194*

3.2. Méthodologie *195*

4. Environnement de dépôt et contenu lithologique des puits **197**

4.1. Contexte tectono-sédimentaire général *197*

4.2. Les associations de faciès *199*

5. Etude des injectites sub-sismiques de complexes de chenaux miocènes **201**

5.1. Contexte sédimentologique local *201*

5.2. Le puits 1 ..... *203*

5.3. Le puits 2 ..... *210*

5.4. Le puits 3 ..... *214*

6. Etude des injectites sub-sismiques de complexes de chenaux oligocènes **219**

6.1. Contexte sédimentologique local *219*

6.2. Le puits 4 ..... *220*
6.3. Le puits 5 ..... *224*
6.4. Le puits 6 ..... *227*
6.5. Le puits 7 ..... *232*
7. Interprétations – Discussion **236**
7.1. Les mécanismes *237*
7.2. Processus *240*
8. Implications **242**
8.1. Implications géologiques *242*
8.2. Implications pétrolières *243*
9. Conclusions **244**

CONCLUSIONS **247**

1. Les résultats majeurs **249**
2. Les perspectives **253**

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES **257**

ANNEXES **285**

Introduction

Les intrusions sableuses, ou injectites, ont été découvertes au début du 19ème siècle pendant une période de croissance significative des sciences dans notre société (électricité, optique, révolution industrielle, théorie de l'évolution…). Cependant, à cette époque elles étaient seulement considérées comme des curiosités géologiques. Les premières interprétations des processus de formation des injectites ont été proposées entre la fin du 19ème et le début du 20ème siècle, bien avant que la géologie intègre le concept de la tectonique des plaques dans les années 1960. Ces deux dernières décennies, l'exploration océanique avec l'utilisation de nouveaux outils (sismique 2D puis 3D, forages profonds…) a permis d'améliorer notre compréhension des environnements de dépôt dans les bassins sédimentaires et leur évolution pendant l'enfouissement. Dans ce contexte, les études récentes ont montré que les injectites sont dues à la remobilisation de corps sableux (chenaux turbiditiques, fluiviatiles, dépôts lacustres ou glaciaires…) au cours de leur enfouissement et à l'injection de sable fluidisé dans les dépôts environnants de lithologies peu perméables. Pourtant de nombreuses questions demeurent, en particulier les relations entre les corps sableux dépositionnels et les corps injectés, les mécanismes qui gouvernent l'architecture des réseaux injectés, les causes du déclenchement de l'injection (ex : séisme, introduction rapide de fluides profonds dans des corps sableux moins profonds, dépôt soudain de sédiments par glissements gravitaires) et le rôle des injectites sur le réseau de migration des fluides dans les bassins.

Les injectites sont de petits objets ponctuels très localisés dans l'immensité des bassins sédimentaires et pourtant leur importance sur notre compréhension de l'évolution des bassins est considérable :

- La présence d'intrusions sableuses est commune dans les systèmes de dépôt marins profonds, où on sait depuis la fin des années 1980 qu'elles jouent localement un rôle significatif dans l'architecture de nombreux réservoirs turbiditiques. Ainsi, les intrusions sableuses modifient considérablement la géométrie initiale des réservoirs avec un impact négatif sur l'exploration pétrolière mais elles permettent aussi aux fluides de circuler à travers des couvertures imperméables et donc de connecter des réservoirs initialement isolés stratigraphiquement. Dans un contexte de recherche et de caractérisation des réserves ultimes, les injectites constituent aussi des cibles attractives, par exemple en Mer du Nord, de par la qualité et les volumes de sable injectés.
- Au-delà de l'intérêt pétrolier, les injectites représentent l'un des verrous scientifiques à lever pour mieux caractériser le réseau de migration de fluides dans les bassins. Elles jouent un rôle fondamental sur l'initiation des migrations focalisées avec un comportement parfois polyphasé. Elles sont donc un vecteur d'activation, de redistribution et de pérennisation des chemins de migration. De plus, leur mode de mise en place est directement conditionné par le l'état de contraintes au moment de leur mise en place. Elles sont ainsi un marqueur des paléo-contraintes dans le bassin sédimentaire au moment de l'injection. Finalement les injectites représentent un élément essentiel de la plomberie des marges.

La connaissance de l'architecture et des relations corps sédimentaires – injectites – structures d'échappement de fluides, permet aujourd'hui de considérer les injectites avec un œil nouveau. Notre objectif sera :

1) D'améliorer la compréhension des processus fondamentaux impliqués au cours de la mise en place des intrusions sableuses.

2) De définir le rôle de ces processus sur la morphologie (géométrie, architecture, dimensions) des injectites, de façon à étendre l'interprétation d'injectites au-delà des seules observations.

Les données de sismique 3D permettent de caractériser les réseaux d'injectites avec une vision dans toutes les directions mais leur résolution est limitée par la technique même d'acquisition de l'information (de façon générale à une dizaine de mètres au mieux). A contrario, les données de puits (logs et carottes) permettent d'atteindre un niveau de détail jusqu'à l'échelle microscopique mais en n'ayant qu'une vision partielle du réseau. L'analogue de terrain est justement l'intermédiaire indispensable pour faire le lien entre les différentes échelles d'observations.

Notre approche est ainsi basée sur l'analyse des injectites à partir de données de sismique 3D et de puits dans le Bassin du Bas-Congo comparée à un système affleurant dans le Bassin du Sud-Est de la France (Bevons).

Le manuscrit de thèse est structuré en six chapitres :

- Dans le chapitre 1, nous présenterons une synthèse de l'état de connaissance actuel des réseaux injectés. Les intrusions sableuses ont été largement identifiées, décrites ou étudiées dans la littérature mais la majorité des publications ont discuté le phénomène soit d'un point de vue sédimentologique soit structural soit mécanique. La compilation des données bibliographiques a donc été structurée de manière à intégrer ces trois disciplines. Nous présenterons les données et la méthode utilisées en fonction des objectifs de la thèse.

- Dans le chapitre 2, nous expliquerons pourquoi des structures initialement considérées comme des intrusions sableuses sur les données de sismique sont finalement interprétées comme des terrasses de chenaux turbiditiques drapées par des dépôts silteux. Ce chapitre illustre l'intégration des concepts récents d'interprétation des environnements de dépôt dans l'interprétation des injectites qui marquent par définition une évolution post-dépôt.

- Dans le chapitre 3, nous montrerons qu'il existe pourtant dans ce même bassin des intrusions sableuses. Ces intrusions sont coiffées de cheminées de migration de fluides qui montrent que la circulation des fluides s'est poursuivie au-delà du processus d'injection.

- Dans le chapitre 4, nous caractériserons l'architecture d'un réseau injecté fossile (Bevons) affleurant dans le bassin Vocontien (SE de la France). Nous montrerons que la mise en place de ce réseau est largement gouvernée par la structuration de la roche hôte et les contraintes tectoniques du bassin.

- Dans le chapitre 5, nous discuterons la dynamique de mise en place de ce réseau d'injectites fossile. Nous verrons que les injectites jouent un rôle important sur la redistribution des fluides à l'échelle du bassin sédimentaire.

- Dans le chapitre 6, nous proposerons un cas d'étude appliqué sur les données de puits du bassin du Bas-Congo. Nous verrons que les concepts acquis grâce à l'étude d'un analogue fossile nous permettent de réaliser le saut d'échelle entre sismique et puits.

Chapitre I

Etat des lieux et Méthodologie

1. Historique

Les intrusions sableuses ou « injectites » sont des objets géologiques peu décrits et souvent négligés, à la marge de la sédimentologie et de la géologie structurale (Hurst et Cartwright, 2007). Elles ont été reconnues à l'affleurement il y a près de 200 ans dans l'ouest des Etats-Unis (Strangways, 1821) et le nord de l'Ecosse (Murchinson, 1827), puis ont été l'objet d'une succession d'études d'affleurements à travers le monde entier (**Fig. 1.1**) entre la fin du 19ème siècle et le début du 21ème siècle (e.g. Dillier, 1889; Newsom, 1903; Waterson, 1950; Gottis, 1953; Truswell, 1972; Hiscott, 1979; Martill et Hudson, 1989; Surlyk et Noe-Nygaard, 2001; Friès & Parize, 2003; Hubbard et al., 2007; Vétel & Cartwright, 2008; Kane, 2010; Scott *et al.*, 2013).

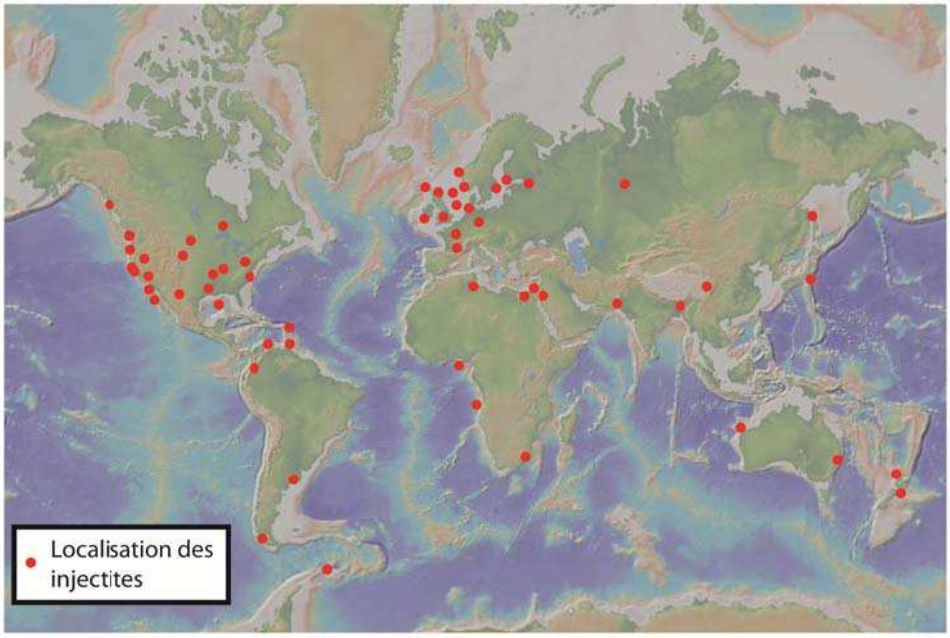


Fig. 1.1 : Distribution géographique des intrusions sableuses décrites dans la littérature (modifié de Hurst et Cartwright, 2007 et Braccini et al., 2008).

L'évolution croissante de l'intérêt porté aux injectites ces 20 dernières années, s'inscrit dans un contexte où des intrusions sableuses de volume économique ont été découvertes dans plusieurs champs pétroliers des séries tertiaires de Mer du Nord (e.g. les champs pétroliers Balder, Alba, Harding-Gryphon et Volund). Cela signifie qu'aujourd'hui des intervalles sédimentaires jusqu'ici considérés comme ne contenant pas de ressources deviennent potentiellement explorables. Les nombreuses découvertes sont liées à l'amélioration de la qualité des données de subsurface dans les domaines marins et à la prise de conscience dans la communauté géologique de l'existence de ces objets. L'extension de l'exploration et donc de l'acquisition de données vers le domaine marin a permis depuis d'identifier de nombreuses intrusions sableuses dans ces domaines (**Fig. 1.1**) à partir de données de sismique 2D/3D (e.g. Jenssen *et al.* 1993; Newman *et al.* 1993; Newton & Flanagan 1993; Timbrell 1993; Dixon *et al.* 1995; MacLeod *et al.* 1999; Lonergan *et al.* 2000; Molyneux et al., 2002; Løseth *et al.* 2003; Huuse *et al.* 2004, 2007; Huuse & Mickelson 2004; Shoulders & Cartwright 2004; Jackson 2007, 2011; Shoulders *et al.* 2007; de Boer *et al.* 2007; Szarawarska et al., 2010; Bureau et al., 2012) et sur les données de puits (carottes et log d'images) (e.g. Duranti et al., 2002; Joubert et Maïtan, 2010, Svendsen et al., 2010).

2. Description

Les injectites (ou intrusions sableuses et à différencier du mot « injection » qui se réfère au processus de mise en place des injectites) ont été décrites et identifiées dans de nombreuses publications, ce qui aujourd'hui nous permet d'avoir une très large description de leurs géométries (**Fig. 1.2**), de leurs dimensions, de leurs compositions, de leurs structures et de leurs environnements dépositionnels et tectoniques de mise en place.

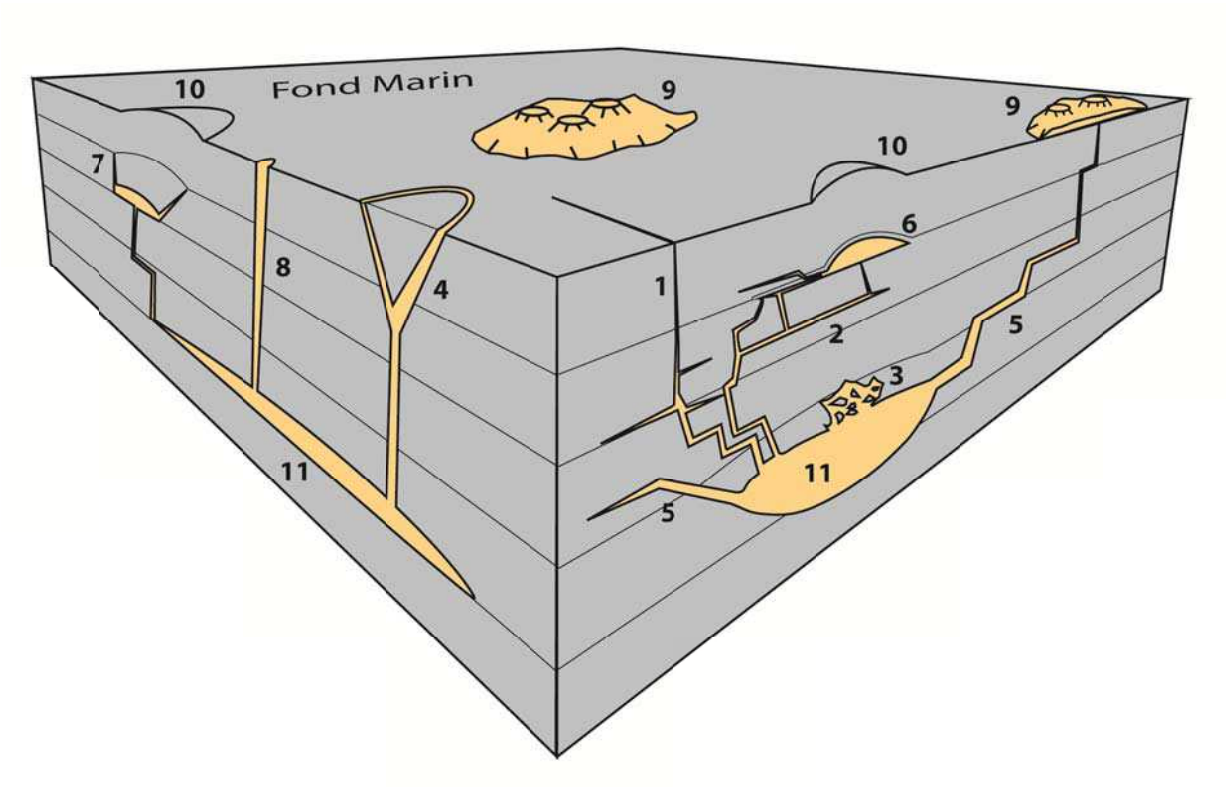


Fig. 1.2 : Type d'injectites connus et issus des données d'affleurements et de sismiques de la littérature (adapté de Hurst et Cartwright, 2007 et Braccini et al., 2008). 1- Dyke verticale, 2- Sill, 3- Brèche d'injection, 4- Intrusion conique, 5- Wings, 6- Laccolithe sédimentaire, 7- Intrusion en forme d'assiette, 8- Intrusion en colonne, 9- Extrudites, 10- Plis forcés, 11- Corps sableux parents.

2.1. Géométrie et échelle

Les intrusions sableuses sont géométriquement très similaires aux intrusions magmatiques (Pollard, 1987). Ainsi, l'ensemble des termes utilisés pour définir les types d'injectites fait référence aux termes qui étaient utilisés en premier lieu pour définir les types d'intrusions magmatiques : sills, dykes, laccolithes, extrudites, colonnes, intrusions en forme de cône, d'assiette ou d'aile d'oiseaux (« wings »). Les sills, les dykes, les intrusions coniques, en forme d'assiette et les wings sont les injectites les mieux décrites dans la littérature.

2.1.1. Les dykes

Les dykes sont des intrusions planaires sécantes par rapport à la stratification, dont l'épaisseur varie entre le millimètre et plusieurs dizaines de mètres (Hurst et al., 2003a) (**Fig. 1.3**) (en moyenne épaisseur décimétrique) et ils se propagent entre quelques centimètres et plusieurs centaines de mètres verticalement (en moyenne longueur pluri-décamétrique) (Smyers et Peterson, 1971). Ils peuvent être suivis sur plusieurs kilomètres de distance dans une même direction (Dillier, 1889; Parize, 1988). Les dykes sont plus nombreux à proximité de leur source et des failles (Parize, 1988) et l'espacement entre les dykes ne semble pas toujours être aléatoire (Jolly et al., 1998; Vétel et Cartwright, 2010; Parize et al., 2007b). Les dykes sont inclinés avec des pendages variant de 20° à 90° en moyenne (Newsom, 1903; Vitanage, 1954, Rijsdijk et al., 1999; Parize et al., 2007b). Dans le reste du manuscrit nous considérerons qu'une injectite avec un angle inférieur à 20° par rapport au plan de stratification est un sill. De nombreux auteurs ont également mis en évidence un pendage bimodal des dykes, i.e. 40°-60° et 80-90°, sur un même affleurement (Vitanage, 1954, Parize, 1988; Vétel et Cartwright, 2010) (**Fig. 1.3b**).

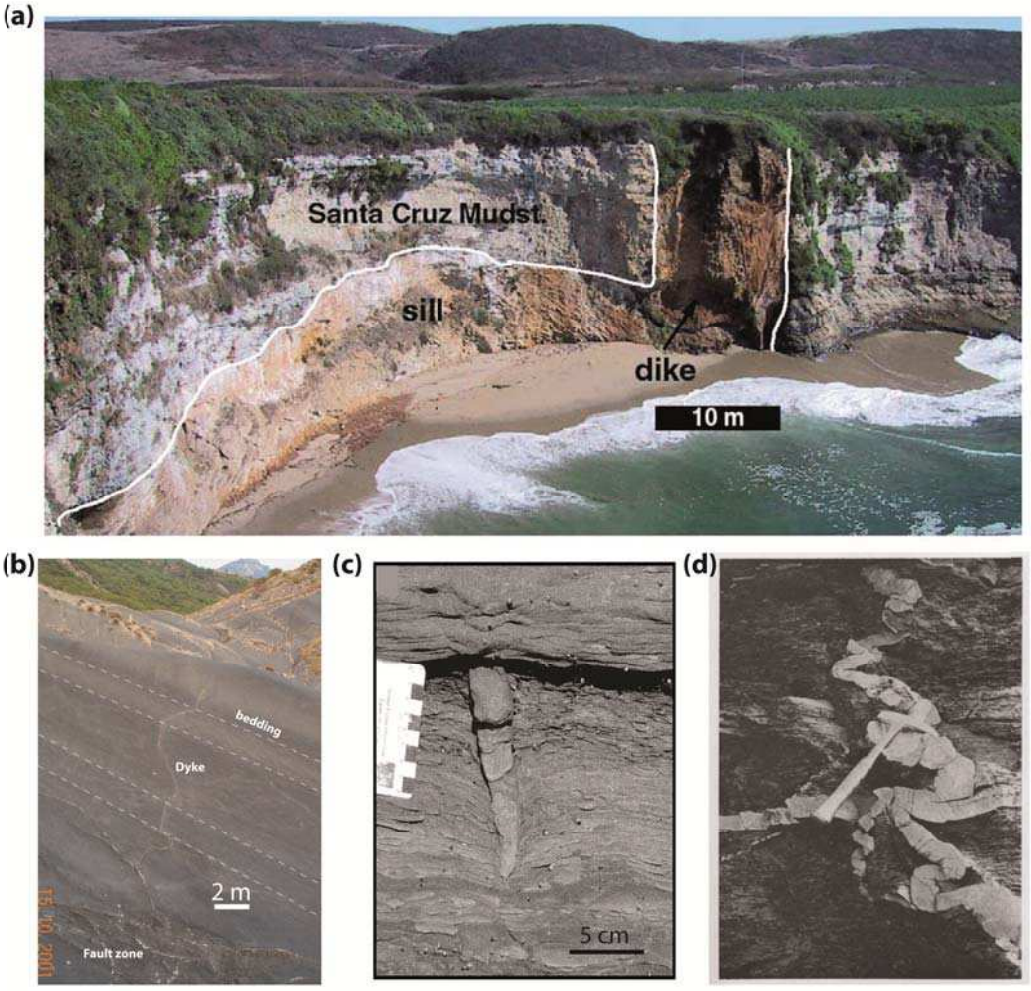


Fig. 1.3 : Dykes de taille et géométrie variées, décrits dans la littérature (études d'affleurements uniquement). A) Corps intrusif (sill et dyke) au sud de Yellow Bank Creek Beach, Californie (d'après Boehm et Moore, 2002). B) Dyke non déformé en zig-zag dans la région de Sisteron, SE France (d'après Parize et al., 2007a). C) Dyke s'amincissant vers le bas, aux marges droites et rebroussement vers le bas de la stratification de la roche hôte (Canada) (d'après Rowe et al., 2002). D) Dyke plissé et relation avec un sill dans le bassin du Karoo, Afrique du Sud (d'après Truswell, 1972).

Les surfaces des injectites en contact avec leur encaissant sont appelées les marges, les bordures, les parois, les murs ou les épontes selon les auteurs. Les marges de dykes peuvent être parallèles (Vétel et Cartwright, 2010) ou irrégulières (Surlyk et al., 2007). Il est courant de voir les dykes bifurquer et s'amincir dans le sens de propagation (Jenkins, 1930; Gottis, 1953; Allen, 1982, 1984; Parize, 1988, Surlyk et Noe-Nygaard, 2001; Rowe et al., 2002; Jonk et al., 2003; Kane, 2010) (**Fig. 1.3c**). La géométrie originelle des dykes peut être rectiligne ou sinueuse (Gottis, 1953; Taylor, 1982). La sinuosité est souvent attribuée à la compaction tardive de l'encaissant, en réponse au poids des sédiments sus-jacents (Truswell, 1972; Parize, 1988; Philip et Alsop, 2000; Surlyk et al., 2007; Kane, 2010) (**Fig. 1.3d**) ou à une compression latérale (Philips et Alsop, 2000, Parize et al., 2007b). Les parois de dykes peuvent être lisses (Parize, 1988, Duranti et al., 2002) ou irrégulières (Parize, 1988; Parize et Friès, 2003), dépendant en partie de la compaction post-injection et/ou de la présence d'éventuelles figures d'écoulement (cf. section 2.4). Les dykes peuvent être polyphasés, i.e. qu'ils peuvent se croiser (Hoek, 1991; Vétel et Cartwright, 2010) ou bien se rejoindre (Parize et al., 1988). L'orientation des dykes peut être aléatoire (Surlyk, 2007; Kane, 2010) ou gouvernée par les hétérogénéités de la roche hôte (Vitanage, 1954; Harms, 1965; Wall & Jenkyns, 2004; Ribeiro & Terrinha, 2007; Scholz et al., 2009, 2010) et/ou par les contraintes au moment de l'injection (Delaney et al., 1986; Huang, 1988; Beacom et al., 1999, Boehm et Moore, 2002). En coupe, la géométrie des dykes peut varier de la forme la plus rectiligne à la plus irrégulière, en passant par des formes géométriques dites en tresse, en-échelon ou en zig-zag (Hoek, 1991 ; Vétel et Cartwright, 2010) (**Fig. 1.4**).

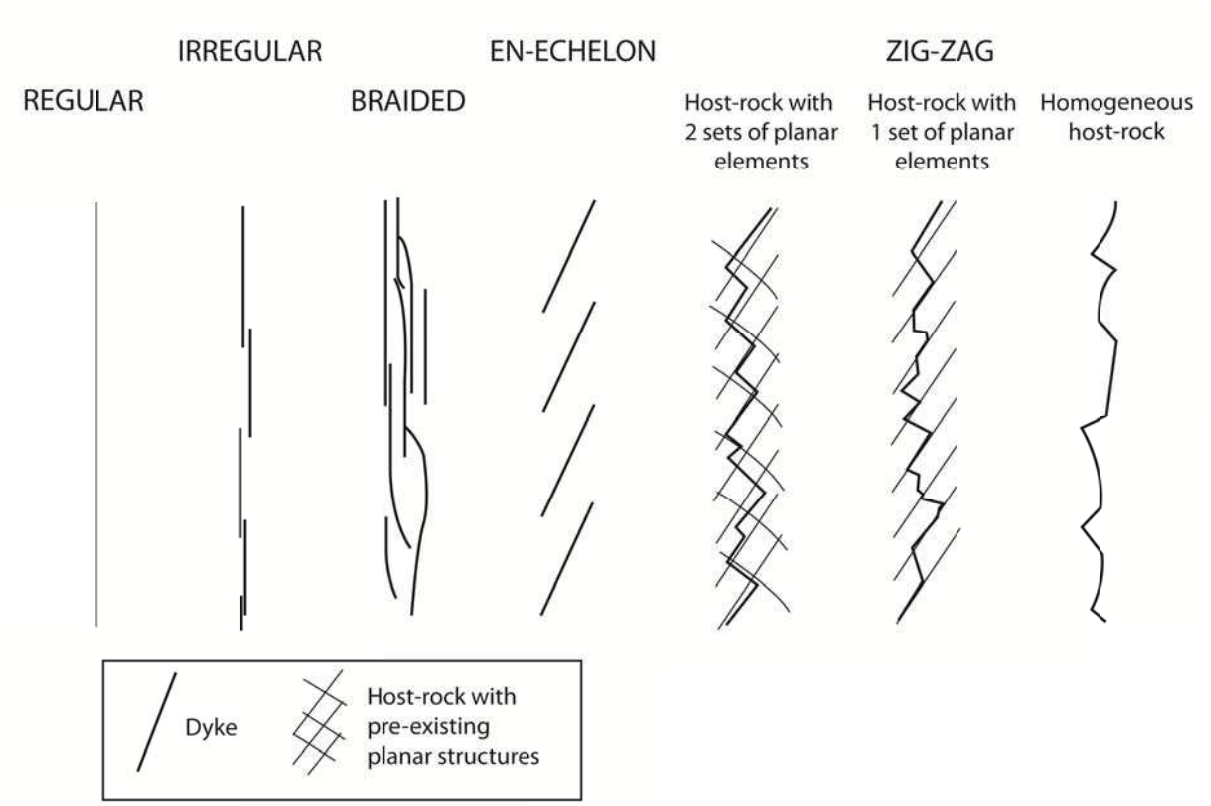


Fig. 1.4 : Classification des géométries de dyke-fracture en coupe (d'après Hoek, 1991).

2.1.2. Les sills

Les sills sont aussi des intrusions planaires en concordance avec la stratification, dont l'épaisseur varie du centimètre à plusieurs mètres avec une épaisseur moyenne de l'ordre du mètre (Parize et Friès, 2003). Par conséquent, ils sont en moyenne plus épais que les dykes (cf. section 2.1.1). Les sills peuvent également s'étendre sur plusieurs kilomètres (longueur moyenne hectométrique) (Waterson, 1950; Parize et al., 1988; Jackson, 2007).

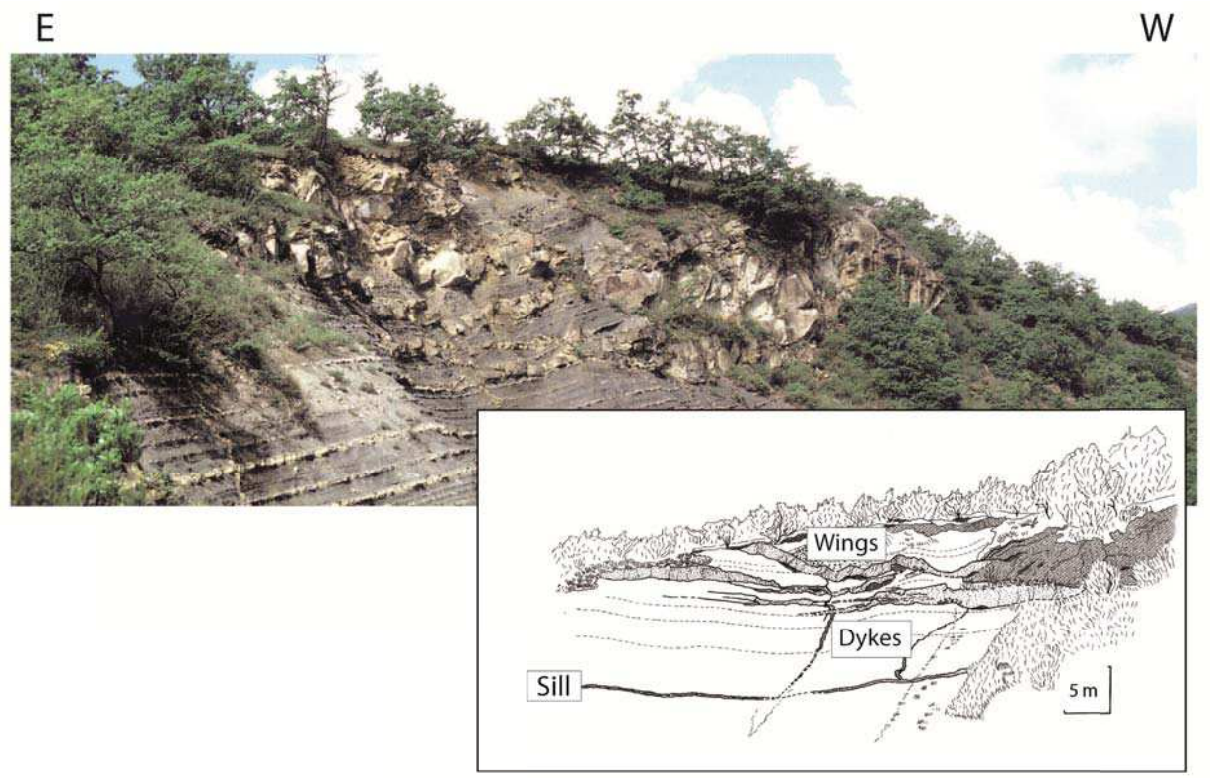


Fig. 1.5 : Réseau de dykes, sills et wings centimétriques à métriques encaissées dans le Marnes Bleues apto-albiennes du bassin Vocontien (d'après Parize et al., 2007b).

Ils ont une tendance générale à s'amincir en s'éloignant de leur corps sableux parent (Truswell, 1972; Parize et al., 2007a) mais montrent une grande variabilité d'épaisseur sur leur longueur (Surlyk et Noe-Nygaard, 2001) (**Fig. 1.5**). Ils se propagent régulièrement le long d'hétérogénéités stratigraphiques (e.g. base ou sommet de banc, discordance) ou sédimentologiques (e.g. changement de lithologie) (Parize et al., 2007a). La marge sommitale érosive de certains sills (e.g. Vigorito et al., 2008) est un bon moyen de les différencier des corps sableux dépositionnels (**Fig. 1.3a**).

2.1.3. Les wings

Les Wings sont définis sur la sismique par des réflecteurs de forte amplitude et de faible angle (10 – 40°) émanant depuis les marges d'un corps sableux dépositionnel (Huuse et al., 2004). Ils peuvent correspondre à des dykes, des dykes se terminant par un sill ou une combinaison des deux (Jackson et al., 2011). Les wings définis sur les affleurements correspondent le plus souvent au dernier de ces cas, c'est à dire des sills qui se propagent

depuis les marges de leur source en pouvant brutalement traverser la série sédimentaire par l'intermédiaire de dykes pour passer dans un autre plan de stratification de la roche hôte (Waterson, 1950; Hiscott, 1979; Beaudoin et al., 1985; Lonergan et al., 2000; Surlyk et al., 2001; Parize et Friès, 2003; Huuse & Mickelson, 2004; Jackson, 2007) (**Fig. 1.6**).

Fig. 1.6 : Wing d'échelle pluri-métrique avec des marges planaires er irrégulières, identifié dans les affleurements du Tumey Hills, California (Huuse et al., 2004).

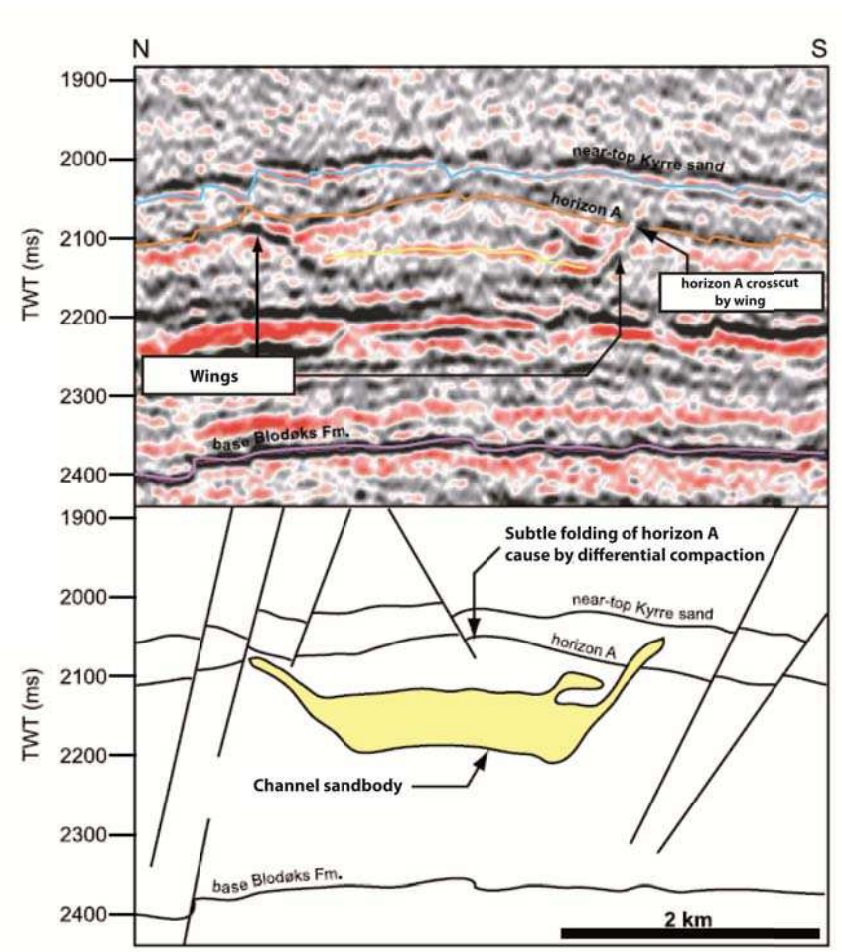


Fig. 1.7: Section sismique montrant des wings se propageant depuis les bordures d'un chenal turbiditique appartenant au Crétacé Supérieur de la formation Kyrre, Mer du Nord (d'après Jackson, 2007).

La propagation des wings se fait généralement vers le haut (Waterson, 1950) et localement vers le bas (e.g. Parize et al., 2007a). Lorsque les sills sautent dans un niveau stratigraphique supérieur, ils peuvent continuer leur propagation sur plusieurs niveaux (Parize et al., 2007b) (**Fig. 1.5**). Les wings peuvent recouper des séries sur quelques dizaines de mètres d'épaisseur (Waterson, 1950; Parize, 1988; Jackson et al., 2011) ou sur plusieurs centaines de mètres d'épaisseur (Huuse et al., 2004; Szarawarska et al., 2010) et s'étendre sur plusieurs kilomètres latéralement à la source (Huuse et Mickelson, 2004) (**Fig. 1.7**). Les wings identifiés sur la sismique de Mer du Nord peuvent atteindre jusqu'à 30 m d'épaisseur (Huuse et al., 2004; Jackson, 2007).

2.1.4. Les intrusion coniques et en forme d'assiette

Les intrusions coniques et en forme d'assiette émanent depuis les sources de sables sous-jacentes vraisemblablement les plus proches (Hurst et al., 2004).

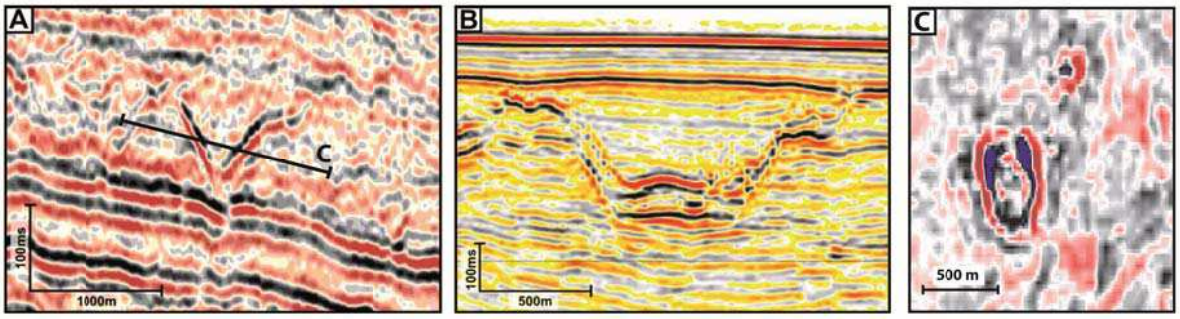


Fig. 1.8 : Intrusions sableuses d'échelle sismique identifiées dans les sédiments tertiaires de Mer du Nord. A) Section sismique d'une intrusion conique avec un apex bien défini et des flancs inclinés entre 20 et 40° (d'après Molyneux et al., 2002). B) Section sismique d'une intrusion en assiette avec une base tabulaire bien défini et des flancs inclinés similaires aux intrusions coniques (d'après Cartwright et al., 2008). C) Coupe au travers d'un cône d'injection (d'après Huuse et Mickelson, 2004). Cela forme des objets plus ou moins circulaires (la réponse sismique aurait été identique pour une coupe au travers des intrusions en forme d'assiette).

Elles ont typiquement un apex bien défini depuis lequel des flancs inclinés à environ 10-40° se développent (Molyneux et al., 2002) (**Fig. 1.8a**). Les intrusions en assiette ont, à la différence des cônes, une partie basale tabulaire connectée à leurs bords par des flancs inclinés de mêmes dimensions et inclinaisons que les cônes (Cartwright et al., 2008) (**Fig. 1.8b**). En l'absence de flancs inclinés qui se développent, l'intrusion en forme d'assiette peut être assimilée à un laccolite sédimentaire (**Fig. 1.2**). Vus en carte, les intrusions coniques et en forme d'assiette sont circulaires et font entre 100 à 3000 m de diamètre. En section, ils atteignent 50-300 m de hauteur et entre 1 et 80 m d'épaisseur (e.g. Molyneux et al., 2002; Huuse et Mickelson, 2004; Cartwright et al., 2008) (**Fig. 1.8**). Les intrusions coniques (**Fig. 1.8a**) et les intrusions en forme d'assiette (**Fig. 1.8b**) sont des objets communs dans les sédiments marins profonds du Tertiaire de Mer du Nord (e.g. Molyneux *et al.* 2002; Løseth *et al.* 2003; Shoulders & Cartwright 2004; Huuse & Mickelson 2004; Huuse *et al.* 2007; Shoulders *et al.* 2007; Cartwright et al., 2008). Ils ont pourtant été peu identifiés à l'affleurement (e.g. Vigorito et Hurst, 2010), peut-être parce que la qualité des affleurements ne permet pas de suivre des intrusions de si grande dimension sur le terrain.

2.1.5. Les extrudites

Les extrudites sont les sables qui se sont épanchés sur le fond de la mer suite à leur extrusion depuis une source profonde. Les extrudites peuvent avoir localement leur base irrégulière, un sommet concordant, contenir des bioturbations et être stratifiées et/ou avoir des laminations de faible angle (Hurst et al., 2006). Par conséquent, les extrudites peuvent être confondues avec des sables dépositionnels mais la présence d'injectites sous-jacentes et les directions d'écoulement non unidirectionnelles (flux elliptique) sont des moyens de les différencier (Hurst et al., 2006).

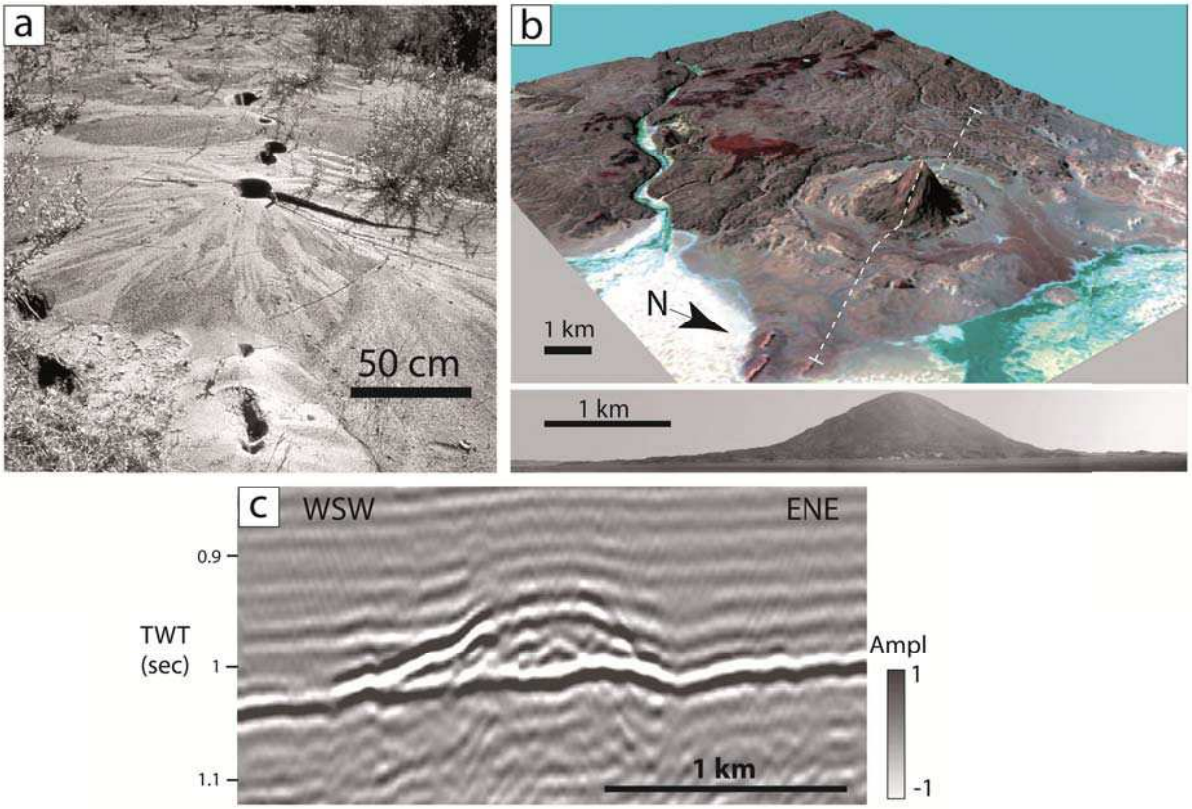


Fig. 1.9 : Extrudites identifiées à l'affleurement et en sismique. A) Alignement de volcans de sable métriques sur la marge de la rivière de Cheliff, Algérie (d'après Montenat et al., 2007). B) Vues 3D et panoramique d'un volcan de sable kilométrique, le Mont Telout, SW Libye (d'après Moreau et al., 2010). C) Section sismique d'un monticule de sable kilométrique identifié à l'ouest du Graben Central, Mer du Nord (d'après Andresen et al., 2009).

L'identification des extrudites est largement limitée aux données d'affleurements, où elles sont reconnues sous la forme de volcans de sable métriques (e.g. Pringle et al., 2007; Vigorito et al., 2008; Montenat et al., 2007; Scott et al., 2013) (**Fig. 1.9a**) à hectométrique (e.g. Moreau et al., 2010) (**Fig. 1.9b**) ou sous la forme de grands épanchements de sable (sheets sand) (e.g. Obermeier, 1989; Netoff, 2002; Boehm et Moore, 2002; Hurst et al., 2006). Il existe peu d'exemples connus d'extrudite en offshore (e.g. Huuse et al., 2004, 2005; Shoulders et Cartwright, 2004) mais celui du bassin de Norvège-Finlande est l'un des plus impressionnant (Andresen et al., 2009). Il s'agit d'un volcan de sable géant (5,3 x 10^7 m^3),

identifié 1 km sous le fond marin (**Fig. 1.9c**). Certains auteurs ont suggéré que ce type d'injectites étaient, tout comme les intrusions coniques et en assiette, nourris par les intrusions colonnaires (Huuse et al., 2004; Ross et al., 2011, Mourgues et al., 2012) (**Fig. 1.10**) ou par un réseau de dykes verticaux (Jolly et Lonergan, 2002). Les principes d'acquisition de la sismique (réflexion d'ondes verticales) ne permettent pas l'identification des structures verticales, par conséquent les intrusions en colonne (e.g. Chan et al., 2007 ; Huuse et al., 2005) ou les dykes verticaux ne sont pas visibles sur la sismique. Finalement, la perte de volume dans le corps source, engendrée par l'expulsion de sable, peut provoquer un effondrement du toit de ce corps et de la série sédimentaire sus-jacente. En surface cela peut se traduire par un effondrement local autour de la zone d'épanchement de sable (Moreau et al., 2010) (**Fig. 1.9b**).

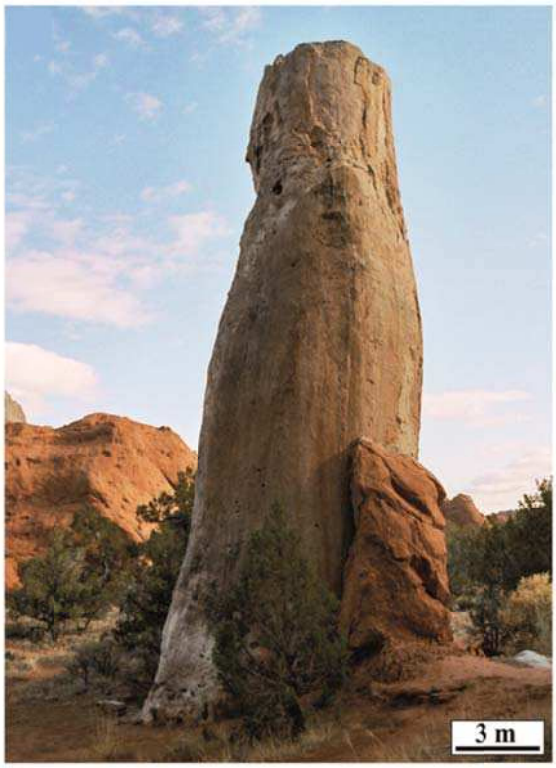


Fig. 1.10 : Intrusion sableuse colonnaire pluri-métrique affleurant dans le bassin de Kodachrome, SE Utah (d'après Huuse et al., 2005).

2.2. Contextes tectoniques et environnements de dépôt associés aux injectites

La formation des injectites est souvent rapportée à un évènement tectonique capable de déclencher l'intrusion de sédiments dans une roche hôte (Jolly et Lonergan, 2002). Par conséquent, les injectites ou complexes d'injectites sont le plus souvent reconnus dans des environnements tectoniquement actifs. Les intrusions sableuses peuvent ainsi se mettre en place dans des contextes tectoniques extensifs (e.g. Rai et al., 1985; Surlyk et Noe-Nygaard, 2001; Parize et Friès, 2003; Huuse et al., 2007), compressifs (e.g. Winslow, 1983; Huang, 1988; Neef, 1991) et décrochants (e.g. Newsom, 1903; Peterson, 1968).

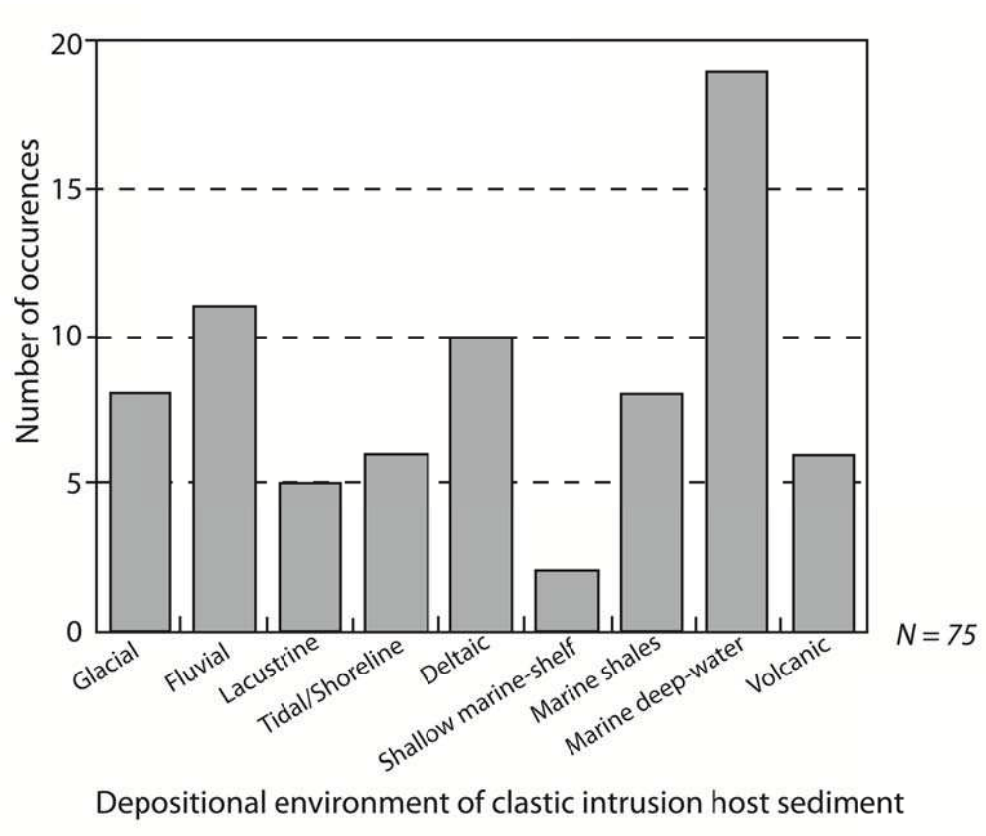


Fig. 1.11 : Environnements sédimentaires dans lesquels des intrusions sableuses ont été identifiés dans la littérature (d'après Jolly et Lonergan, 2002).

Les injectites ont été identifiées dans des sédiments lacustres (e.g. Aspler et Donaldson, 1986; Martel et Gibling, 1993), fluvio-deltaïques (e.g. Stephens et al., 1953; Tanner, 1998; Levi et al., 2006a), marins-profonds (e.g. Dillier, 1889; Newsom, 1903; Peterson, 1968; Taylor, 1982; Parize, 1988, Surlyk et al., 2007; Hubbard et al., 2007; Kane, 2010), glaciaires (e.g. Brunn & Talbot, 1986; Boulton & Caban, 1995; Rijsdijk et al., 1999) et dans des dépôts éoliens (e.g. Moretti, 2000; Whitmore et Strom, 2010). Les intrusions sableuses ont ainsi été décrites dans beaucoup d'environnements sédimentaires à travers le monde, mais sont particulièrement commune dans les environnements turbiditiques (Jolly et Lonergan, 2002) (**Fig. 1.11**). Par conséquent, les injectites se mettent en place dans des environnements propices à la sédimentation silico-clastiques, où des sédiments perméables et de granulométrie généralement fin-moyens (sables-silts) se retrouvent intercalés dans des intervalles sédimentaires de faible perméabilité (argiles). Cela justifie que les injectites riches en quartz identifiées dans des sédiments argileux soient les plus communes dans la littérature. Les sédiments argileux sont les types de roche hôte les plus courants (e.g. Dillier, 1889; Parize, 1988, Hurst et al., 2003; Jackson, 2011) mais les injectites peuvent être identifiées dans des roches volcaniques (e.g. Walton et O'Sullivan, 1950; Lewis, 1973) et cristallines (e.g. Vitanage, 1954; Harms, 1965; Beacom et al., 1999; Scholz et al., 2010) en fonction du processus à l'origine de la mise en place des intrusions (vers le haut = fluidisation ou vers le bas = gravité, cf. section 3). Les injectites peuvent contenir différentes quantité de minéraux secondaires (< 10%) tels que des feldspaths, des minéraux lourds, des coquilles carbonatées ou siliceuses et d'autres minéraux permettant parfois l'identification de la source sableuse (Vitanage, 1954; Parize, 1988; Levi et al., 2006a). Des clastes, issus de la fracturation et de l'érosion de la roche hôte au cours de l'injection (Hurst et al., 2011), sont souvent identifiés

dans les injectites de sable fin-moyen et sont généralement plats, allongés, mal triés et alignés parallèlement aux bordures des injectites (e.g. Peterson, 1968; Taylor, 1982; Scott et al., 2009) (**Fig. 1.12a**). Les injectites peuvent être cimentées par de la calcite (e.g. Newsom, 1903; Winslow, 1983; Jonk et al., 2003; Jonk et al., 2010), du quartz (e.g. Parize, 1988; Winslow, 1983), de la chlorite (e.g. Hiscott, 1979) ou du gypse (e.g. Smyers et Peterson, 1971), suite aux interactions entre l'encaissant et le sable injecté (Parize, 1988) et/ou suite à des circulations de fluide dans les injectites (Jonk et al., 2003, 2005).

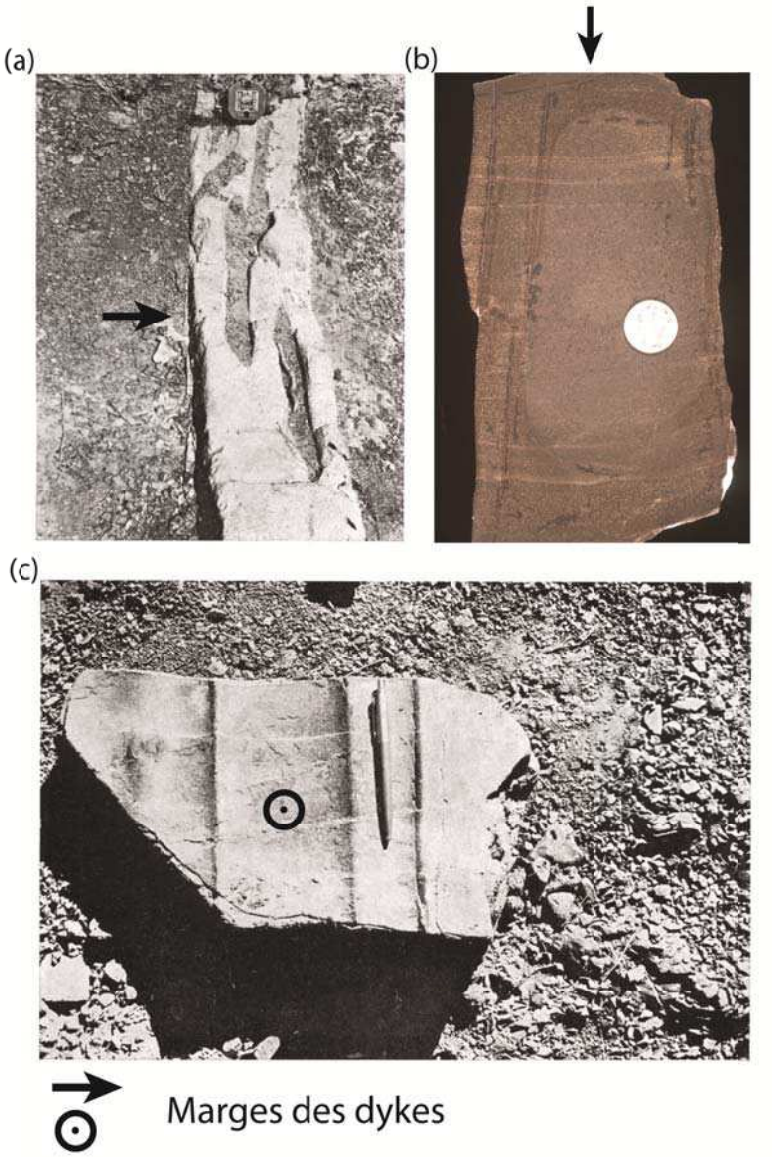


Fig. 1.12 : Structures internes et externes observées dans ou sur les parois de dykes. A) Clastes argileux tabulaires dont le grand axe est parallèle au marges du dyke (d'après Peterson, 1968). B) Section polie d'un dyke montrant des laminations parallèles bien développées et parallèle aux marges du dyke (d'après Diggs et al., 2007). C) Marge d'un dyke montrant des structures ressemblants aux flute-casts dans le coin supérieur gauche et les structures linéaires parallèles ressemblent à des groove-casts (d'après Peterson, 1968).

2.3. Granulométrie

Les intrusions sableuses sont généralement composées de grains fins à moyens (e.g. Rutten et Schonberger, 1957; Peterson, 1968; Hiscott, 1979; Parize, 1988) et ont une granulométrie très homogène (Allen, 1984). Cependant, les injectites peuvent être composées de grains très fins (e.g. Beacom et al., 1999; Levi et al., 2006) ou de galets et de blocs (e.g. Winslow, 1953; Rijsdijk et al., 1999). Les variations granulométriques d'un lieu à un autre, dépendent en partie de la granulométrie du corps sableux parent (Hurst et al., 2011) mais aussi du processus à l'origine de la formation de l'intrusion sableuse (cf. section 3). Le granoclassement est plus rare mais peut exister perpendiculairement aux marges des injectites (e.g. Hubbard et al., 2007) ou sur leur longueur (e.g. Taylor, 1982 ; Obermeier, 1996, Hubbard et al., 2007). La grano-décroissance se fait depuis les marges vers le cœur des injectites (ou l'inverse) (Hubbard et al., 2007) et depuis la source vers le distale (Taylor, 1982). Les processus responsables du granoclassement sont encore mal contraints (Hurst et al., 2011).

2.4. Ecoulements syn-formation des injectites et structures associées

La formation des injectites résulte le plus souvent du transport des grains par un fluide (eau et/ou hydrocarbures) s'écoulant dans une fracture ouverte (Jolly et Lonergan, 2002). Le régime d'écoulement pendant l'injection a été l'objet de nombreuses discussions dans la littérature et peut être soit un écoulement turbulent (Turcotte et Schubert, 1982; Obermeier, 1996; Kawakami & Kawamura 2002; Duranti & Hurst 2004; Hubbard et al. 2007; Scott et al. 2009; Levi et al., 2011) soit un écoulement laminaire (Dott, 1966; Peterson, 1968; Sturkell and Ormö, 1997; Taylor 1982; Dixon et al. 1995; Levi et al., 2010). Le régime d'écoulement est le plus souvent déduit des figures sédimentaires internes (laminations) (**Fig. 1.12b**) ou externes (érosions) (**Fig. 1.12c**) des injectites observées à l'affleurement. En effet, des figures d'érosion comparables à celles associées aux dépôts turbiditiques, i.e. flutes, grooves ou tool marks, sont particulièrement communes sur les parois des injectites (e.g. Peterson, 1968; Taylor, 1982; Obermeier 1996; Parize, 1988; Surlyk and Noe-Nygaard, 2001; Kawakami & Kawamura 2002; Hillier and Cosgrove, 2002; Diggs 2007; Scott et al. 2009; Kane 2010) et témoignent de cette façon du régime turbulent de l'écoulement. Les laminations ou bandes observées dans les dykes et sills (e.g. Peterson, 1968; Winslow, 1983; Rijsdijk et al., 1999; Hubbard et al., 2007; Macdonald and Flecker, 2007, Scott et al., 2009), peuvent témoigner à la fois d'un écoulement turbulent de haut régime (Peterson, 1968) ou d'un écoulement laminaire lié à la baisse de vitesse de l'écoulement avant que l'injection ne s'arrête (Scott et al., 2009). Ces laminations ont aussi été attribuées à des épisodes multiples d'injection (Peterson, 1968) ou à des irrégularités dans le taux d'ouverture (Taylor, 1982). Ces laminations correspondent à des différences dans la taille des grains (Taylor, 1982), des alignements de grains (Diggs, 2007) ou une différence de composition (Jonk et al., 2005). La direction d'écoulement a parfois été déduite de l'imbrication des clastes argileux (Kawakami & Kawamura 2002) ou des grains (Levi et al., 2006a, 2006b). Les figures d'écoulement restent des structures rarement observées dans les injectites car ce sont le plus souvent des corps sableux très homogènes avec quelques clastes argileux (e.g. Jenkins, 1930 ; Waterson, 1950; Parize et Friès, 2003; Surlyk et al., 2007; Hubbard et al., 2007), et qui ont pu aussi subir des déformations post-injection limitant la préservation de ces structures (e.g. Parize et al., 1988; Martill et Hudson, 1989).

2.5. Ecoulement post-formation des injectites et diagenèse

Dans la section précédente nous avons vu que dans la majorité des cas les injectites se forment par des circulations de sable liquéfié (mélange sable – fluide) dans une roche imperméable (Jolly et Lonergan, 2002). Cela implique intuitivement que le corps sableux source des injectites ne doit pas être compacté (diagenétisé) pour que les injectites se forment. Nous avons aussi vu que les injectites étaient constituées de sédiments essentiellement perméables et pouvaient s'étendre sur plusieurs kilomètres (sills) et recouper des centaines de mètres de roche (dykes). Par conséquent, l'impact des injectites sur les circulations de fluide dans les bassins sédimentaires à court et long terme ne peut pas être négligé (Jonk et al, 2005).

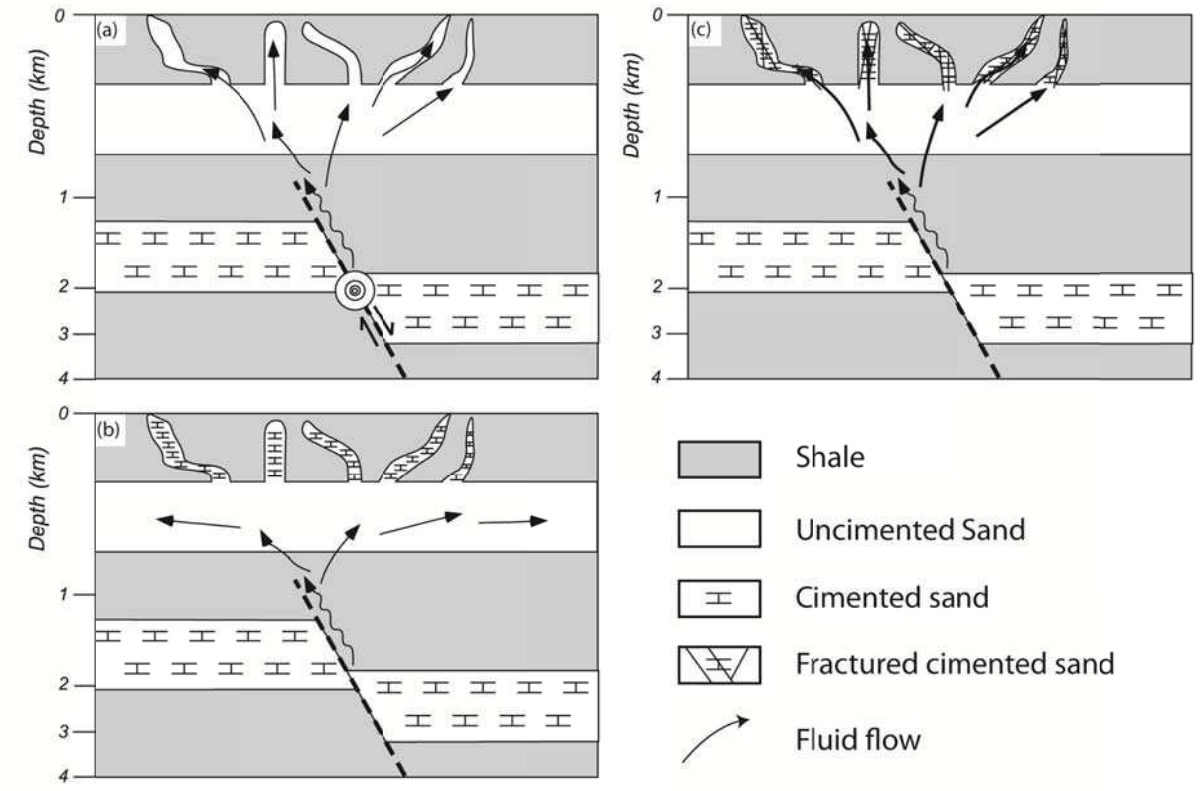


Fig. 1.13 : Schéma illustrant les trois étapes de circulation de fluide associées aux injectites (d'après Jonk et al., 2005). (a) Des fluides profonds ont pu migrer vers un corps sableux non lithifié à plus faible profondeur et déclencher l'injection. (b) Des fluides profonds peuvent continuer à migrer le long des injectites jusqu'à ce qu'elles deviennent complètement cimentées. (c) Les injectites peuvent être réactivées pendant un épisode de déformation. La fracturation se focalisant sur les injectites compétentes, bien cimentées par rapport à la faible compétence de leur roche hôte.

Jusqu'à trois évènements de circulations de fluide associées aux injectites peuvent être identifiés grâce aux inclusions fluide dans les minéraux authigènes de phases diagenétiques (Jonk et al., 2003, 2005) (**Fig. 1.13**) :

1- Les circulations de fluide syn-formation des injectites.

2- Les circulations de fluide post-formation des injectites à un taux d'enfouissement inférieur à environ 1 km et jusqu'à plus de 2 km environ si le précédent évènement de circulation de fluide n'a pas entièrement cimenté les injectites.
3- Les circulations de fluides tardives lorsque l'injectite est totalement cimentée et devient une hétérogénéité structurale (roche « dur » dans une roche « molle ») qui peut localiser la fracturation, la formation de failles ou même de nouvelles injectites.

Les fluides qui circulent dans les injectites peuvent être d'origine marine, météorique ou provenir de sources plus profondes. Jonk et al. (2003) a montré que des fluides relativement chauds pouvaient être responsables de la précipitation de calcite dans des bandes de déformation syn-formations des injectites. Il a également montré que la percolation de l'eau de mer de formation de la roche hôte était responsable de la calcitisation parfois total des injectites au cours de l'enfouissement précoce (< 1 km) (Jonk et al., 2003, 2005).

2.6. Datation de l'injection/profondeur d'enfouissement de la source au moment de l'injection

Dater l'injection et/ou connaître la profondeur de la source de sable au moment de l'injection, est fondamental pour comprendre les processus et mécanismes de formation des intrusions sableuses du cas considéré. L'estimation de la profondeur d'enfouissement de la source et l'estimation de l'âge de l'injection sont parfois possibles grâce aux mesures directes, si la source et les extrudites sont identifiées (e.g. les intrusions sableuses du Panoche Hills, Californie, Vigorito et Hurst, 2008; Vétel et Cartwright, 2010; Scott et al., 2013). D'après la littérature, l'injection de sable vers la surface peut se faire depuis un corps sableux enfoui à quelques mètres (e.g. Obermeier, 1996; Rowe et al., 2002), à plusieurs centaines de mètres (e.g. Huuse et al., 2004; Vigorito et al., 2008; Vétel et Cartwright, 2010; Szarawarska et al., 2010) et jusqu'à plusieurs kilomètres (e.g. Thompson et al., 1999).

Dater l'injection ne permet pas nécessairement de connaître la profondeur de la source au moment de l'injection car il est fréquent qu'elle ne soit pas identifiée. L'inverse oui, si la source est connue et datée alors il est parfois possible de déterminer l'âge de l'injection. On peut rencontrer les deux cas de figure suivants :

1- La source de sable est identifiée et datée : la méthode qualitative établie par Hillier et Coscgrove (2002). Cela consiste à estimer le taux de compaction des dykes subi entre $T_{injection}$ et T_{actuel}, les argiles environnantes ayant subi le même taux de compaction. Le taux de compaction des dykes peut se mesurer lorsque les dykes sont plissés en réponse à la compaction de l'encaissant après l'injection (Parize, 1988). On émet alors l'hypothèse que le dyke était droit au moment de l'injection et on compare la longueur du dyke (h_1) à sa hauteur actuelle (h'_1) (**Fig. 1.14**). Ensuite on mesure/estime la porosité (ϕ) sur un échantillon d'argile au niveau des intrusions sableuses, cette porosité ayant enregistrée la contrainte effective maximum ($\phi_{actuelle}$ des argiles = ϕ à $T_{max\ enfouissement}$). En additionnant le taux de compaction des dykes à la porosité actuelle des argiles, on obtient la porosité de l'argile au moment de l'injection du sable. En comparant cette valeur de porosité avec une courbe de porosité-profondeur issue de l'encaissant, on peut estimer la profondeur d'enfouissement du corps sableux au moment de la mise en place des intrusions sableuses et par conséquent, dater l'injection.

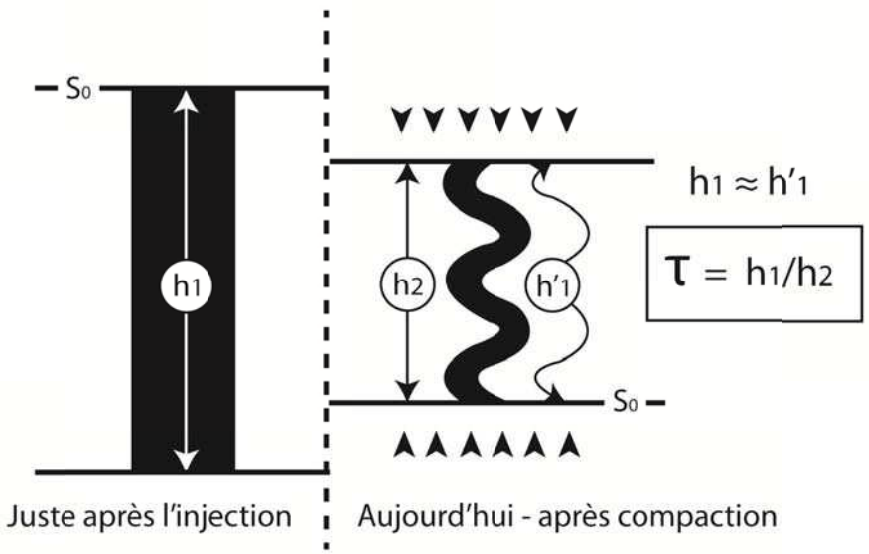


Fig. 1.14 : Estimation du taux de compaction différentielle τ par la mesure directe de dykes plissés. $h_1 \approx h'_1$ et est la hauteur initiale du dyke, h_2 est la hauteur actuelle du dyke (modifié de Parize, 1988).

2- La source de sable n'est pas identifiée : Dans le meilleur des cas, des extrudites vont permettre de dater l'injection (Andresen et al., 2009). Dans le cas contraire, il est fréquent de voir au niveau de la paléo-surface (surface au moment de l'injection), des plis forcés (définis par Coscgrove et al., 2001) au-dessus des réseaux d'injection (eg : Molyneux et al., 2002; Szarawarska et al., 2010) qui permettent de dater indirectement l'injection (Shoulders et al., 2004).

3. Processus de formation des injectites

Les processus de formation des intrusions sableuses font l'objet de très nombreux débats (e.g. Jolly et Lonergan, 2002; Hurst et al., 2011) et restent encore aujourd'hui mal définis. D'après la littérature, il semble que les intrusions sableuses peuvent se former activement ou passivement.

3.1. Les intrusions sableuses actives

Les intrusions sableuses actives sont plus communes et nettement plus complexes que les intrusions passives, que ce soit au niveau de leur mise en place ou bien de leur morphologie, et font par conséquent l'objet d'une plus large documentation dans la littérature. Le terme « intrusion sableuse active » signifie que le matériel a été injecté au cours de l'ouverture de fractures formées le plus souvent par hydrofracturation (Jolly et Lonergan, 2002) (cf. processus d'hydrofracturation en section 3.1.4). Dans ce cas de figure, cela signifie que l'intrusion se fait depuis un corps sableux parent mis en surpression au cours de son enfouissement dans des sédiments de faible perméabilité. Le développement de surpression fluide dans un corps sableux non-consolidé, enfoui et scellé par des sédiments de plus faible perméabilité, est un facteur susceptible de remobiliser ce corps et peut mener à l'injection forcée du sable dans les sédiments hôtes pour former les injectites (Jolly et Lonergan, 2002; Hurst et al., 2003a) (cf. processus de surpression en section 3.1.2) (**Fig. 1.15a**).

Alternativement, ce peut être la chute brutale et locale de pression dans l'encaissant qui va initier l'injection depuis un corps sableux en surpression : injection forcée subtrusive (Scholz et al., 2009, 2010). La diminution de la pression dans l'encaissant peut être liée à l'ouverture soudaine de fractures qui « aspirent » littéralement les sédiments (Scholz et al., 2009, 2010) (**Fig. 1.15b**). L'injection subtrusive se fait aussi bien vers le bas que vers le haut selon la position de la fracture par rapport au corps sableux (Rowe et al., 2002). La pression fluide facilite l'ouverture des fractures/failles dans des sédiments poro-élastiques saturés en fluide (Sibson, 1990; Grauls et Bareix, 1995; Wall et Jenkins, 2004).

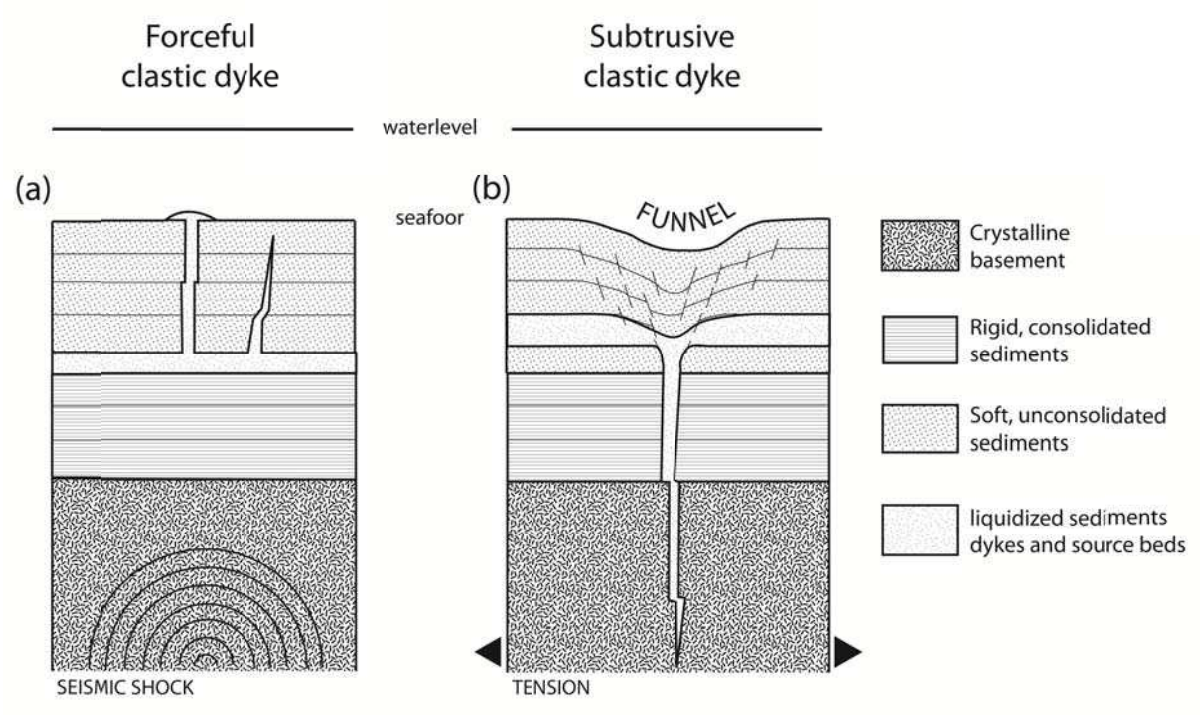


Fig. 1.15 : Schémas illustrant les processus de formation des injectites forcées et sugtrusives (adapté de Scholz et al., 2010) A) Un mécanisme déclencheur (ici un séisme) induit la surpression du corps sableux et permet à la fracturation hydraulique de s'initier et de se propager en direction du fond marin. Le sable a pénétré dans ce réseau de fractures dès que la vitesse de fluidisation a été atteinte pour former des injectites. B) Un sable enfoui sous des sédiments perméables est mis en surpression au cours de son enfouissement. L'ouverture d'une fracture en tension initie l'injection du sable vers le bas (le processus génère aussi des injectites vers le haut si la fracture s'ouvre au-dessus du corps sableux) (voir le texte pour plus d'explication).

Les intrusions sableuses actives peuvent aussi se former sans hydrofracturation à très faible profondeur (< 10 m, sols) (Obermeier, 1989; Montenat et al., 2001). A cette profondeur les sédiments ont une faible cohésion et le régime de fracture est dominé par des déformations plastiques (Jolly et Lonergan, 2002). Par conséquent, l'injection se fait plutôt sous la forme de colonnes que de dykes tabulaires ou sills et le matériel injecté est un mélange de sable fluidisé et de roche hôte (Nichols, 1995). Ce processus d'injection induit souvent la formation de petit volcans de sable en surface (e.g. Obermeier, 1989; Montenat et al., 2007). Un corps sableux enfoui quelques mètres sous des sédiments argileux-silteux, peut se liquéfier suite à un tremblement de terre (cf. processus de liquéfaction en section 3.1.1). Le sable liquéfié va alors pouvoir remonter par fluidisation (cf. processus de fluidisation 3.1.5) le long de plans de fissures/fractures de la couverture (Obermeier, 1989). Le processus n'est pas tout à fait

comparable à celui qui forme les diapirs de sels ou les figures de charge classiques car dans ces cas il s'agit plus d'inversion de densité (Lowe, 1975).

Les intrusions sableuses actives peuvent se propager depuis leur corps sableux parent vers le haut (e.g. Smyers & Peterson, 1971; Truswell, 1972; Hiscott, 1979; Hillier & Cosgrove, 2002; Huuse et al., 2004; Hubbard et al., 2007; Cartwright et al., 2008; Scott et al., 2013), vers le bas (e.g. Gottis, 1953; Parize, 1988; Huang, 1988; Scholz, 2009, 2010), et/ou latéralement (e.g. Parize et al., 2007a, Jackson et al., 2007) et même dans toutes les directions (e.g. Philips & Alsop, 2000; Surlyk, 2001, 2007; Rowe et al., 2002; Ribeiro et Terrinha, 2007).

3.1.1. La liquéfaction

Le terme liquéfaction fait sensiblement partie du vocabulaire de la géotechnique car le processus de liquéfaction impact énormément sur la stabilité des sols. Ce terme signifie en mécanique des sols que l'effet d'une contrainte cisaillante sur un sol sans cohésion et saturé peut lui permettre d'acquérir un degré de mobilité suffisant pour déclencher le mouvement (Seed, 1979; Obermeier, 1996). Cela signifie que dans un milieu saturé la charge lithostatique σ transmise le long des contacts grain-grain peut être entièrement supportée par la pression fluide interstitielle p_f (Leeder, 1982; Allen, 1982; Nichols, 1995). Ainsi, les pressions fluide élevées réduisent la contrainte effective σ' aux contacts grain à grain qui est exprimée selon l'équation de Terzaghi (1923) par :

$$\sigma' = \sigma - p_f$$

L'état de liquéfaction est considéré nécessaire pour qu'un sable puisse être remobilisé (Allen, 1982, 1985) et peut être la cause d'intrusions sableuses (Obermeier, 1989, 1996) mais il n'est pas un prérequis au processus d'injection forcée (Hurst et al., 2011). Il semble même qu'un corps sableux devient beaucoup plus compacté après sa liquéfaction (Allen, 1982), inhibant potentiellement le processus d'injection.

La liquéfaction peut être déclenchée par une contrainte cisaillante cyclique induite pendant un séisme (Seed, 1979), ou par une force de cisaillement unidirectionnelle (Peacock et Seed, 1968) induite pendant le dépôt d'une turbidites, d'un slump ou par des vagues de fortes tempêtes (Leeder, 1982; Hildebrandt et Egenhoff, 2007). Les séismes sont les mécanismes déclencheurs de la liquéfaction les plus cités dans la littérature (e.g. Obermeier et al., 1996; Surlyk et Noe-Nygaard, 2001; Jonk et al., 2005 ; Levi et al, 2006a). La liquéfaction se produit typiquement à des profondeurs inférieures à 10 m (Obermeier, 1989), puisque l'augmentation des contraintes cisaillantes de la source au cours de son enfouissement inhibe le processus de liquéfaction (Seed and Idriss, 1971; Obermeier, 1996; Jolly and Lonergan, 2002).

3.1.2. Les surpressions

Les principaux mécanismes générateurs de surpressions dans les bassins sédimentaires sont liés :

1- à la réduction mécanique de la porosité du solide qui compresse les fluides (déséquilibre de compaction, contrainte latérale);

2- à l'expansion du fluide piégé dans une roche imperméable (génération d'hydrocarbures, expansion thermique, déshydrations des argiles, transformation smectite-illite…);

3- Mouvement des fluides et flottabilité (Osborne et Swarbrick, 1997; Mourgues et Cobbold, 2004).

La surpression fluide est une pré-condition dans le processus d'injection forcée comme elle initie l'hydrofracturation et conduit le sable fluidisé (Jolly et Lonergan, 2002).

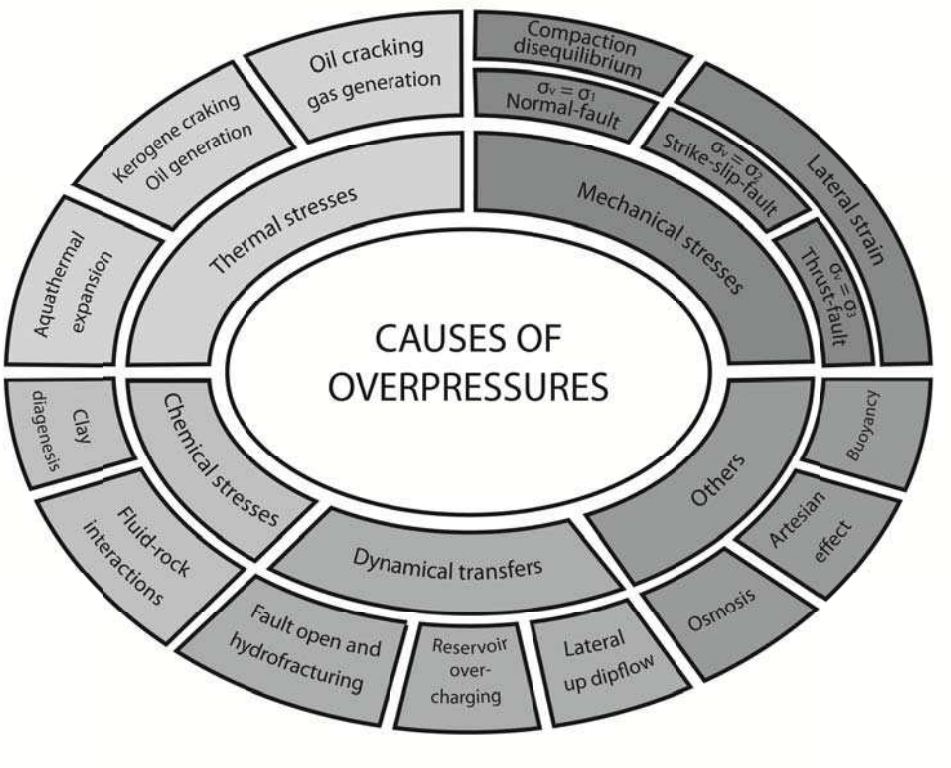


Fig. 1.16 : Principaux mécanismes de surpression dans les bassins sédimentaires (d'après Grauls, 1997). σ_v = contrainte verticale, σ_1 = contrainte principale maximum, σ_2 = contrainte principale intermédiaire, σ_3 = contrainte principale minimum. A noter que tous les mécanismes de cette figure ne sont pas cités dans le texte (ex : l'osmose, l'effet Artésien) car induisent des surpressions mineures.

Les mécanismes qui génèrent des surpressions dans les bassins sédimentaires ont été étudiés depuis le début des années 90, à partir de modèles théoriques (e.g. Neuzil, 1995) ou prédictifs (e.g. Mann et Mackenzie, 1990). Elles ont été revues depuis la fin des années 90, de manière critique et adaptés à des situations géologiques réalistes (e.g. Osborne et Swarbrick, 1997; Swarbrick et Osborne, 1998; Grauls, 1999; Swarbrick et al., 2002) (**Fig. 1.16**).

3.1.2.1. Augmentation de la contrainte compressive

La principale cause de surpression dans les bassins sédimentaires est liée au déséquilibre de compaction (Osborne et Swarbrick, 1997; Grauls, 1999; Mourgues et Cobbold, 2004). Le développement du déséquilibre de compaction est un équilibre entre la perméabilité de la roche hôte et le taux à laquelle les fluides s'échappent de cette roche. Le

déséquilibre de compaction s'initie dans les sédiments poreux et saturés en fluide au cours de leur enfouissement, lorsqu'ils sont soumis à une charge verticale (charge lithostatique) ou une compression tectonique et que l'expulsion des fluides devient limitée (Osborne et Swarbrick, 1997, Swarbrick et al., 2002). La contrainte appliquée est alors transmise au fluide incompressible et la pression augmente, exprimée selon l'équation de Pascal par :

$P_f = \rho.g.h$

Avec ρ : la densité du fluide de formation de la roche ($\rho_{eau\ de\ mer} \approx 1$, $\rho_{huile} \approx 0,8$, $\rho_{gaz} \approx 0,2$), g : l'accélération de la pesanteur (≈ 9,81) et h : la hauteur de la de la colonne sédimentaire). Ainsi, le déséquilibre de compaction opère dans des sédiments peu perméables (argiles, évaporites) ou dans des sédiments perméables isolés dans des sédiments peu perméables. L'isolation d'un sédiment perméable est favorisée par des barrières latérales comme des failles scellantes qui peuvent compartimentaliser les corps sableux au cours de leur enfouissement (Mann et Mackenzie, 1990; Osborne et Swarbrick, 1997). La profondeur à laquelle le déséquilibre de compaction s'initie dans un corps sableux (Fluid Retention Depth ou FRD) dépend de l'efficacité de la couverture (Mourgues et Cobbold, 2004) et du taux de sédimentation (Swarbrick et al., 2002). Ainsi, cette profondeur est plus faible lorsque la perméabilité est faible et que le taux de sédimentation augmente. De la même façon, la pression d'un corps sableux sera d'autant plus précoce que la couverture est imperméable, que le taux d'enfouissement est élevé et que la compartimentalisation par des failles est précoce dans l'enfouissement.

3.1.2.2. Expansion des fluides

Contrairement au déséquilibre de compaction, ce n'est pas le volume poreux qui se réduit pour induire la surpression mais bien le volume de fluide qui augmente dans une roche non déformable. Les pressions qui résultent des différents mécanismes d'expansion de fluide ont été très discutées et ont permis de mieux contraindre les effets de l'expansion des fluides (e.g. Daines, 1982 ; Swarbrick et Osborne, 1998; Alnes et Liburn, 1998, Swarbrick et al., 2002; Vidal et Dubacq, 2009). L'expansion de fluide liée à la génération d'hydrocarbures, en particulier du gaz, est la deuxième cause principale de génération de surpression dans les bassins sédimentaires (Mourgues et Cobbold, 2004). C'est aussi le seul mécanisme d'expansion de fluide capable d'induire de fortes surpressions (Swarbrick et al., 2002). Les autres mécanismes d'expansion de fluide sont :

1- l'expansion thermique : sous l'effet d'une augmentation de la température, l'eau se dilate (Osborne et Swarbrick, 1997; Alnes et Liburn, 1998).

2- la déshydratation des argiles : les minéraux argileux les plus hydratés (ex : la smectite) peuvent relâcher de l'eau au cours de l'enfouissement par compaction (Colton-Bradley, 1987; Osborne et Swarbrick, 1997; Swarbrick et al., 2002; Vidal et Dubacq, 2009).

3- les transformations minéralogiques : plus particulièrement la transformation smectite-illite (Osborne et Swarbrick, 1997). Les échanges d'ions qui résultent de cette transformation vont diminuer la perméabilité des sédiments (Boles et Francks, 1979), favorisant la génération des surpressions (Mourgues et Cobbold, 2004).

3.1.2.3. Circulation de fluide et flottabilité des hydrocarbures

Les surpressions générées dans les sédiments jouent un rôle important dans la dynamique de migration des fluides. Ainsi, dans un aquifère perméable incliné et isolé, les fluides profonds vont migrer vers la crête de la structure et le gradient de pression y sera le plus élevé (Mann et Mackenzie, 1990; Grauls, 1999; Yardley et al., 2000). Ce phénomène est généralement référencé sous le terme de « transfert latéral » et peut générer des surpressions capable d'initier des fractures hydrauliques au niveau de la crête structurale (e.g. Boehm et Moore, 2002; Lupa *et al.* 2002; Andresen et al., 2009; Mourgues et al., 2010). La densité du fluide a aussi une importance capitale dans les générations de surpressions, notamment si le fluide en question est un hydrocarbure. Une colonne d'hydrocarbures induit des surpressions à cause du contraste de densité de l'huile et/ou du gaz avec les eaux de formation des sédiments (Osborne et Swarbrick, 1997). Ce phénomène de flottabilité des hydrocarbures génère des surpressions proportionnelles à la hauteur de la colonne d'hydrocarbures et proportionnelle au contraste de densité (Swarbrick et al., 2002).

3.1.3. Les mécanismes déclencheurs

Les mécanismes qui génèrent des surpressions ne sont généralement pas suffisants pour produire des intrusions sableuses de grand volume (Vigorito et Hurst, 2010). Le processus d'injection nécessite d'être déclenché par un mécanisme externe (**Fig. 1.17**), attribué le plus souvent :

1- à des séismes (e.g Newsom, 1903; Martil et Hudson, 1989; Obermeier, 1996; Surlyk et Noe-Nygaard, 2001; Molyneux et al., 2002; Levi et al., 2006; Hurst et al., 2011),

2- au dépôt soudain de sédiments (slumps, glissements) ou à la charge d'un corps (glacier) (e.g. Truswell, 1972; Taylor, 1982; Rijsdijk et al., 1999; Rowe et al., 2002; Jonk et al., 2010),

3- à l'introduction de fluide en surpression depuis des parties plus profondes du bassin (e.g. Cathles et Smith, 1983; Brooke et al., 1995).

4- aux contraintes tectoniques dans un contexte extensif (e.g. Vitanage, 1954; Harms, 1965; Scholz et al., 2009).

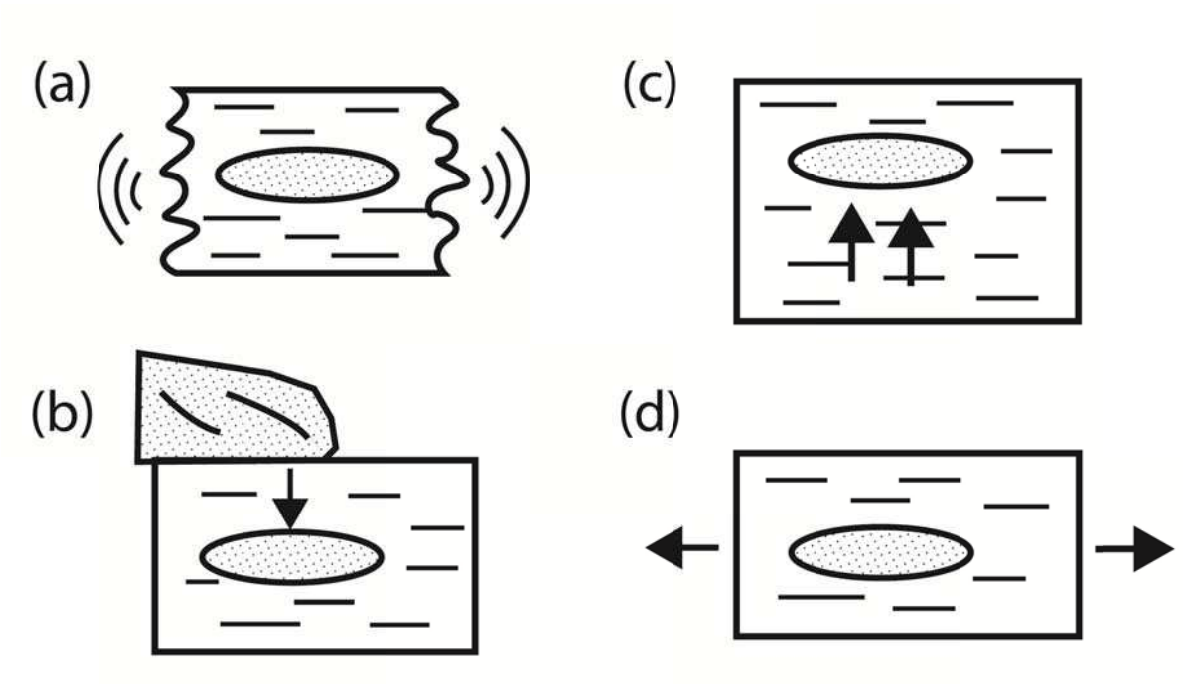


Fig. 1.17 : Mécanismes déclencheurs de l'injection sableuse synthétisés de la littérature (modifié de Jolly et Lonergan, 2002). A) Secousse sismique. B) Excès de pression due à un évènement dépositionnel (e.g. charge d'un chenal, slumps). C) Addition de fluides profonds. D) Activité tectonique extensive.

La détermination du mécanisme déclencheur est souvent incertaine car le timing de l'injection n'est pas toujours connu et que les évènements déclencheurs ne peuvent pas toujours être datés.

3.1.4. L'hydrofracturation

Finalement, l'injection sableuse ne débute qu'au moment où la pression fluide du corps sableux source atteint la pression de fracturation de l'encaissant, i.e. excède la somme de la contrainte principale minimum σ_3 et de la résistance à la traction T du matériau (Cosgrove, 2001) (**Fig. 1.18**).

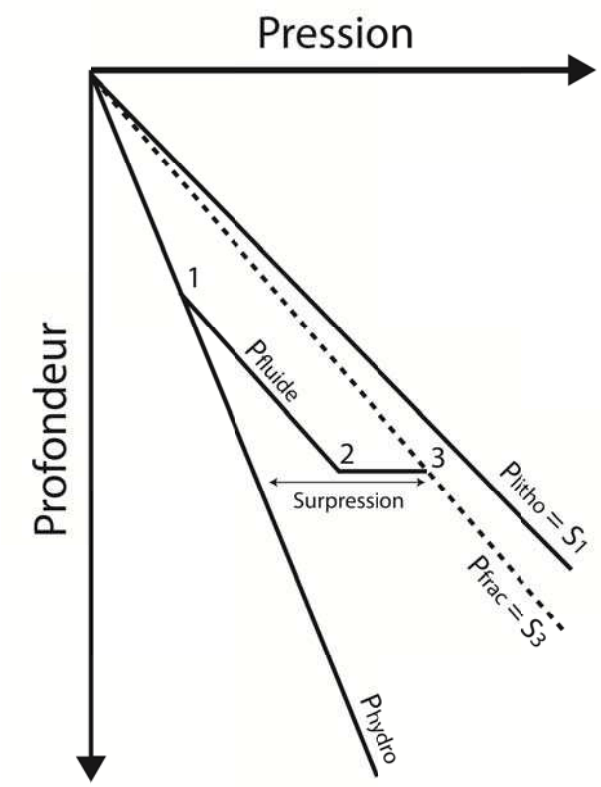


Fig. 1.18 : Diagramme pression-profondeur d'un corps sableux mis en surpression au cours de son enfouissement. A partir du point 1 et jusqu'au point 2, le chenal est mis en surpression par déséquilibre de compaction (suit le gradient lithostatique). Avant le point 1, les fluides contenus dans le corps sableux pouvaient s'échapper assez rapidement pour ne pas initier de surpression. A partir du point 2, un mécanisme déclencheur induit un excès de surpression initiant la fracturation hydraulique lorsque la pression fluide atteint la pression de fracturation de l'encaissant (S_3) au point 3. A noter que S_3 = 0.7-0.9 S_1 dans la plupart des bassins (Mann et Mackenzie, 1990).

Le réseau de fractures hydrauliques qui en résulte sert de chemin de migration pour le sable liquéfié (Jolly et Lonergan, 2002). Les injectites actives sont ainsi considérées comme un exemple de fractures hydrauliques naturelles fossilisées (Lorenz et al., 1991). Par conséquent, la propagation des intrusions sableuses est conduite par le mode de fracture en mode de tension pure (mode I), lorsque la pression fluide des sédiments s'oppose aux contraintes appliquées (Cosgrove, 2001) **(Fig. 1.19)**. Cela signifie que :

1- En milieu isotrope, la condition nécessaire à la formation des injectites est :

$P_f > \sigma_3 + T$

P_f est la pression du fluide. Si σ_3 est horizontale, il se formera des dykes. Si σ_3 est verticale, il se formera des sills. Enfin, si $P_f > \sigma_1$, il se formera des injectites dans toutes les directions (Jolly et Sanderson, 1997).

2- Dans un milieu anisotrope, la condition nécessaire pour former des dykes est :

$P_f > \sigma_h + T_h$

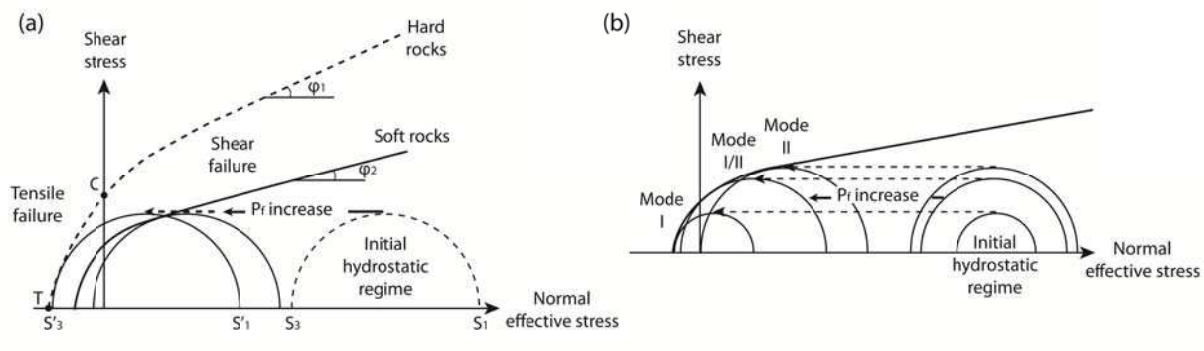


Fig. 1.19 : Diagrammes de type Mohr-Coulomb représentant les conditions qui contrôlent le mode de rupture en tension (mode I), en cisaillement (mode II) ou en un mixte des deux (mode I/II) lorsque la pression fluide (P_f) s'oppose aux contraintes appliquées (d'après Grauls, 1999). A) En fonction des propriétés mécaniques de la roche (cohésion (C), la résistance à la traction de la roche (T) et l'angle de friction (φ)) et pour un régime de contraintes différentielles ($S_1 - S_3$, avec S_1 contrainte principale maximum et S_3 contrainte principale minimum) constant. B) En fonction du régime de contraintes différentielles et pour des propriétés de roche constantes, ou à enveloppe de rupture de roche équivalente.

S_h est la contrainte horizontale et T_h est la résistance à la traction horizontale. Les dykes se forment en mode de tension pure (mode I) ou en mode mixte de tension et cisaillement (mode I/II) quand la contrainte différentielle ($\sigma_1 - \sigma_3$) intersecte l'enveloppe de rupture de Mohr-Coulomb (Grauls, 1999). Les conditions qui influencent le mode de rupture sont les propriétés mécaniques de la roche et la valeur de la contrainte différentielle (qui dépend aussi de la pression interstitielle) (Grauls, 1999) (**Fig. 1.19**).

La condition pour former des sills est :

$P_f > \sigma_v + T_v$

S_v est la contrainte verticale et T_v la résistance à la traction verticale. La condition nécessaire pour qu'un dyke tourne en sill est donc :

$\sigma_h + T_h > \sigma_v + T_v$ (Price et Cosgrove, 1990; Jolly et Lonergan, 2002; Gressier et al., 2010)

ou

$\sigma_v - \sigma_h < T_h - T_v$

Dans un bassin sédimentaire qui n'est pas soumis à des forces tectoniques compressives, $\sigma_v > \sigma_h$. Par conséquent, la formation des sills dépend uniquement de la profondeur (σ_v vs. σ_h), de la pression fluide et de la différence entre T_v et T_h (Gressier et al., 2010). Les roches sédimentaires sont le plus souvent stratifiées (= discontinuités), ce qui signifie intuitivement que $T_v < T_h$, comme cela a été démontrée par des méthodes empiriques (Kwasnievski, 2009).

Les mécanismes d'hydrofracturation à l'origine des intrusions coniques et en assiette ont été récemment discutés à partir de modélisation analogiques et numériques (e.g. Mathieu et al., 2008; Rodrigues et al., 2009; Mourgues et al., 2012). Mourgues et al. (2012) ont montré que la formation des intrusions coniques peut être favorisée par des gradients de pression

prédominant dans la roche hôte avant l'injection. Ils ont aussi montré que dans des conditions de faibles contraintes effectives verticales, la pression de fracturation P_{frac} (P_{frac} est atteint lorsque $P_f > \sigma_3 + T$) est supralithostatique et deux fractures inclinées se forment au point d'injection, alors que dans des conditions de fortes contraintes effectives verticales, la pression de fracturation permet uniquement la propagation d'une fracture verticale (mode I) jusqu'à une profondeur critique à laquelle la fracture se sépare en deux branches dilatantes (Mourgues et al., 2012).

3.1.5. La fluidisation

La fluidisation est le processus qui permet aux grains de sable de se propager dans les fractures hydrauliques (Jolly et Lonergan, 2002, Duranti et Hurst, 2004). Cela signifie que la circulation des fluides d'injection impose des forces d'entrainement sur les grains (Nichols, 1995). Lorsque les forces d'entrainement d'un fluide en mouvement contrebalancent le poids effectif des grains, alors les grains sont transportés par fluidisation (Obermeier, 1996). Le mouvement des fluides dans les fractures hydrauliques s'initie grâce au différentiel de pression qui se crée entre le corps sableux parent en surpression et la pointe de la fracture hydraulique (Vigorito et Hurst, 2010) (**Fig. 1.20**). Plus le différentiel de pression sera grand et plus la vitesse d'écoulement sera importante et capable de transporter des plus gros grains. Ce différentiel devient le plus important lorsque la fracturation hydraulique atteint la surface (Rodrigues et al., 2009; Vigorito et Hurst, 2010). La vitesse minimum de fluidisation (V_{mf}) dépend du diamètre (d) et de la densité (ρ_s) des grains, de la viscosité du fluide (μ) et de la densité (ρ_f) du fluide, et de l'accélération due à la gravité (g) (Richardson, 1971; Lowe, 1975) :

$V_{mf} = (0.00081\ (\rho_s - \rho_f))\ d^2 g/\mu$ (d'après Lowe, 1975)

La V_{mf} est donc plus facilement atteinte pour des plus petits grains, ce qui explique en partie pourquoi les injectites sont souvent composées de grains de cette granulométrie. Les valeurs de V_{mf} estimées sont comprises entre 0,001 $m.s^{-1}$ et 0,01 $m.s^{-1}$ pour les grains fins-moyens (Lowe, 1975; Duranti et Hurst, 2004), entre 0,1 et 0,5 $m.s^{-1}$ pour les clastes argileux de taille moyenne (cm) retrouvés dans les injectites (Duranti et Hurst, 2004; Hubbard et al., 2007) et plus de 9 $m.s^{-1}$ pour les plus larges clastes (dcm) argileux identifiés dans le complexe d'injection du Panoche (Scott et al., 20009). La faible densité et la faible viscosité du fluide ne sont pas propices à la fluidisation. Ainsi, par exemple, la vitesse de fluidisation d'un gaz devra être plus grande que la vitesse de l'eau (2 ordres de grandeur de plus) pour transporter des grains de taille équivalente (Jonk et al., 2010).

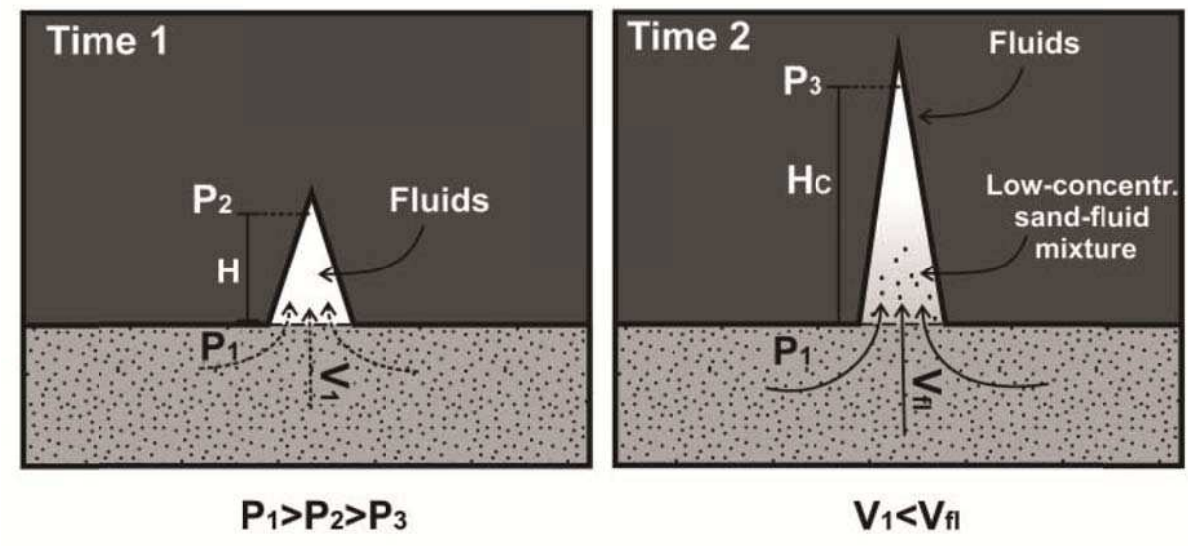


Fig. 1.20 : Illustration des processus d'hydrofracturation et de fluidisation (d'après Vigorito et Hurst, 2010). Au temps (1) la pression fluide du corps sableux parent excède la contrainte principale minimum et l'hydrofracturation s'initie. Les fluides de formation du corps sableux migrent dans la fracture ouverte mais la vitesse d'écoulement induite par le gradient de pression ($\Delta P = P_2 - P_1$) entre le sommet et la base de la fracture, est trop faible pour initier la fluidisation ($V_1 < V_{mf}$). Au temps (2), la fracture atteint une longueur critique (H_c) pour lequel le gradient de pression ($\Delta P = P_3 - P_1$) permet d'atteindre la vitesse minimum de fluidisation ($V = V_{fl}$).

Hurst et al. (2003a, 2011) ont montré que le processus d'injection sableuse nécessitait un volume de fluide équivalent au minimum au volume de sable injecté. Cela signifie que lorsque le volume de sable injecté est connu il est possible d'estimer la quantité de fluide relâchée à la surface. Les intrusions sableuses peuvent être constituées d'un volume de sable de plus de 1–10 x 10^7 m^3 (Hurst et al., 2003a). Par conséquent, les volumes de fluide pré-requis pour former ces larges systèmes injectés sont nécessairement fournis par une source externe. Le flux de gaz et huile thermogéniques est la source de fluide externe la plus communément associée aux structures issues de la circulation rapide de fluides (Van Rensbergen et al., 2003).

3.2. Les intrusions sableuses passives

Fig. 1.21 : Dyke Neptunien observé à l'affleurement (d'après Eren, 2003). Il s'agit de dépôts alluviaux quaternaires qui ont remplis des fractures ouvertes dans des calcaires lacustres mio-pliocènes de la plaine de Konya, Turquie.

Le terme « intrusion sableuse passive » signifie que le matériel a été transporté dans des fractures ouvertes sans injection (Jolly et Lonergan, 2002). Les intrusions sableuses passives sont plus rares que les intrusions actives et forment les dykes Neptuniens (e.g. Eren, 2003; Črne & al., 2007) (**Fig. 1.21**). Ce sont les sédiments de surface qui ont remplis des fractures ouvertes (e.g. fentes de dessiccation, failles) ou des trous (e.g. karsts) par gravité (**Fig. 1.22**).

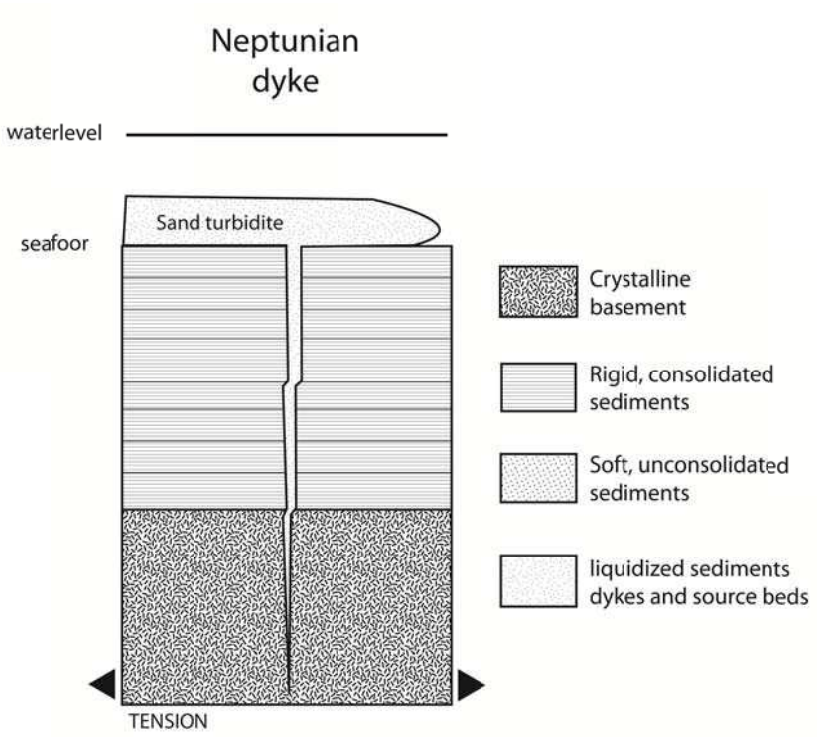


Fig. 1.22 : Schéma illustrant le processus de formation des dykes Neptuniens (modifié de Scholz et al., 2010). Une fracture ouverte en tension sur le fond marin recoupe des sédiments lithifiés. Elle est ensuite remplie lentement lors du dépôt de sédiments sur le fond marin.

Le matériel intrusif est nécessairement plus jeune que la roche hôte et est toujours en provenance d'une source située au-dessus. Les dykes Neptuniens peuvent avoir une stratification horizontale et ont une faible extension verticale (Richter, 1966; Mallarino, 2002; Črne & al., 2007). Les bordures des dykes Neptuniens sont souvent irrégulières car le matériel rempli des cavités aux bordures irrégulières (Samuelson, 1975). Le processus d'intrusions sableuses passives est conduit par la gravité, par conséquent ce sont généralement les dykes Neptuniens (ou intrusions actives vers le bas) qui ont les plus fortes granulométries.

4. Objectifs, données et méthodes

4.1. Objectifs

L'analyse des structures associées à la circulation de fluides dans les bassins sédimentaires peuvent nous aider à comprendre l'évolution des bassins, notamment ce qui concerne la chronologie, les mécanismes déclencheurs, les sources et les chemins de circulations de fluides (Harrison et Summa, 1991, Andresen, 2012). Les remobilisations de sédiments de subsurface, tels que les pockmarks, les volcans de boue et les intrusions sableuses, sont des structures issues et témoins de la circulation de fluides dans les bassins sédimentaires. Les intrusions de sable ou de boue sont aussi les vecteurs de cette circulation jusqu'à plusieurs millions d'années après leur formation (Hurst et Cartwright, 2007). Ces migrations canalisées sont bien plus efficace pour conduire les fluides vers la surface qu'une simple diffusion à travers les sédiments (Bjørlykke, 1993; Berndt, 2005; Gay et al., 2007). Aujourd'hui, l'ensemble des structures issues de la remobilisation des sédiments sont géologiquement bien connues mais leur intégration dans les analyses quantitatives et qualitatives de bassin est encore insuffisante (Gay et al., 2007; Imbert, 2009; Huuse et al., 2010; Andresen, 2012). Depuis les débuts de la caractérisation des intrusions sableuses sur les données d'affleurements jusqu'aux récentes découvertes dans les domaines marins, notre compréhension des processus et mécanismes responsables de leur formation n'a cessé d'évoluer mais restent encore aujourd'hui relativement mal compris. Ainsi, les questions relatives à la formation des intrusions sableuses, et qui constitueront les axes fondamentaux du manuscrit de thèse, sont :

1- Comment différencier géophysiquement des anomalies liées à l'injection de sable, des autres anomalies liées à la remobilisation de sédiments (volcans de boue, pockmarks, horizons diagénétiques) ou des surfaces d'érosion (marges de chenal, terrasses) ?

2- Est-ce que l'importance / la quantité des intrusions sableuses est sous-estimée dans des zones où les conditions (processus) utiles à leur formation sont réunies ? Le cas du bassin du Bas-Congo : intrusions d'échelle sub-sismique ? Intrusions d'échelle sismique ?

3- A quoi correspondent les intrusions sableuses d'échelle sismique ? Un seul dyke assez épais pour être sismiquement détectable ? Un ensemble de dykes d'épaisseur plus modérée ?

4- Comment se connecte des intrusions sableuses coniques ou en assiette avec leur corps sableux parent ? Intrusion en colonne ? Dyke ?

5- Comment se caractérise le réseau de migration des fluides pendant et après la formation des injectites ? Quels moyens pour le définir ? Quelles sont les conséquences de la redistribution des fluides (surpressurisés) ?

6- Le processus de formation des injectites, et par conséquent d'expulsions de fluide associées, est-ils monophasé ou polyphasé ?

7- A quelle profondeur d'enfouissement l'injection se produit dans les bassins ? Qu'est ce qui contrôle cette profondeur ? La lithologie ? La tectonique ? La nature des fluides ? La structuration de la source ?

8- Quel sont les mécanismes qui gouvernent l'épaisseur des injectites ? Distance à la source ? Distance à la surface ? Les hétérogénéités ?

9- Comment déterminer la direction de propagation des injectites à l'affleurement ? Quels indices ? Qu'en est-il de la direction de propagation du sable fluidisé ? Est-ce nécessairement la même que celle de la fracturation hydraulique ?

Pour répondre aux objectifs de thèse et donc en partie à ces questions, nous nous sommes focalisés sur deux zones d'études : l'Ouest Afrique qui est un exemple actuel et le bassin du Sud-Est de la France qui est un possible analogue fossile.

4.2. Données

Les travaux seront focalisés sur les remobilisations sédimentaires de deux jeux de données : les données de subsurface du bassin du Bas-Congo d'une part, et les données d'affleurement du bassin du SE de la France d'autre part :

1- L'interprétation sismique est effectuée sur les jeux de données où la présence d'injectites est connue des données de puits, i.e. dans le Miocène et l'Oligocène du Golfe de Guinée. Les données sismiques 3D ont été acquises lors de campagnes pétrolières dans le bassin du Bas-Congo, transfrontalier entre Congo et Angola. Un intérêt particulier sera porté à deux objets non-conventionnels d'échelle sismiques, découverts dans l'intervalle mio-pliocène et associés à des complexes de chenaux turbiditiques. Ces objets sont associés à des remobilisations sédimentaires.

2- Les données d'acquisitions de forages pétroliers (carottes, diagraphies, imageries de puits) seront issues de champs pétroliers du bassin du Bas-Congo, un champ oligocène (Angola) et un champ miocène (Congo). Il est à noter que ces champs se trouvent dans la même zone géographique, avec un contexte géodynamique similaire mais avec un contexte de remplissage sédimentaire et d'évolution post-dépôt et tectonique différents.

3- Le travail de terrain est localisé dans l'intervalle aptien - albien du bassin Vocontien, SE de la France, où les affleurements et la stratigraphie sont bien connus. Les données de terrain (cartographie, levés de coupes sédimentologiques, mesures de dimensions de corps unitaires, modèle numérique de terrain, échantillonnage) ont été acquises dans la région de Bevons (proche de Sisteron) où un impressionnant réseau d'injectites (dykes et sills d'épaisseur centimétrique à métrique), associé à des systèmes de chenaux turbiditiques, affleure dans des dépôts argileux marins profonds (formation des Marnes Bleues). Ce réseau d'injectites servira de référence pour déterminer plus précisément les mécanismes et processus à l'origine des réseaux d'injectites identifiées sur les données de forages.

4.3. Méthodologie

Par le biais d'une approche multidisciplinaire impliquant la mécanique des roches et des analyses sédimentologiques et structurales détaillées, il s'agira d'ajouter de la rigueur quantitative à notre compréhension qualitative de la combinaison des processus intrinsèques au phénomène d'injection sableuse. Les travaux seront divisés en proportions égales entre l'interprétation sismique, les études sur les données de puits et sur les données d'affleurements :

1- A partir des données de sismique 3D, de puits et de carottages du bassin du Bas-Congo, le but sera de :

- définir l'architecture du réseau d'injectites ;
- comprendre les interactions entre les injectites et l'encaissant, en particulier en terme de déformation et de fracturation ;
- comprendre la dynamique de mise en place de ces intrusions depuis le corps sédimentaire source (en général des chenaux turbiditiques) ;
- définir à quel moment de l'histoire du bassin ces injections se sont développées ;
- identifier s'il existe une relation avec les autres structures d'échappement de fluides, en particulier les pockmarks, ainsi que les anomalies d'amplitudes témoignant de fuites de gaz à travers la couverture. La relation avec les failles (locales, de faible rejet, ou régionales) affectant les zones d'étude fera l'objet d'une attention toute particulière.
- comprendre la fonction des injectites sur la migration des fluides ;

2- Ensuite, à partir d'une étude sédimentologique précise sur les affleurements de Bevons, les objectifs seront de :

- définir l'architecture fine du réseau d'injections ;
- définir les relations entre injectites et champ de contraintes et entre injectites et anisotropies de l'encaissant ;
- définir les relations entre occurrence et distribution (dimensions, densité, orientation) des injectites et la proximité des sources de sable et des failles ;
- définir des critères de propagation des injections dans l'encaissant ;
- de définir la chronologie de mise en place des injections, en particulier à quel moment de l'histoire du bassin ;
- comprendre la fonction des injectites sur la migration des fluides ;
- comprendre la dynamique de mise en place de ces intrusions.

Chapitre II

Intégration des concepts récents de dynamique des dépôts sédimentaires dans l'interprétation des corps sableux enfouis : conséquences sur la détection des injectites et les pièges à éviter. Exemple dans le bassin du Bas-Congo

En-tête chapitre 2

Les systèmes de chenaux turbiditiques dans les bassins sédimentaires peuvent être très érosifs et par conséquent, former des structures géométriquement très similaires aux injectites d'échelle sismique connues en Mer du Nord. C'est ce type de structures que l'on trouve sur la sismique 3D du bassin du Bas-Congo, sur la marge Ouest-Afrique. Dans ce contexte où la présence d'injectites était connue depuis longtemps sur les carottes prélevées dans la zone étudiée, elles ont été attribuées soit à des contrastes d'impédance acoustiques entre des sédiments de nature lithologique différente soit à des intrusions sableuses d'échelle sismique, sans possibilité de les discriminer par manque de critères objectifs. Dans ce chapitre, nous chercherons donc à définir comment reconnaître des injectites sur les données géophysiques et surtout comment les différencier des terrasses et marges associées aux complexes de chenaux turbiditiques, à partir d'une étude détaillée de structures semblables observées sur les données de sismique 3D du bassin du Bas-Congo. La méthodologie sera basée sur la combinaison des méthodes classiquement employées lors de la caractérisation géophysique des terrasses et marges de chenaux et des injectites (wings) :

a) Caractéristiques morphologiques géophysiques des terrasses de chenaux turbiditiques sinueux : exemple de l'actuel système turbiditique du Congo

Le système turbiditique actuel du Congo est constitué d'un long canyon incisé sur la pente du Bas-Congo qui se prolonge dans le bassin sous la forme d'un éventail constructif (Babonneau et al., 2002). Il s'étend sur plus de 750 km depuis la côte Africaine jusqu'à un complexe de lobes distaux et développe des levées pouvant s'étendre sur plus de 20 km de part et d'autre de l'axe d'écoulement principal. Le thalweg est très sinueux et migre progressivement par migration latérale des méandres, par translation inclinée du chenal ou par recoupement de boucles de méandres (Babonneau et al., 2010). L'empreinte morphologique de ces migrations correspond à des marches sur les marges du chenal, interprétées comme des terrasses de chenaux. Cependant, même si la formation des terrasses est toujours liée à la migration du chenal, elle peut être attribuée à l'incision verticale du chenal avec une composante de migration latérale (terrasses incisées) ou au dépôt de sédiments qui drapent l'intérieur du chenal (terrasses dépositionnelles) (**Fig. 2.1**). Sur la sismique, l'accumulation sédimentaire qui construit les terrasses dépositionnelles est constituée de deux unités. L'unité inférieure est caractérisée par des réflecteurs de forte amplitude obliques à sigmoïdes et l'unité supérieure est caractérisée par des réflecteurs de faible amplitude et subhorizontaux (Babonneau et al., 2010) (**Fig. 2.2**). Les sigmoïdes de l'unité inférieure peuvent être interprétées comme les paquets d'accrétion latérale (LAP's) définis par Abreu et al. (2003) et identifiés par Labourdette et al. (2008). L'unité supérieure des terrasses correspond au drapage des dépôts de point-bar inférieurs et est sismiquement très similaire morphologiquement aux faciès de levées externes. Cependant, d'après les données de carottes, ces dépôts drapants sont plus silteux que les levées externes et l'épaisseur des bancs de silts et sables augmente vers l'axe du chenal (Babonneau et al., 2010).

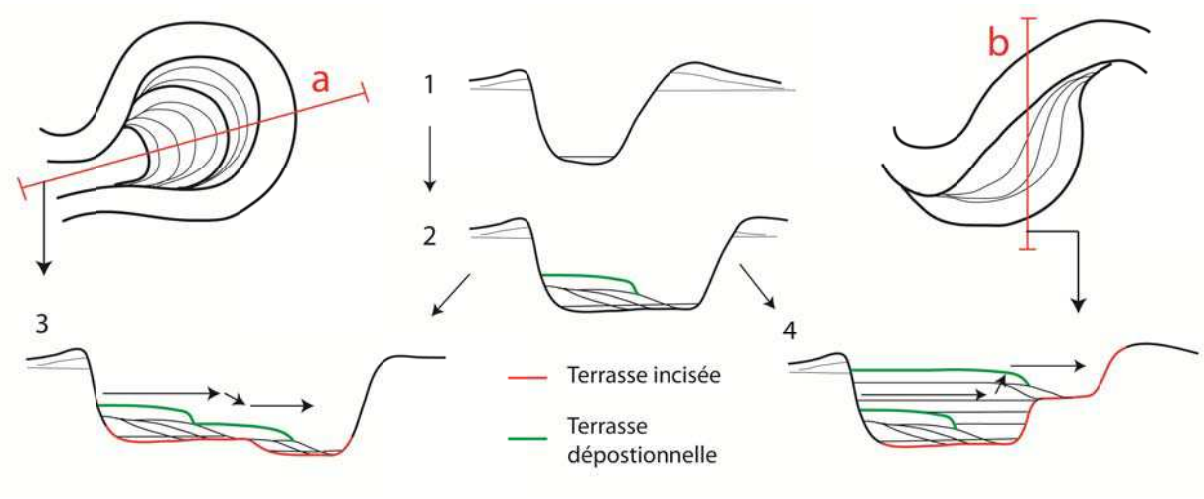


Fig. 2.1 : Schéma simplifié de l'évolution de la migration des chenaux turbiditiques et de la formation associée des terrasses érosives et dépositionnelles. Les sections montrent des terrasses dépositionnelles et incisées dans la boucle d'un méandre (a) et latéralement à l'axe d'un chenal (b).

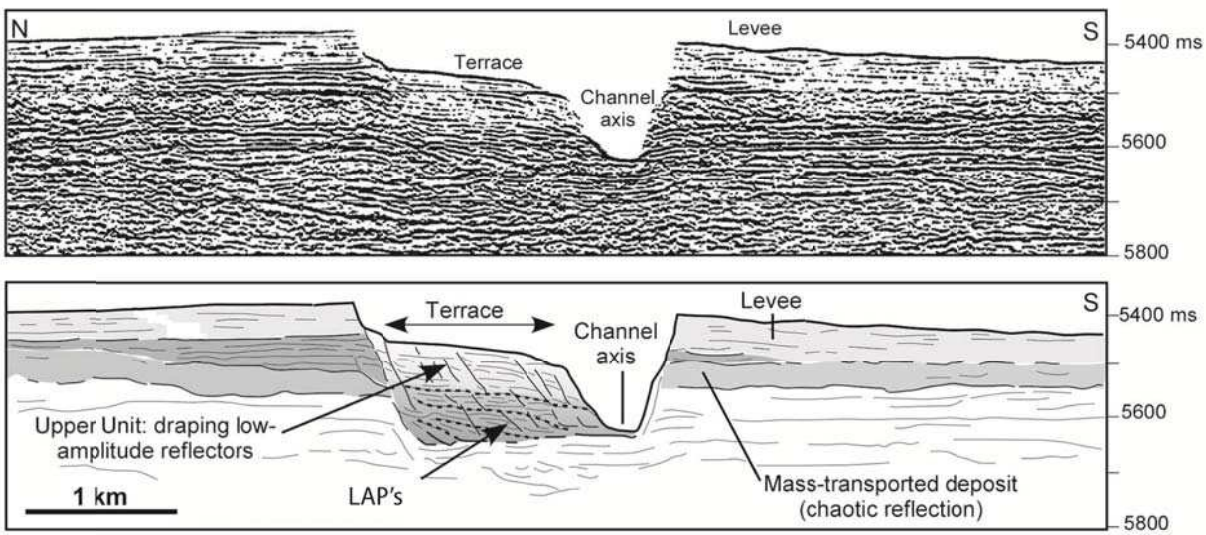


Fig. 2.2 : Profil sismique de haute résolution, perpendiculaire à l'axe du système actuel de chenaux-levées du Congo, montrant une terrasse (d'après Babonneau et al., 2010).

La morphologie des terrasses dépositionnelles dépend du type de migration. Lorsque la migration du chenal est liée à l'extension latérale d'un méandre, ce sont plusieurs terrasses en forme de marches descendantes qui se forment dans la marge interne (**section a, Fig. 2.1**) Lorsque la migration est liée à une translation inclinée du chenal, ce n'est qu'une terrasse qui se forment (**section b, Fig. 2.1**). (Babonneau et al., 2010). La morphologie des terrasses incisées dépend de la direction de la composante verticale. Lorsque le chenal aggrade les terrasses ont une forme de marches d'escalier montantes, alors que si le chenal continue d'inciser plus profondément les terrasses ont une forme de marches d'escalier descendantes (**Fig. 2.1**).

b) Caractéristiques morphologiques géophysiques des injectites d'échelle sismique associées aux chenaux turbiditiques : exemple d'un système de chenaux de la marge Norvégienne

Les injectites d'échelle sismique identifiées par Jackson et al. (2007, 2011), sont associées à un complexe de chenaux turbiditiques du Crétacé Supérieur localisés dans la pente de la marge est du bassin de Mer du Nord. Ce système dépositionnel riche en sable de 1 à 2 km de large, est érosif et droit à faiblement sinueux sur plus de 15 km de long et se termine par un petit lobe de 5 km de large environ. Les intrusions sableuses ont été identifiées latéralement au complexe de chenaux et se présentent sous trois morphologies distinctes : (1) Des dykes inclinés (typiquement < 10° mais jusqu'à plus de 20°) (**Fig. 2.3a**), (2) des dykes inclinés se terminant par des sills au sommet, et (3) une série de sills qui en s'éloignant du complexe de chenaux passe à des niveaux supérieurs par l'intermédiaire de dykes, pour former finalement des sortes de marche d'escalier (**Fig. 2.3b**) (Jackson et al., 2011). Ces formes d'intrusions sont typiquement nommées des « wings » dans la littérature (Huuse et al., 2004). Les wings sont identifiés comme tels sur la sismique car ils recoupent la stratigraphie sus-jacentes et ils sont connectés physiquement avec les marges d'un système dépositionnel (Husse et al., 2004) (**Fig. 2.3**).

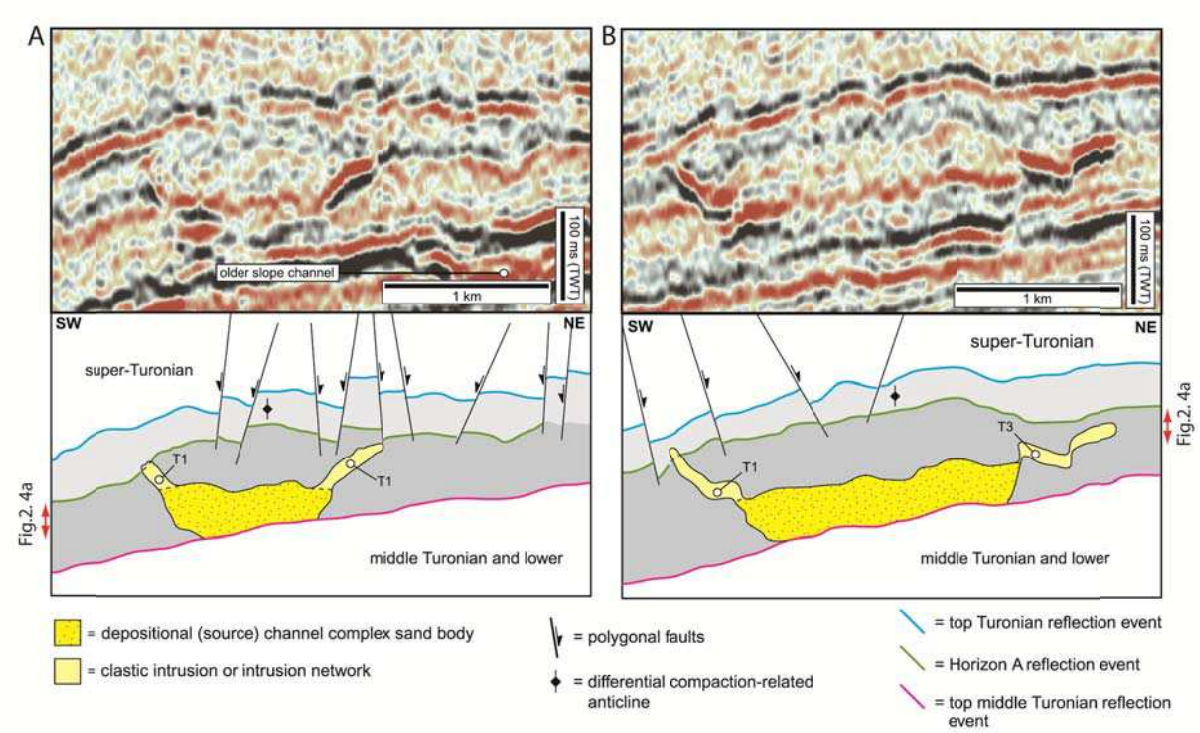


Fig. 2.3 : Sections sismiques vierges et interprétées montrant les intrusions sableuses émanant des marges du complexe de chenaux et illustrant la variabilité géométrique des wings. (a) dykes sur les deux marges du chenal. (b) dyke sur la marge SW et sills en marche d'escalier sur la marge NE. (d'après Jackson et al., 2011).

Ces intrusions sableuses émanent des marges du complexe de chenaux sur l'ensemble de sa longueur et peuvent se propager sur plus de 90 m de hauteur et jusqu'à plus d'1 km latéralement à ces marges (**Fig. 2.4**). D'autres auteurs ont recensé des wings recoupant plusieurs centaines de mètres de sédiments et se propageant jusqu'à plusieurs kilomètres latéralement (Huuse et al., 2004; Huuse et Mickelson, 2004; Szarawarska et al., 2010). Les

wings peuvent atteindre plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur (Huuse et al., 2004) et consistent toujours en des sables très propres de très bonne qualité réservoir certainement car le processus de mise en place conduit à un tri naturel des granulométries (Huuse et al., 2004; Jackson et al., 2011).

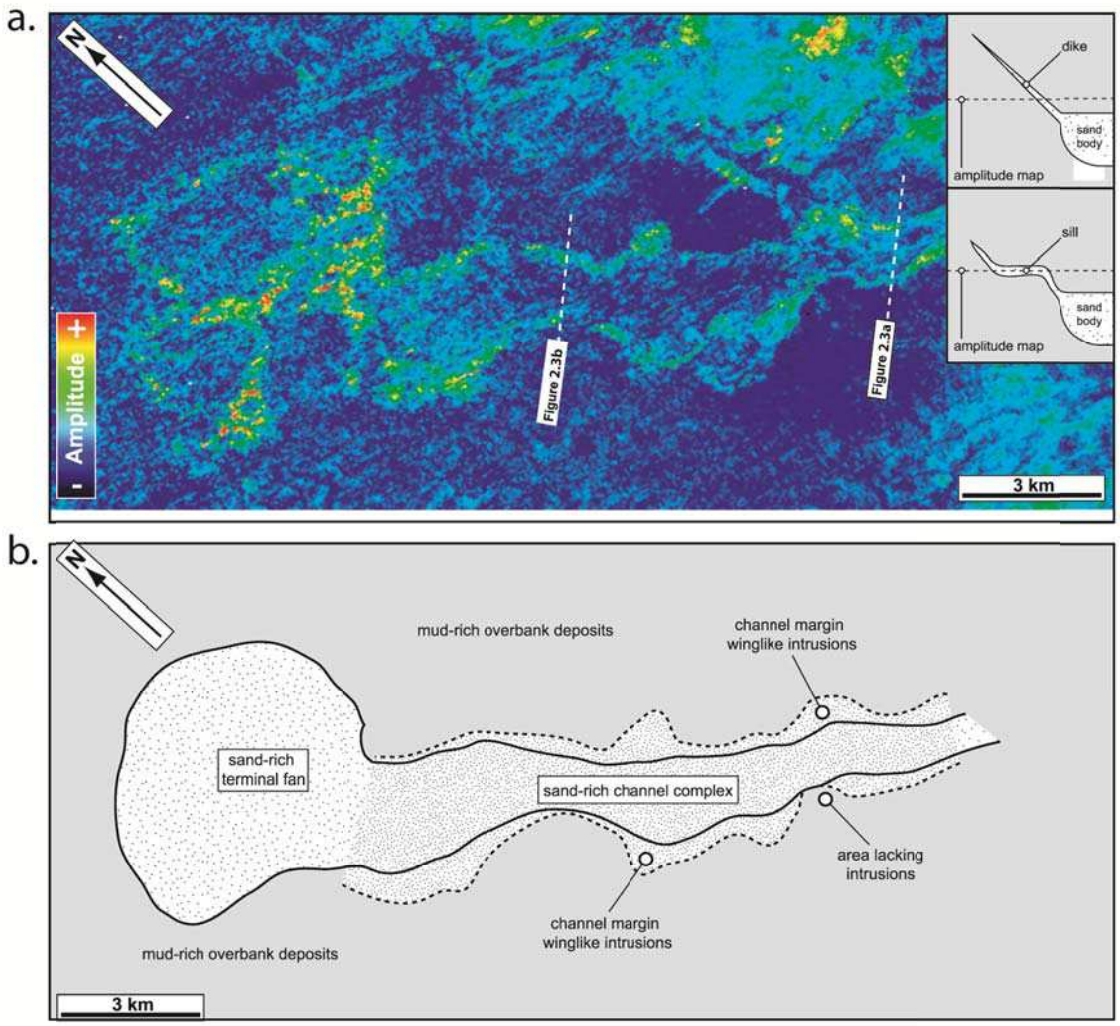


Fig. 2.4 : (a) Carte d'amplitude de la moyenne quadratique des amplitudes d'un intervalle (cet intervalle est défini sur la figure 2.3). La localisation de la carte par rapport au chenal et aux wings est donnée en haut à droite. Cette carte illustre l'expression sismique et la géométrie (vue en carte) des intrusions sableuses adjacentes au système de chenaux turbiditiques. La localisation des sections sismiques de la figure 2.1 est indiquée. (b) Interprétation géologique de la carte. (d'après Jackson et al., 2011).

Les processus conduisant au développement des surpressions initiales et à l'injection sont mal définis dans cette étude, bien que le déséquilibre de compaction soit probablement la principale cause des surpressions. Les plis forcés observés au-dessus des chenaux (formés par compaction différentielle selon les auteurs), seraient à l'origine de la localisation des injectites sur les bordures du chenal (Jackson et al., 2007, 2011). Finalement, le choix d'interprétation fait par ces auteurs est probablement influencé par le contexte géologique de Mer du Nord propice à la formation d'intrusions sableuses d'échelle sismique (e.g. Molyneux et al., 2002, Huuse et al., 2004, 2005; Cartwright et al., 2008). Compte tenu de la faible qualité de la sismique qui ne permet pas de voir clairement les relations sécantes des réflexions inclinées

par rapport à la stratigraphie (**Fig. 2.3**) et en l'absence de puits traversant ces réflexions, il est possible que ces réflecteurs ne sont que les marges érosives du complexe de chenaux (**Fig. 2.1**).

Pour mieux introduire l'objet d'étude de ce chapitre, il était primordial de rappeler brièvement la notion de terrasses et de wings et leur caractérisation sur les données géophysiques. Ces objets sont finalement très géométriquement similaires (surtout lorsqu'ils développent tous deux des structures en forme de marche d'escalier) et sont associés au même type de système dépositionnel, généralement des complexes de chenaux turbiditiques. La caractérisation géophysique de structures similaires dans le bassin du Bas-Congo sera développée dans la suite du chapitre, sous la forme d'un article scientifique qui a été soumis dans Marine and Petroleum Geology le 15 Octobre 2012.

Sand injections vs. sedimentary processes: geophysical evidences along the margins of a turbidite channel system: a case study from the Lower Congo Basin

Damien Monnier [1,2*], Patrice Imbert [2], Aurélien Gay [1], Michel Lopez [1]

[1] Géosciences Montpellier, University of Montpellier 2, France
[2] TOTAL S.A., CSTJF, Pau, France
*Corresponding author: e-mail: damien-monnier@hotmail.fr, Phone: + 33 (0) 4 67 14 45 98; Fax: + 33 (0) 4 67 14 36 42

Abstract

High resolution three-dimensional seismic reflection data from the Lower Congo Basin, offshore Angola reveals relatively steeply-dipping high-amplitude anomalies developed for a few kilometers along the erosive inner bank of a Lower Miocene channel system. Put in perspective with the well-known regional framework of the area (tectonic regime, sedimentation, etc), these anomalies may represent:
1- Seismic-scale sandstone intrusions or;
2- Impedance contrasts between sediments inside and outside of the erosive channel margin;

Based on 3D seismic data, we investigated the geophysical signature of these anomalies. We present a detailed comparative study of seismic-scale sand injectite complexes and seismic-scale erosional features in deep-water depositional systems. The analysis is also used to derive criteria for recognizing injected vs. depositional features on seismic sections. Finally, the more likely interpretation of these anomalies is attributed to erosional surfaces of turbidite channels, draped by a thin porous-permeable deposit and later filled by fluids.

Keywords: High-amplitude anomaly; 3D-HR seismic; sand injection; turbidite; Lower Congo Basin

1. Introduction

Large-scale sand intrusions associated to deep-water channels have been recognized on seismic data, particularly from Cretaceous and Paleogene sediments of the North Sea (Timbrell, 1993; MacLeod et al., 1999; Lonergan et al., 2000; Molyneux et al., 2002; Huuse & Mickelson, 2004; Huuse et al., 2004, 2007; de Boer et al., 2007; Jackson, 2007, 2011, 2012; Szarawarska et al., 2010). Recently, cores and borehole image logs extracted from Angola exploration wells have also revealed relatively small scale (< 1 m) sand intrusions in the Oligocene and Miocene channel complexes (Hurst and Cartwright, 2007; Braccini et al., 2008; Joubert and Maïtan, 2010). Their impact on deep-water systems in petroleum basins induced an important reevaluation in exploration and development (Dixon et al., 1995; MacLeod et al., 1999; Lonergan et al., 2000; Briedis et al., 2007; Hurst & Cartwright, 2007; Szarawarska et al., 2010). Several modes of sand injectite emplacement have been recognized (Jolly and Lonergan, 2002; Hurst et al., 2011); they range from the passive gravitational infilling of holes and cracks (Neptunian dykes) (Richter, 1966; Lehner, 1991; Črne et al., 2007) to more common forceful injection of clastic material in low permeability host rocks triggered by a variety of phenomena ranging from glacial advance (Larsen & Mangerud, 1992; Rijsdijk et al., 1999, Le Heron and Etienne, 2005), rapid sediment

deposition including slumping (Callot et al., 2008, Odonne et al., 2011), seismic activity (Obermeier, 1996, 1998; Vigorito et al., 2008; Levi et al., 2009) or even the upward influx of deep basin waters into shallow sands (Brooke et al., 1995; Jolly and Lonergan, 2002; Jonk, 2010). Seismic-scale clastic intrusions are defined by discordant high-amplitude reflections that typically emanate upward from deeper sand bodies (Huuse et al., 2004, 2007). They can be grouped in two classes: 1- Wing-like sandstone intrusions which are connected with the margins of a deep-water sand body and formed "stepped" geometries (i.e. alternation of strata-discordant parts and strata-concordant parts). Previous studies of wing-like sandstone intrusions show that strata-discordant parts (i.e. dykes) dip 10-35°, they are 30-50 m thick, and vertically crosscut 50-300 m of overlying reflections (e.g. North Sea fields, Duranti et al., 2002; Huuse et al., 2004; Briedis et al., 2007; Jackson, 2007; Szarawarska et al., 2010). The bedding-concordant part can be several hundreds of meters to a few kilometers long (Huuse et al., 2004; Szarawarska et al., 2010). 2- Conical and saucer-shaped sandstone intrusions which are often identified a few hundreds of meters above their sand source and induced the uplift of the overlying sediments up to the paleo-seabed (Molyneux et al., 2002; Huuse et al., 2004; Shoulders & Cartwright, 2004). These intrusions propagate vertically before turning into 20-50° dipping dykes (conical shape) and sometimes a laccolith form at the base before turning into wing-like intrusions (saucer shape), and they range from 100-2000 m in diameter, 50-300 m in height, and 1-80 m in thickness (Løseth et al. 2003; Shoulders et al., 2007; Cartwright et al. 2008).

Since many years, high-resolution seafloor images and 3D seismic data have led to the recognition of submarine channel-levee systems (Kolla et al., 2001; Babonneau et al., 2002; Broucke et al., 2004) but also their internal architecture that were not clearly imaged before (Abreu et al., 2003; Labourdette et al., 2006; Labourdette, 2008; Labourdette and Bez, 2010; Sylvester et al., 2011). In this study we will show from seismic data that at first glance the high-amplitude anomalies could be both attributed to post depositional processes (large-scale sandstone intrusions) or internal architecture of sedimentary bodies (incisional or depositional terraces draped by silty deposits). Sand intrusions could act as high-permeability fluid pathways, whereas fine-grained, sedimentary drapes could act as baffles or barriers to flow. Therefore, accurately interpreting the origin of the channel margin amplitude anomalies has an economical importance for oil companies. Here, we first document the occurrence and morphology of high-amplitude anomalies found in a Lower Miocene channel system of the Lower Congo basin, and we present a detailed comparative study of seismic-scale sand injectite complexes and seismic-scale erosional features in deep-water depositional systems. The final result of the study was not predict and comforts the idea that an interpretation must be very well argued.

2. Regional setting

The West African margin resulted from rifting between South America and Africa during Late Jurassic and Early Cretaceous (Brice et al., 1982; Teisserenc & Villemin, 1990; Guiraud & Maurin, 1992; Karner & Driscoll, 1999). During rifting, the Kwanza, Gabon and Lower Congo basins have developed along the West African margin (Broucke et al., 2004) since Mid-Aptian (Brice et al., 1982; Reyre, 1984; Walgenwitz et al., 1990).

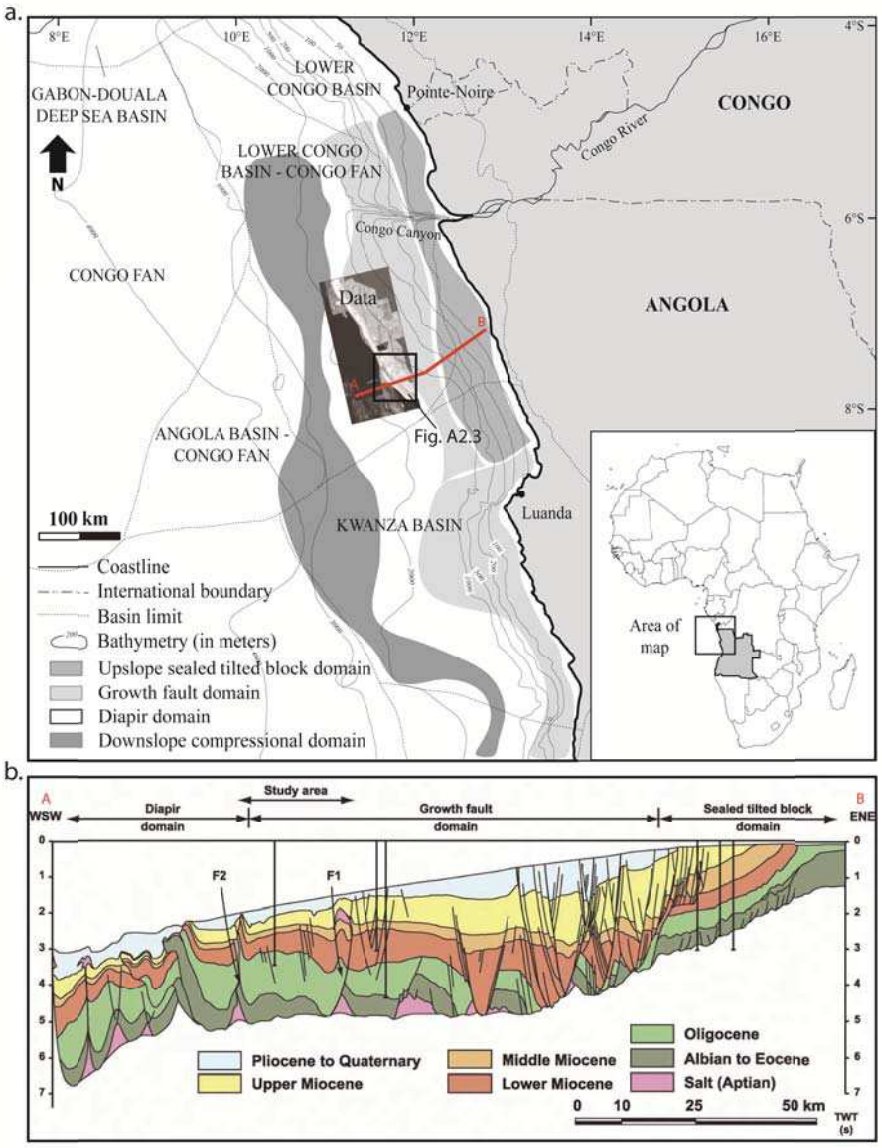


Fig. A2.1: Location of the Lower Congo basin along the West African passive margin. Simplified tectonic map of offshore Angola (modified after Marton et al., 2000; Fort, 2002 and Broucke et al., 2004) showing the main deformation domains, the location of the study area and the data extent.

The high-amplitude anomalies studied are located in the Lower Congo Basin (**Fig. A2.1**), limited to the north and south by basement highs (Standlee et al. 1992). Following pre-rift continental deposition during the Jurassic, syn-rift lacustrine sediments overlapped tilted basement blocks (Marton et al. 2000; Broucke et al. 2004). The transition to a passive margin was initiated during the thermal post-rift subsidence (Brownfield & Charpentier 2006; Broucke et al. 2004), and is recorded by marine sediments interbedded with a thick salt layer that was deposited during the Middle Aptian (Brice et al. 1982; Uchupi 1992; Marton et al. 2000). Climatic variations and sea level changes resulted in the deposition of a carbonate to siliciclastic Albian-age ramp succession overlying the mid-Aptian salt (Eichenseer et al. 1999; Séranne et al. 1999). During the Upper Cretaceous, sedimentation was dominated by open marine and pelagic sediments of the Iabe Fm (Broucke et al. 2004), which later generated thermogenic hydrocarbons (Burwood 1999, Cole et al. 2000, Brownfield & Charpentier 2006). From the Paleocene to Eocene, condensed pelagic

sediments filled the basin (Broucke et al. 2004). The Eocene-Oligocene transition is characterized by a major erosional event (Séranne et al. 1992, McGinnis et al. 1993, Broucke et al. 2004), likely linked to a global sea level fall (lowstand icehouse-induced conditions) and a coeval uplift of the inner margin (Haq & Vail 1988, Marton et al. 2000, Miller et al. 2005). The resulting unconformity is overlain by siliciclastic sediments that prograded from the east (Malembo Fm) (Teisserenc & Villemin 1989; Séranne et al. 1992; Broucke et al. 2004). The Oligocene-Miocene interval is composed of turbidite channels encased in the Malembo Formation (**Fig. A2.2**).

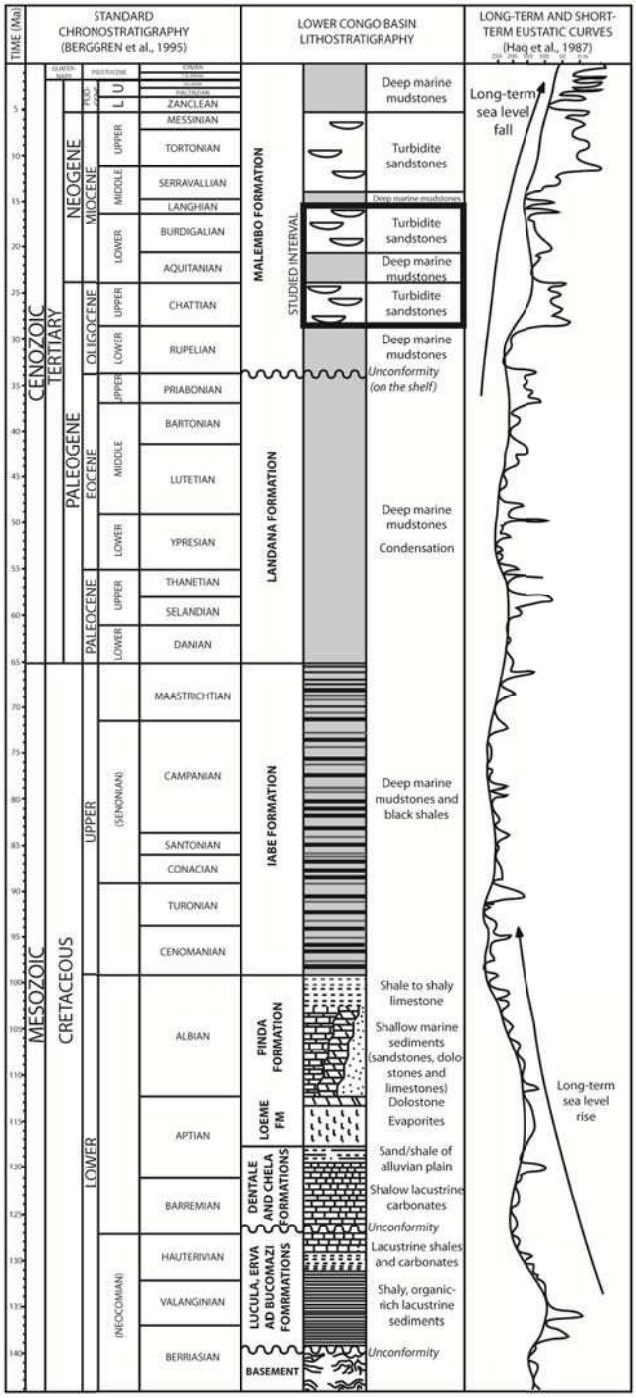


Fig. A2.2: Simplified composite stratigraphic chart of the Lower Congo basin (modified after Broucke et al., 2004).

They are the first components of the Congo Fan, in which sand deposition was induced by high-frequency climatic variations (Brice et al. 1982; Uchupi 1992; Droz et al. 1996), or sea level changes (Broucke et al. 2004), and/or autocyclic processes (Dott 1988; Einsele 1991). After the end of the Miocene, turbidite deposits are delivered beyond the salt escarpment directly onto the abyssal plain, so that the study area only undergoes hemipelagic mud sedimentation.

2.1. Oligocene-Miocene structural framework of the Lower Congo basin

At regional scale, the study area lies at the transition between the growth fault domain to the East and the diapir domain to the west (**Fig. A2.1**). Locally, it is surrounded by a topographic depression induced by a major Chattian-age NW-SE striking listric fault to the East, which lies outside of the study area, and a Rupelian-age salt wall to the west (**Fig. A2.4**) (Broucke, 2004). Listric faults in the center of the studied area resulted in the formation of an Aquitanian-age turtle-back anticline, which was active until Serravallian times and was associated with secondary faulting (see **Fig. A2.1b**, between F1 and F2) (Brouke, 2004). Two types of secondary faults are known to accommodate this deformation: east-dipping compensation normal faults, that bound a half graben, and antithetic faults induced by the curvature of syn-kinematic layers during the Miocene (**Fig. A2.5**) (Broucke, 2004). From the Tortonian to Present, growth of the anticline decreased to totally disappear in the Plio-Quaternary due to accommodation, at the same times the salt wall to the West was compressed, suggesting a new phase of compression (Broucke, 2004). The Miocene and Oligocene channel complexes are deformed by the anticline and the associated faults (**Fig. A2.5**).

2.2. Oligocene-Miocene turbidites in the Lower Congo basin

In the study area, Upper Oligocene (Chattian) and Lower to Middle Miocene (Burdigalian and Langhian) deposits are primarily composed of turbidite deposits encased in hemipelagic mudstones (**Fig. A2.2**). They are important components of the Congo deep sea fan, which has been active since the Oligocene. The Congo Fan is 1000 km long and 500 km wide, and it is a mud-rich, single source turbidite fan (sensu Reading and Richards, 1994). Oligocene deposits are composed of channel-levee complexes that are commonly ca. 2 km wide (up to 10 km including outer levees) and 100 – 150 m thick (Broucke et al, 2004). They are characterized by well-developed external levees (**Fig. A2.5**) (Labourdette & Bez, 2010). Miocene deposits are composed of erosive channel complexes (**Fig. A2.5**) (Babonneau et al, 2002; Broucke et al., 2004; Temple & Broucke, 2004; Labourdette et al., 2010). Erosive channel complexes on the upper slope (Labourdette & Bez, 2010) are typically ca. 2 km wide and 150 – 200 m thick (Broucke et al., 2004). They are bound below by very erosive surfaces (**Fig. A2.5**). Amplitude and coherency maps of Miocene horizons clearly display a sinuous channel complex crossing the studied area from north to south (**Fig. A2.3**). The two turbidite systems are separated by an interval of Aquitanian (Lower Miocene) hemipelagic deposits (**Fig. A2.5**). As previously mentioned, growth structures; such as faults, turtle-back anticline and salt diapirs, clearly modified the primary depositional geometry of the turbidite channels complexes (Broucke, 2004).

3. Database and methodology

3.1. Database

We utilised a 3-D HR (Three Dimensional High-Resolution) seismic reflection survey covering an area of about 20000 km2 in the Lower Congo Basin; in this paper we focus on approximately 300 km2 of this survey (**Fig. A2.1**). The survey was acquired with an inline and crossline spacing of 12.5 m, and with an average frequency of 60 Hz in the interval of study. The survey is zero-phase processed and has normal polarity, meaning that negative amplitudes (displayed in red on seismic sections) correspond to a downward decrease in acoustic impedance with depth, while positive amplitudes (displayed in black on seismic sections) represent a downward increase in acoustic impedance. Both amplitude and coherency volumes were available for the 3-D seismic survey.

Tertiary-ages clay-rich sediments in recent deep-sea fans have a velocity range of about 1800-2200 M/s (Hamilton, 1976). Nearby well data indicate that the studied interval has an average value of 2000m/s (i.e. 1 ms equals 1 m). The maximum vertical resolution can be considered as the quarter of the dominant wavelength ($\lambda/4$), while the maximum horizontal resolution can be approximated as the half of the dominant wavelength (Brown 1999, 2004). Consequently, an interval velocity of 2000m/s in the study area indicates a maximum vertical resolution of c.10 m and a maximum horizontal resolution of c.20 m.

The studied sedimentary bodies are located above a hydrocarbon field that is penetrated by many exploration wells. The hydrocarbon-bearing reservoirs lie beneath the studied interval (which is interpreted as water-bearing), so no cores are available and log coverage is limited.

3.2. Methodology

Seismic attribute maps including amplitude, dip and coherency extractions were used to display the architecture of the Miocene channel complexes. The amplitude contrasts on maps or on sections display result from lithological variations within the sediment column. Impedance itself depends primarily on lithology, but also on the concentration and nature of pore-fluids (e.g. gas vs. oil vs. water).

In order to visualize the sediment bodies that fill the channel system, we bracketed the channel system in the seismic volume by two sub-regional horizons, one above (horizon T) and the other below (horizon B) the channel system (**Fig. A2.3**). The interval between these two sub-regional horizons was then split isoproportionally (sensu Zeng, 2004) so as to obtain layers with a thickness of about 10 ms each (**Fig. A2.3**). For visualization purposes, we extracted the coherency and the quadratic mean amplitude (root mean square) for each layer.

Discordant amplitude anomalies are locally present in the channel complex and their 3D geometry was investigated by a combination of traditional line-based-mapping and attribute analysis i.e. dip, coherency, isochrons. Discordant amplitude anomalies are located approximately 1 km from the nearest well; and the lithology and facies of sediments in the studied interval are inferred from this well and from other wells located in the study area. The facies interpretation is based on the scheme defined by Broucke (2004), which is based on wells and seismic data from a large area of the Lower Congo Basin.

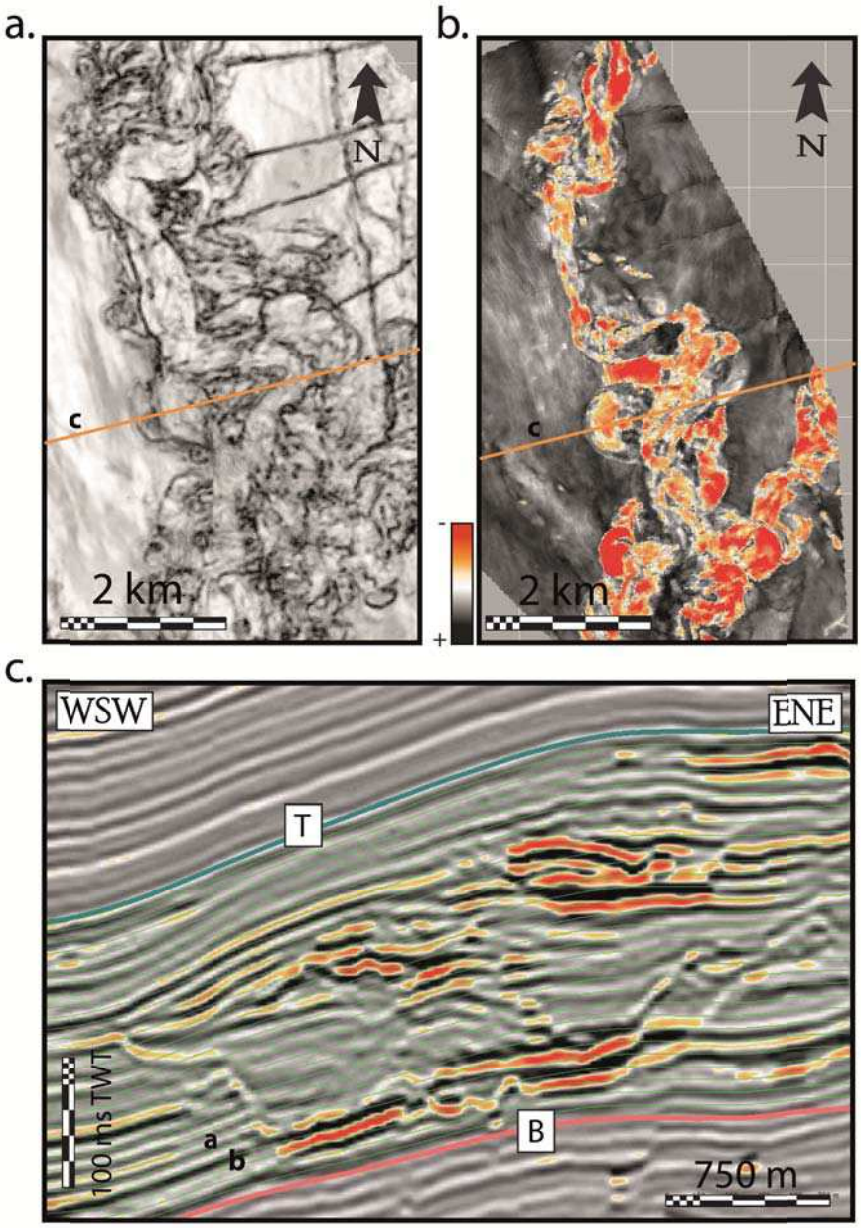


Fig. A2.3: Seismic sections that show the Miocene channel complex studied (see location in the figure A2.4). a) Coherency map of a layer across the interval studied. b) Amplitude map (root mean square) of a layer across the interval studied. c) Cross-section of the interval studied showing the Miocene channel complex, the interval between the two sub-regional horizons (T and B) that is split isoproportionally so as to obtain layers with a thickness of about 10 ms each. The location of the layer maps is given in c), and the cross-section is located on the maps.

In order to visualize the sediment bodies that fill the channel system, we bracketed the channel system in the seismic volume by two sub-regional horizons, one above (horizon T) and the other below (horizon B) the channel system (**Fig. A2.3**). The interval between these two sub-regional horizons was then split isoproportionally so as to obtain layers with a thickness of about 10 ms each (**Fig. A2.3**). For visualization purposes, we extracted the mid-layer value, the coherency and the quadratic mean amplitude (root mean square) for each layer.

Discordant amplitude anomalies are locally present in the channel complex and their 3D geometry was investigated by a combination of traditional line-based-mapping and attributes (dip, coherency, isochrons…). Discordant amplitude anomalies are located approximately 1 km from the nearest well, and the lithological facies of sediments in the interval studied are inferred from this well and other wells located in the study area with respect to the facies defined by Broucke (2004), based on wells and seismic data in a large area of the Lower Congo basin.

4. Architectural characterization of the deep-water channel complexes

Two Oligocene channel-levee complexes, which are 2 km wide and 100 ms TWT thick, are identified in the study area with a main NE-SW direction (**Fig. A2.6a**). They are overlain by a N-S Miocene erosive channel complex, which is 2 km wide and 100 ms (TWT) thick (**Figs. A2.3, A2.5 and A2.6b**). Miocene channel complexes in the area are dominantly erosional and filled by slide deposits, sandy elementary channel deposits (200-500 m wide and up to 20 m thick), and confined levees (Broucke et al., 2004). Four main seismic facies are identified on seismic sections with respect to the Mitchum's classification (1977): 1- chaotic, 2- high-amplitude, subparallel and erosional, 3- low-amplitude, onlapping and wedging, and 4- low-amplitude, parallel and draping. Taken alone, a channel complex does not present a change of seismic facies in or out the channel margins. They are called 'non-reflective boundaries' (**Fig. A2.9**).

Several studies on turbidite channel systems indicate the presence of both lateral and down-system channel drift (coupled with aggradation), accompanying a channel sinuosity increase over time (Peakall et al., 2000; Kolla et al., 2001; Temple and Broucke, 2004; Labourdette et al., 2006; Labourdette, 2008). Coherency and amplitude attribute extractions (**Fig. A2.3**) from the base to the top horizon of the channel complex were used to define the elementary channel evolution (**Fig. A2.7**). Figure A2.7 summarizes the position of each elementary channel deposits during time. The reconstruction is based on the assumption that every inclined, U or V-shaped reflection represents the position of the channel margin at a given time during channel evolution. Cross-cutting relationships between successive channel margins are used to identify the temporal succession.

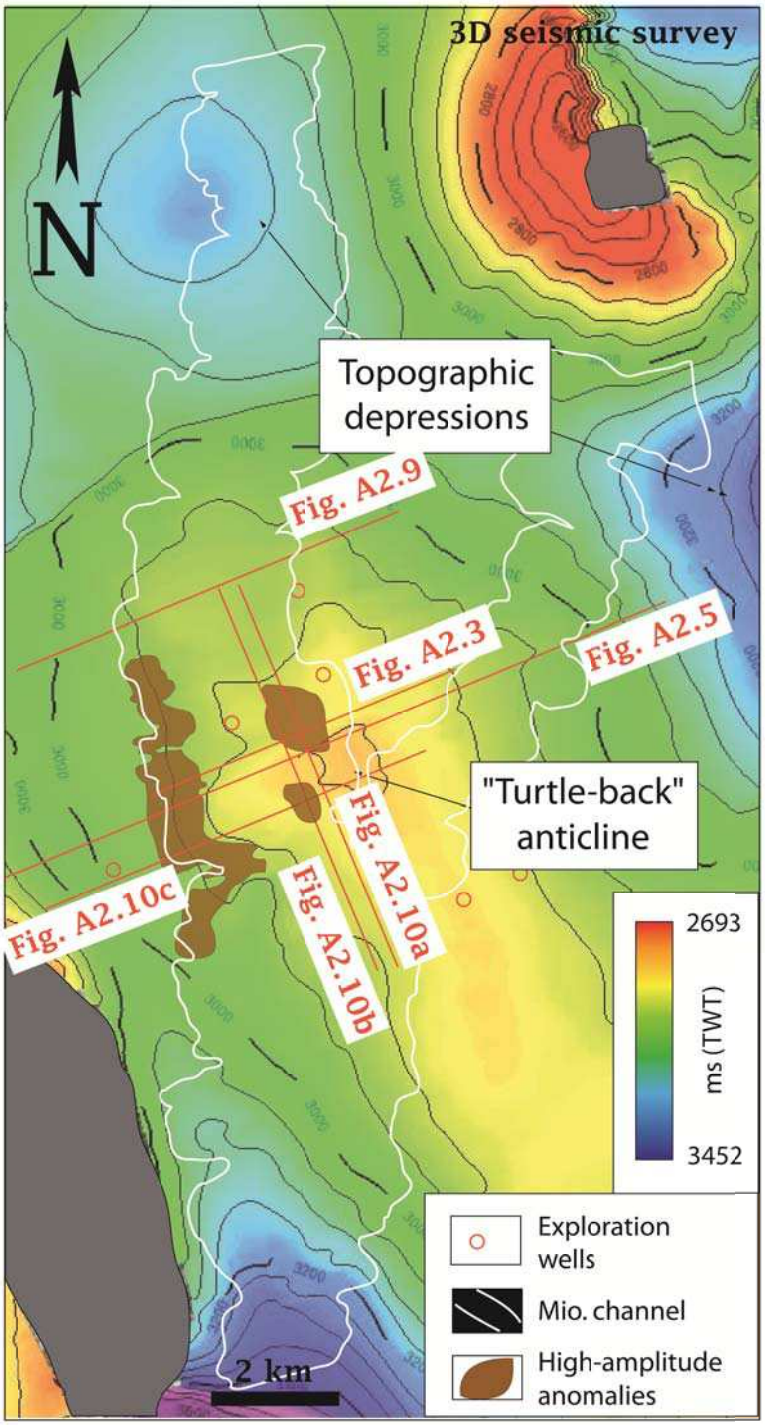


Fig. A2.4: Structural map of the study area showing a TWT map of the Aquitanian-Burdigalian limit (20.5 My) that correspond to the horizon B. TWT = two-way travel time. The map is overlay by the Miocene channel margins and high-amplitude anomalies are shown. This time-slice horizon shows topographic depressions and a central "turtle-back" anticline that was initiated since the Aquitanian. In addition, seismic lines used in the next figures are located on this map.

In map view, Lateral Accretion Packages (LAPs) defined by Abreu et al., 2003 (also called 'LOSCs' Laterally Offset Stacked Channel by Labourdette, 2008), which represent a sharp or gradual and/or constant lateral change in the position of channel, are observed in the Oligocene-Miocene channel system complex. In the study area, sharp changes in channel

position during the migration process are clearly identified (**Fig. A2.7a**). A sharp change in channel position is marked on seismic by a cut and fill pattern, characterized by sub-horizontal seismic reflections between inclined reflections in section view, and the absence of a 'scroll bar' pattern in map view (Abreu et al., 2003). Based on these criteria, we suggest that the studied channel complex was deposited in 6 key stages. Five stages correspond to lateral shifts (stages 1 to 5) of the elementary channel and one stage corresponds to a vertical shift in the channel (stages 5 and 6) (**Fig. A2.7b**). In addition to the abrupt shifts, the sinuosity and width of the deep-water channel system increased from stage 1 to stage 6 (**Fig. A2.7a**).

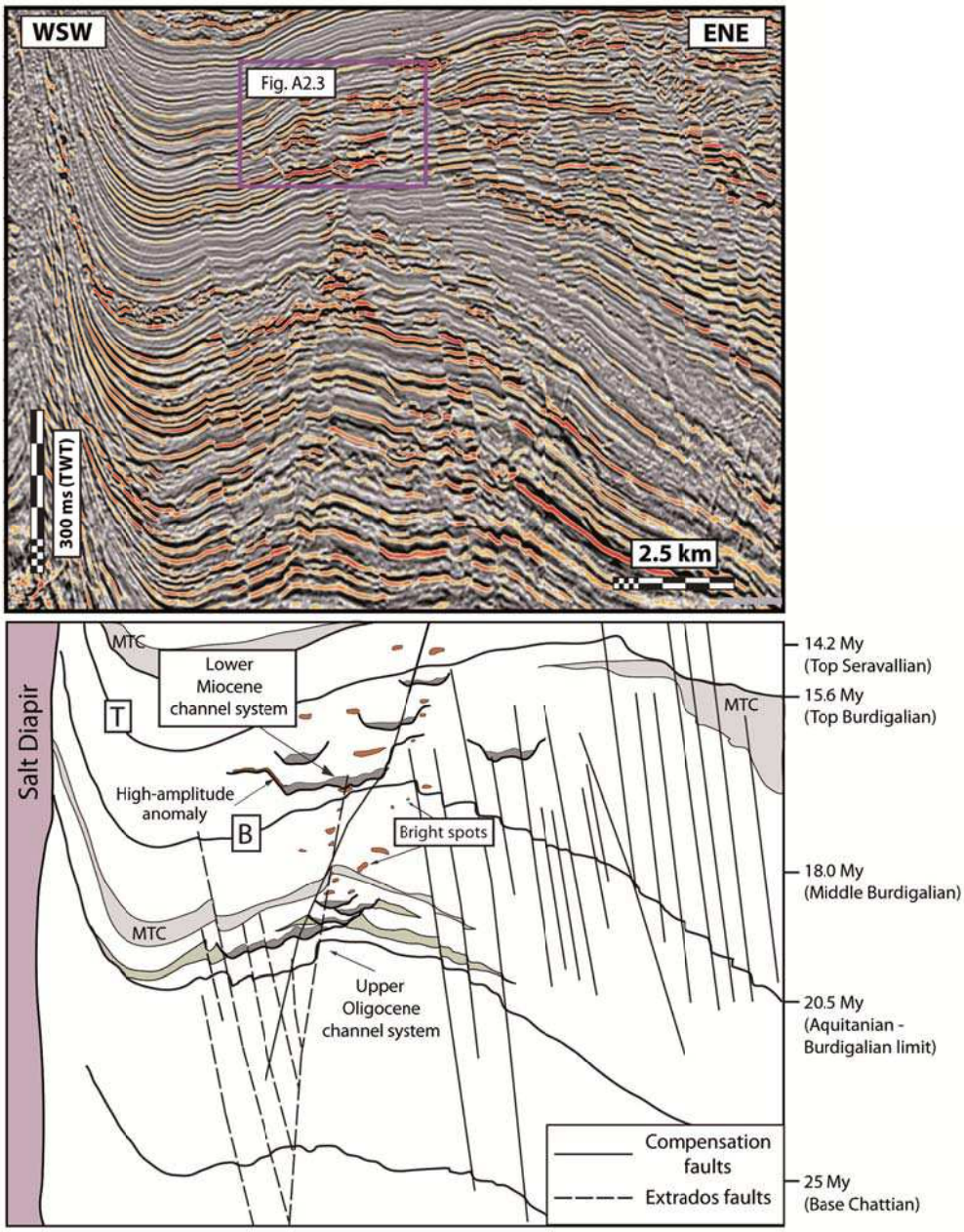


Fig. A2.5: Interpreted horizon used in this study. The seismic line shows the position of high-amplitude anomalies in the Lower Miocene channel system, located in a faulted succession defined by upper and lower boundaries named respectively, T and B. The Miocene channel system is underlying by a highly faulted Upper Oligocene channel system. To the west-southeast, channels systems are identified close to a salt diapir anticline. Note the anticline structure below channels. In addition, others post depositional objects are shown like Mass Transport Complexes (MTC), and carbonated cementation (bright spots).

5. Occurrence and morphology of high-amplitude anomalies and their relation to deep-water channel complexes

The excellent quality of data in the interval of study allows a good characterization of the Miocene depositional systems. Seismic sections oriented in the dip (e.g. N-S) and strike (e.g. E-W) direction of the Miocene channel complex reveals two families of discordant anomalies adjacent to the channel complexes. These two anomaly types are differentiated by their scale and geometry. In map view, the biggest anomalies are identified on the southwestern margin of the channel complex whereas small anomalies are identified at the margin of a single, isolated sinuous channel, which is located in the northeastern part of the channel system complex.

5.1. High-amplitude anomaly in the northeastern area

High-amplitude anomalies are identified on both margins of the 40-km-long, Miocene channel system, only where it directly overlies the underlying Oligocene channel system (**Fig. A2.8**).

The amplitude anomaly associated with the isolated channel in the NE of the study area appears on seismic sections as a strata-discordant, orange-black reflection couplet (**Fig. A2.10a**), which dips ca. 15° towards the channel. The anomaly is 50 ms TWT tall and then abruptly turns to be concordant with the surrounding strata at its upper tip for approximately 500 m. The anomaly is poorly-developed to the west of the channel, and has a black-white seismic signature, which indicates a lower impedance contrast (**Fig. A2.10b**). The anomaly shape is characteristic of a “wing-like” structure as they are formed of stepped strata-concordant parts and strata-discordant parts (**Fig. A2.10b**). The high-amplitude anomaly is sandwiched between sediments with similar low-amplitude, parallel seismic reflections (**Fig. A2.10a**).

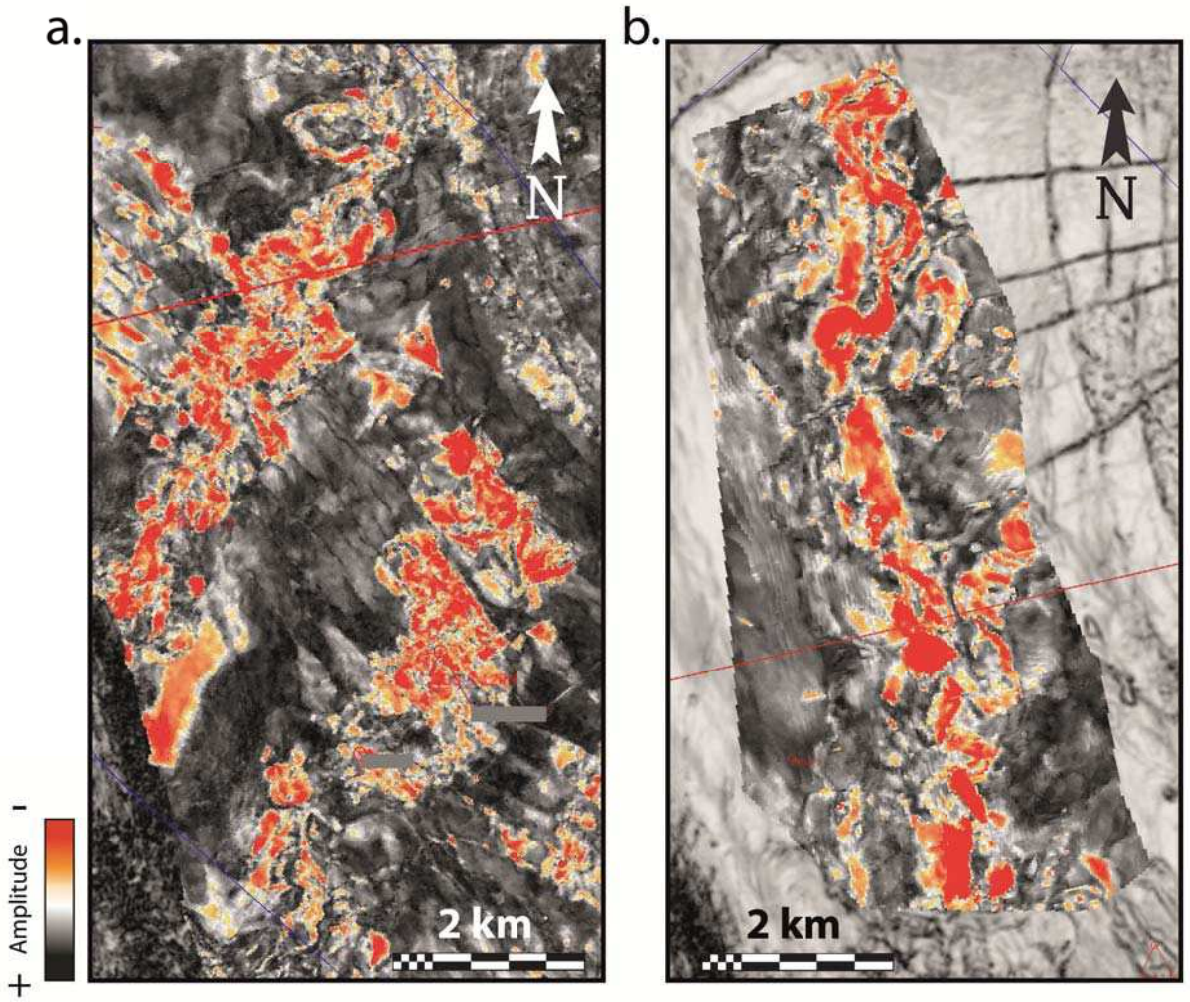


Fig. A2.6: Amplitude maps of the study area. a) Oligocene map showing two channel complexes with a NNE-SSW direction. b) Miocene map that shows the channel complex studied. The direction is N-S indicating a slightly change of the turbiditic flow direction from the Oligocene to the Miocene.

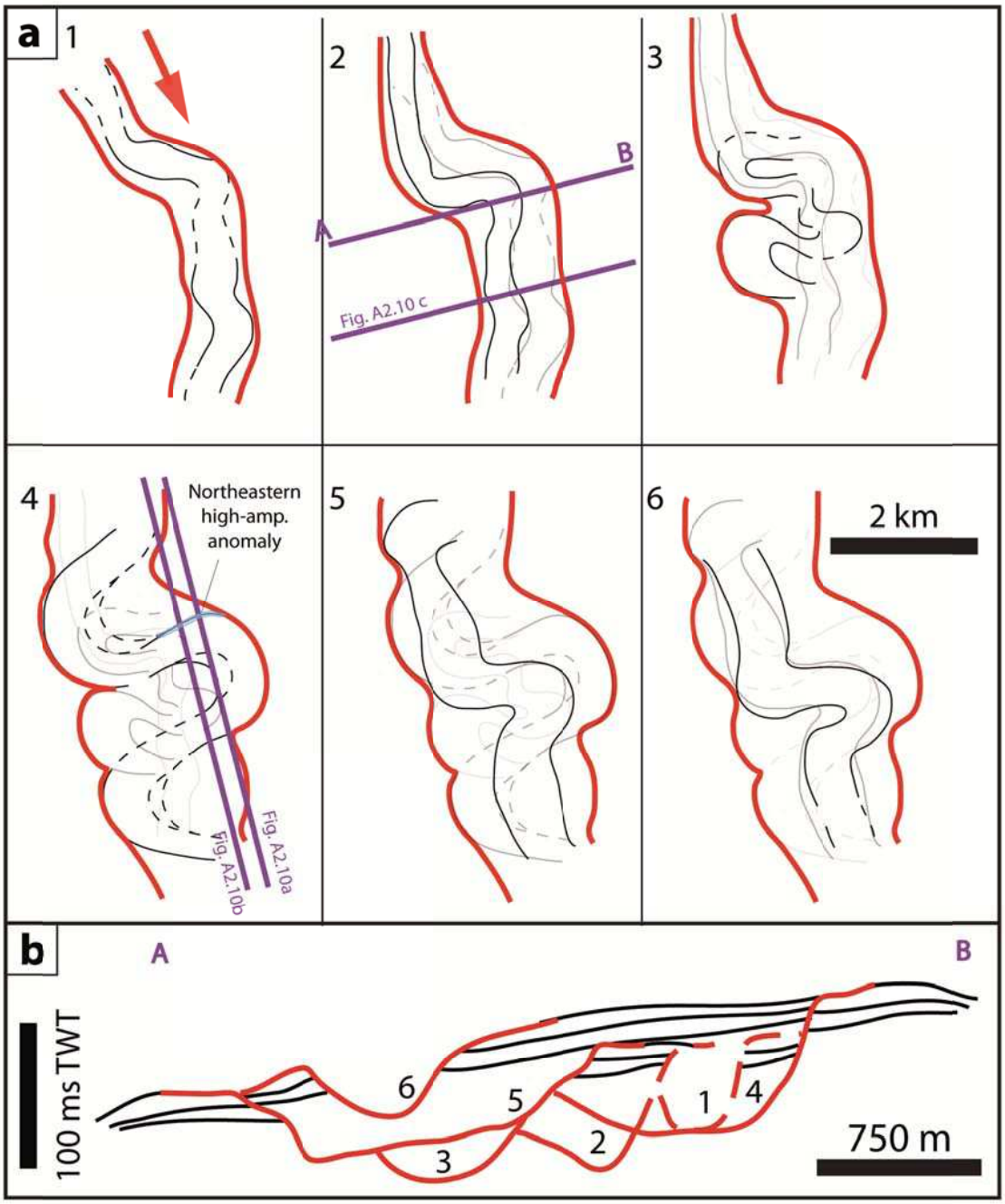


Fig. A2.7: Simplified map views of the Lower Miocene channel system through time (1 to 6). The boundaries of the channel system (margins) are shown with red lines. Colors give the last position of a single, sinuous channel (in black) and cut-off meanders (in grey). Red arrow indicates flow direction. Locations of other figures presented in this paper are indicated in this figure (purple lines). A simplified section view is given below the map views and shows the vertical and lateral position of individual channel along the AB section.

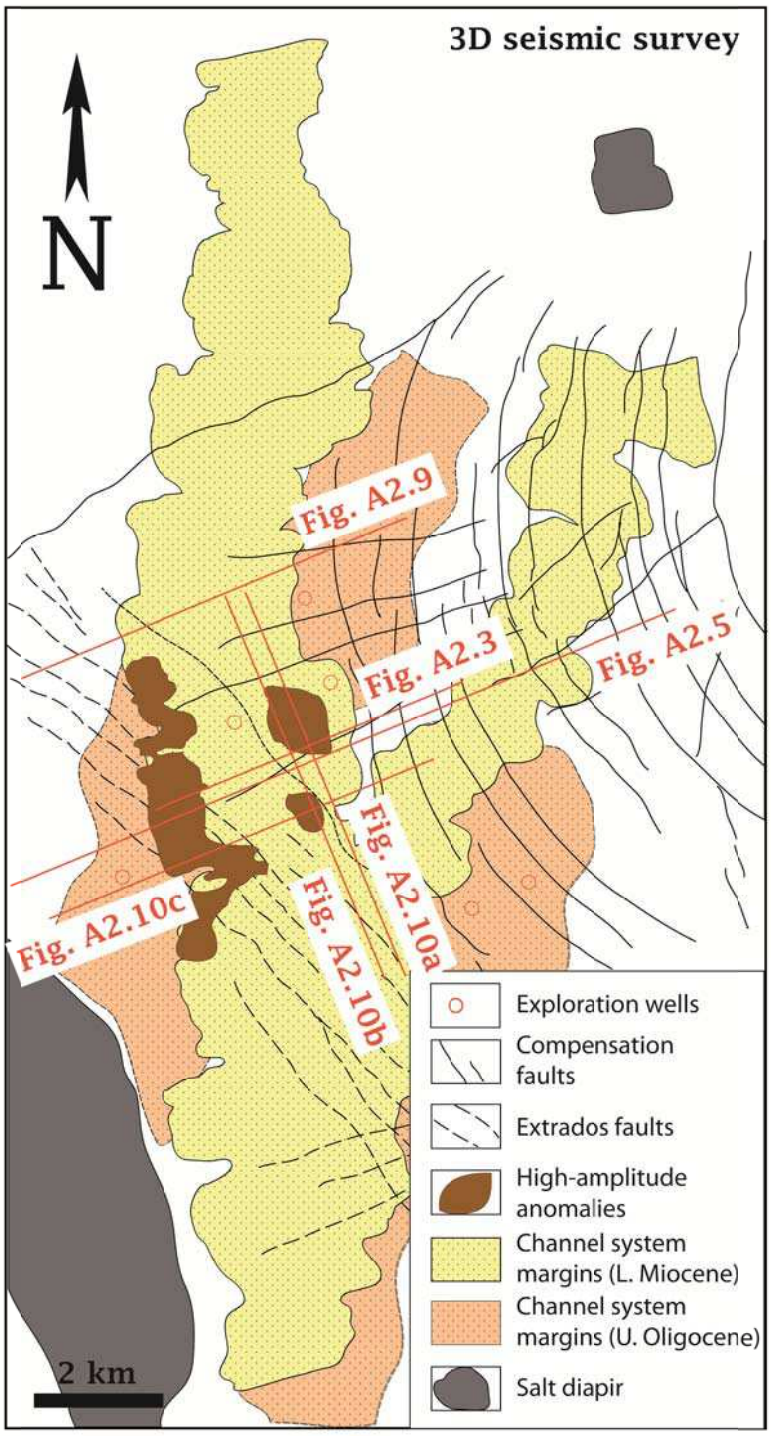


Fig. A2.8: Location map that shows the fault system differentiated by compensation faults (continuous lines) and extrados faults (dashed lines), nearby salt diapirs, extent of the Lower Miocene channel system (yellow) and Upper Oligocene channel system (orange), and the location of high- amplitude anomalies. TWT = two-way traveltime.

5.2. High-amplitude anomaly in the southwestern area

The southwestern anomaly is observed more or less continuously along a 6 km long portion of the 40-km-long channel complex (**Fig. A2.8**). The seismic signature of the high-amplitude anomaly consists of a strata discordant orange-red reflection (**Fig. A2.10c**). The anomaly is characterized by a variety of dips, ranging from 5 to 15°, and is 100 ms TWT tall . At its upper tip the anomaly becomes concordant with the surrounding low-amplitude, parallel strata for a horizontal distance of 250 to 750 m (**Fig. A2.10c**). In this area, the seismic facies within the erosional boundaries of the channel complex are chaotic whereas external seismic facies are low-amplitude and parallel.

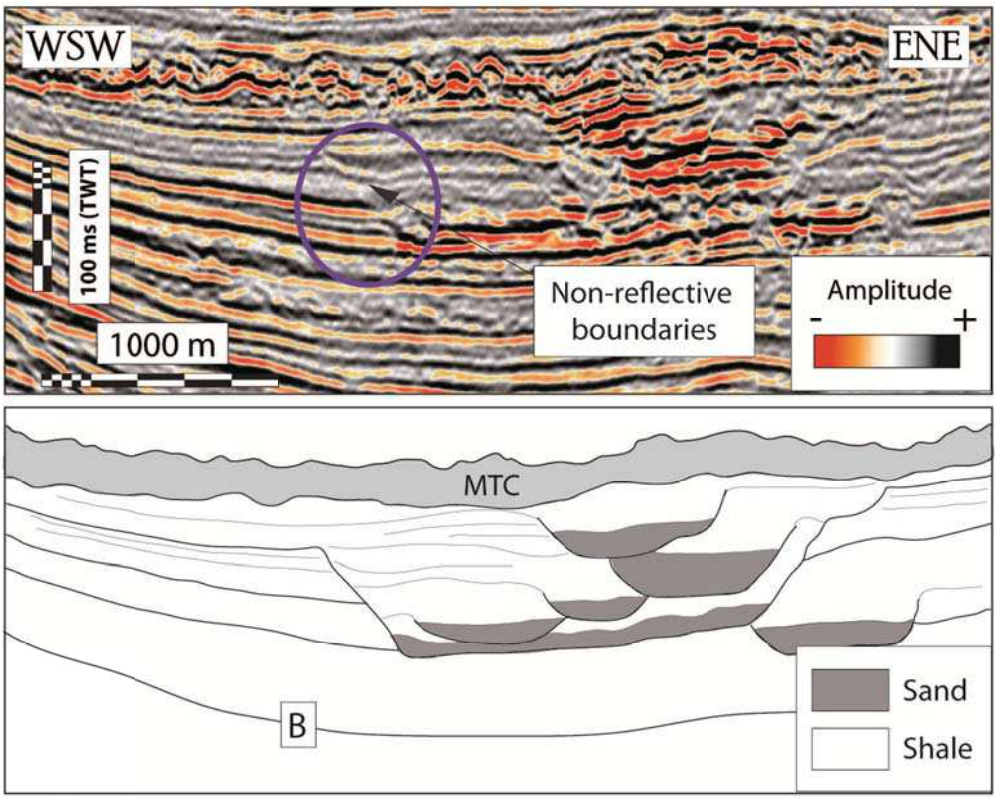


Fig. A2.9: Interpreted horizon used in this study. The seismic profile crosscut perpendicularly the Lower Miocene channel system studied but no high-amplitude anomalies are identified along the southwestern channel margin. This observation is named a "non-reflective boundaries" structure. The location of the seismic section is shown in the figure A2.4. Interpretative geological line drawing is provided below the section.

Mapping of the southwestern anomaly reveals that the strata-discordant part of the anomaly is developed continuously along the southwestern margin, and that locally a series of stepped, strata-concordant segments are observed (**Fig. A2.12**). The apparent geometry of the anomaly forms steps or "wing-like" structures along the channel margins with steeply dipping anomalies (>10°) between large strata-concordant anomalies in the northern part, and low-angle dipping anomalies (<10°) in the southern part.

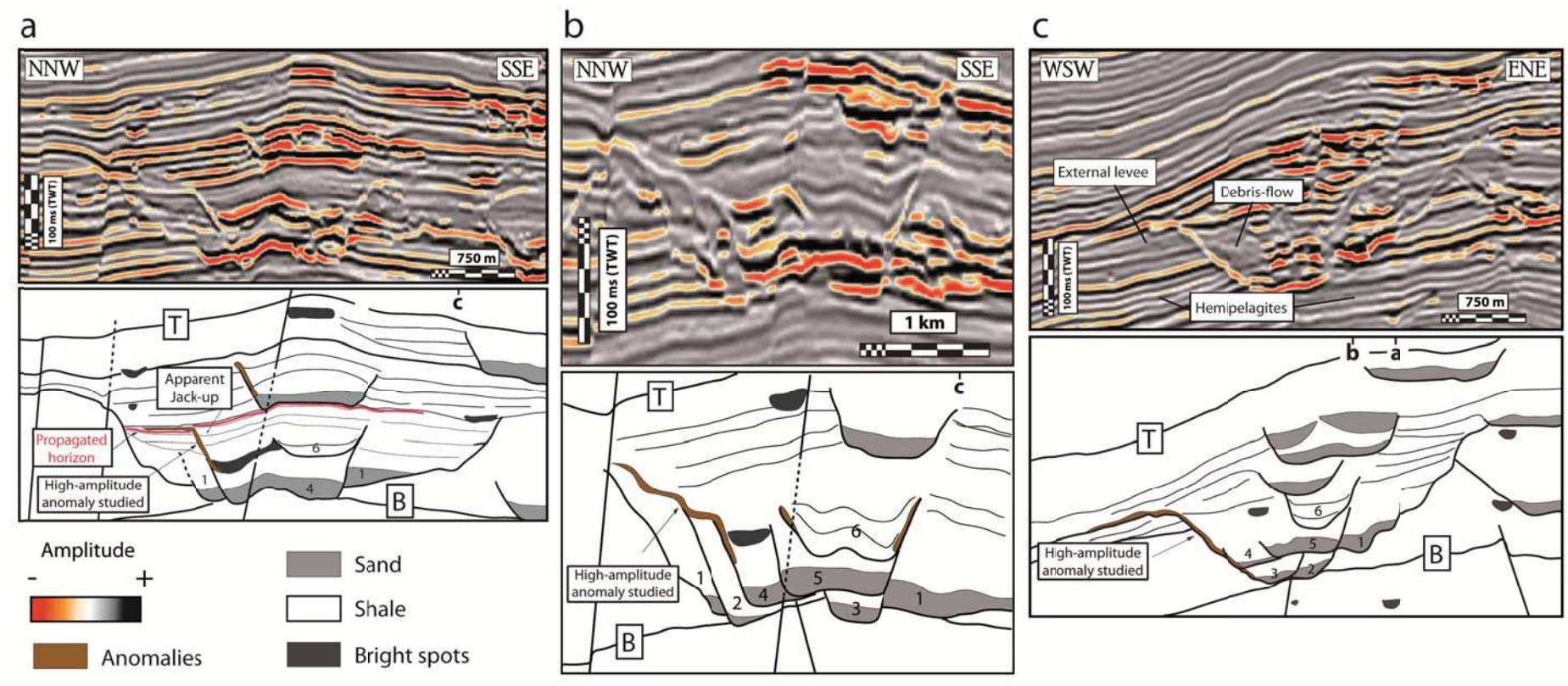


Fig. A2.10: Seismic lines used in this study. Each interpretative geological line drawing is provided below seismic profiles. Seismic lines show the internal structure of the Lower Miocene channel system with the individual channels (in grey), shaly levees and hemipelagite (in white), and the associated high-amplitude anomalies (in brown). Channel numbers correspond to their timing of formation (the first one is numerated by the number 1) and are inferred from a seismic analysis developed in the figure A2.7. The channel system is partially faulted. Seismic profiles (a) and (b) are more or less parallel to the main channel system direction (N-S) and are separated of 500 m each other (see figure A2.4 for location). Note that in the figure (a) we located the propagated horizon shown in the figure A2.11, and also that other local high-amplitude anomalies are identified in the seismic profiles (a) and (b) but are not studied because of their poor lateral and vertical continuity. The seismic profile (c) is more or less perpendicular to the main channel system direction (see location in the figure A2.4).

5.3. Fluid migration-related amplitude anomalies

In addition to the channel-margin amplitude anomalies features, a number of localized bright spots are observed, especially in the interval between the Oligocene and Miocene channel complexes (**Figs. A2.5 & A2.10**). These anomalies are usually evidenced as isolated or stacked; high-amplitude anomalies in cross-sections view, and are more or less circular in map view. The bright spot located between the two channel complexes are arranged into a NNW-SSE-trending belt, which is broadly parallel to faults, suggesting a structural control of fluid migration (**Fig. A2.13**). Therefore, they are interpreted as fluid migration-related structures as evidenced in other area (Loseth et al., 2011; Gay et al., 2007). The fluid-related anomalies are also located above the Oligocene channel complexes, at the crest of the main anticline (**Fig. A2.13**).

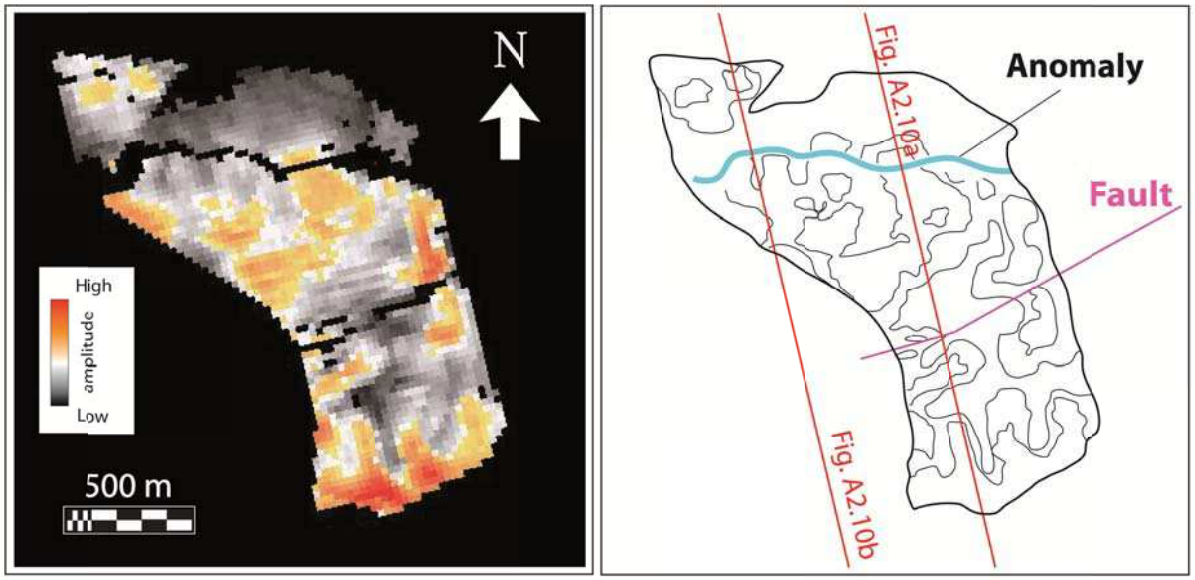


Fig. A2.11: To the left, amplitude map of the propagated horizon located in the figure A2.10a (in red). To the right, interpreted map and location of the northeastern high-amplitude anomaly (in blue) and the location of a NE-SW fault. The location of transects used in the figures A2.10a and A2.10b are shown for reference.

We deduced from this configuration that fluids accumulated in Oligocene channels (reservoir) due to their location at top of the anticline (trap). Overlying shales provide a seal. They later remigrated upwards along fault planes into the Miocene channels (**Fig. A2.13**). The fluids accumulated in the Miocene reservoirs due to the same anticlinal configurations before partially escaping vertically along fault planes (**Figs. A2.10a & A2.10b**).

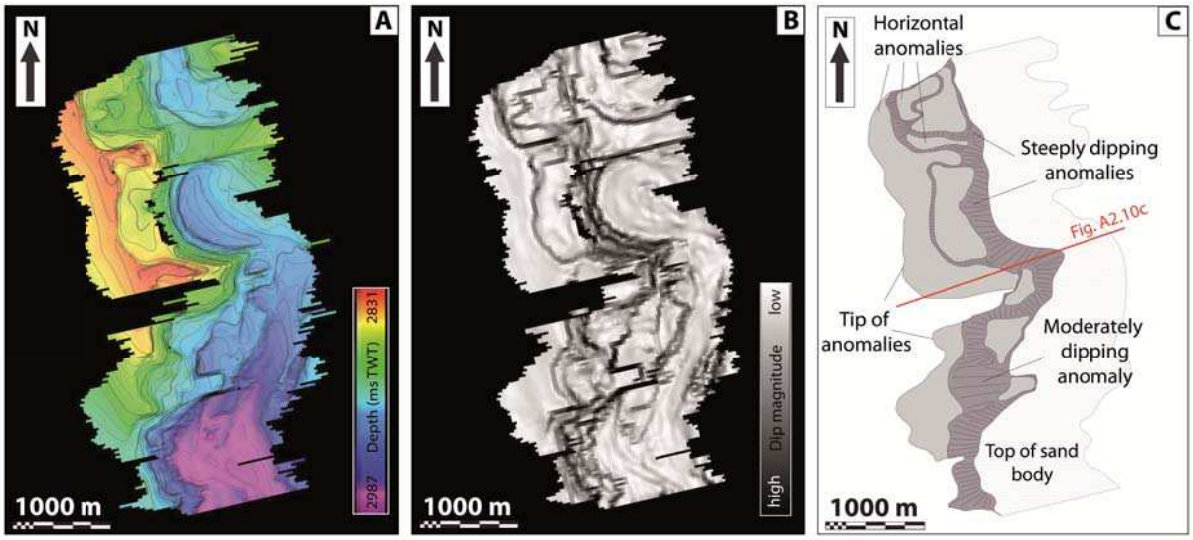


Fig. A2.12: 3-D geometry of the depositional sand body associated with the southwestern high-amplitude anomaly. A) Isochronal map. B) Dip map. C) Simplified drawing of the system. The location of transect used in the figure A2.10c is shown for reference.

6. Interpretations

The configuration of the studied reflections is, at first glance, reminiscent of wing-like injectites described from the North Sea (MacLeod et al., 1999; Lonergan et al., 2000; Molyneux et al., 2002; Huuse & Mickelson, 2004; Jackson, 2007, 2011). This interpretation is consistent with the observation that sand injectites occur offshore in deep water deposits of equivalent age (Braccini et al., 2008). Because the studied reflections are developed along the channel margins, an alternative interpretation is that these anomalies simply reflect an impedance contrast between deposits inside and outside of the channel cut. Lithoseismic modeling was conducted by Total in the early 2000's to discriminate their origin. Their results showed that the observed anomalies could reflect an impedance contrast at the channel margins, but could also be due to sand injectites (Total personal communication). If channel flank reflections are interpreted as a contact of sand on shale, the channel flanks may be considered as barriers to fluid flow, which is different to intrusions which may act as fluid flow conduits. Therefore, misinterpreting the origin of the high-amplitude anomaly has a strong impact on production and development of deep water reservoirs. The inconclusive results of modeling and the absence of well calibrations motivated us to determine the origin of the high-amplitude anomalies using seismic-based observations.

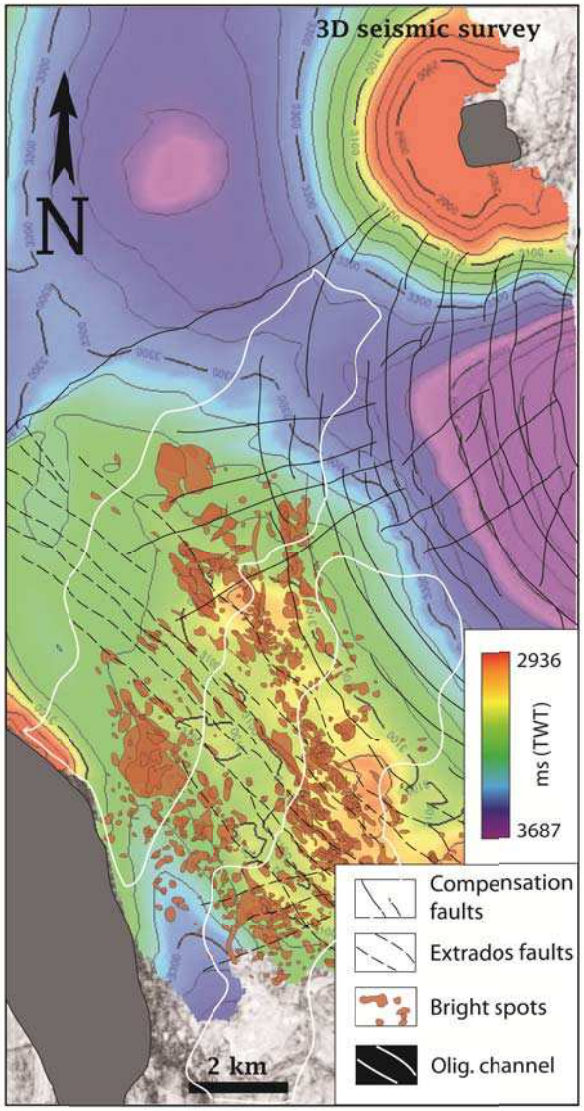


Fig. A2.13: Structural map of the study area showing a TWT map of the Chattian (ca. 25 My). The map is overlay by the Oligocene channel margins, the fault system and the position of each bright spot, related to migration of fluids, which have been mapped between the Upper Oligocene channel system and the Lower Miocene channel system.

6.1. Hypothesis 1: Seismic-scale sand intrusions: a comparison with case studies from North Sea

Several Paleogene deep water systems in the North Sea show evidence of having undergone post-depositional remobilization and clastic intrusions (Lonergan et al., 2000; Huuse et al., 2007). They have been identified at a variety of scales, from centimeter-scale in boreholes (e.g. Purvis et al., 2002; Duranti and Hurst, 2004; Briedis et al., 2007), to tens of meters and/or km-scale on seismic data (e.g. Timbrell, 1993; MacLeod et al., 1999; Lonergan and Cartwright, 1999; Lonergan et al., 2000; Duranti et al., 2002; Molyneux et al., 2002; Huuse et al., 2004, 2007; Briedis et al., 2007; Jackson, 2007; Szarawarska et al., 2010).

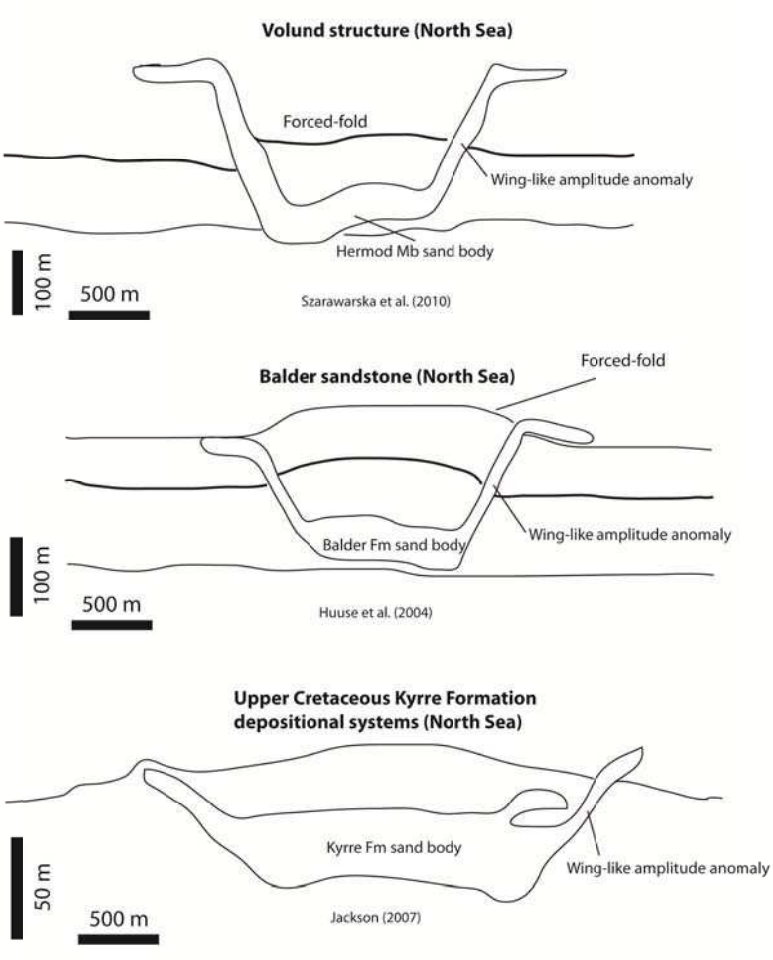


Fig. A2.14: Subsurface examples of injection complexes studied in the North Sea area. Note the shape and dimension similarities of the wing-like amplitude anomalies in each study including our study (see Figure A2.10).

The high-amplitude anomalies studied here are composed of discordant and bedding-concordant parts (**Fig. A2.12**) that form typical, "stepped" wing-like geometries that are similar to seismic-scale sand intrusions observed in the North Sea (Huuse et al., 2004; Jackson, 2007; Szarawarska et al., 2010) (**Fig. A2.14**). Wing-like sandstone intrusions typically emanate upward from the margins of deep-water sand bodies (Huuse et al., 2004, 2007). The upward intrusion of sediments in subsurface sediments may result in the uplift of the overlying sediments (forced-folds) and may comfort an intrusive interpretation (Cartwright et al., 2008). However, it is not systematically observed on seismic sections (Szarawarska et al., 2010). The scale and morphology of the high-amplitude anomalies identified in our study are similar to seismic-scale wing-like sandstone intrusions observed in the North Sea area and no forced-folds are observed. Moreover, seismic-scale sand intrusions are usually observed locally around a parent sand body (Huuse et al., 2004; Jackson, 2007; Parize et al., 2007), similar to the high-amplitude reflections we observe (**Fig. A2.4**). The key criterion for recognizing a dyke vs. depositional origin is the intrusive relations between the host strata and sand.

In the northeastern area, high-amplitude anomalies are located between sediments which have a similar low-amplitude and parallel seismic pattern (**Figs. A2.10a**), suggesting that the anomaly crosscuts an initially continuous sediment package (**Fig. A2.11**). However, we have to be cautious with this observation because (i) the map of these sediments shows high-amplitudes blob-shape "crosscut" by the inclined reflection but the blobs correspond to any geological features known, and (ii), this observation is only done on 3 seismic lines through the study area. Therefore, we decided to undertake a detailed study of the internal architecture of the Miocene channel system, in order to determine if inclined reflections crosscut sediments or are only developed along the erosive flanks of elementary sinuous channels that composed the channel complex (**Fig. A2.7**). The six resulting maps show the channel evolution through time (from stage 1 to 6), and these indicate that channel avulsion was important evolutionary process. The map views of the channel system (**Fig. A2.7a**) and the associated seismic sections permit us to locate precisely the northeastern high-amplitude anomaly in the channel system. These maps indicate that the northeastern anomaly is located between the levees of channel 6 and the levees of the channel 4 (upper part) (**Figs. A2.7b**). Therefore, we concluded that the NE high-amplitude anomalies studied are located along the channel margins. In the study area, the high-amplitude anomalies observed are all placed along channel margins and we have not evidenced intrusive features, therefore these anomalies cannot be interpreted as seismic-scale sand intrusions.

6.2. Hypothesis 2: Sedimentary processes along the channel margins

In map view, sharp changes in channel position during the migration process are observed in the channel complex (**Fig. A2.7**) and are associated with channel avulsion (Abreu et al., 2003; Labourdette et al., 2006; Labourdette, 2008). Lateral migration and avulsion of channels seem to be processes commonly associated to the occurrence of sinuous, erosionally confined channels in deep water channel systems (Abreu et al., 2003). Seismic profiles in such settings show high-amplitude inclined seismic reflections (**Fig. A2.15a**). Based on observation from 3D-HR seismic profiles, cores, well-logs and outcrop data, Abreu (2003) made a predictive model of lithofacies distribution in the LAPs (**Fig. A2.15b**). The model shows an amalgamated sand body at the base of the unit consisting of conglomeratic to coarse-grained sands, overlain by a laterally accreting sand-dominated unit and eventually by a later low to high concentration turbidites, respectively muddy or sandy (Abreu et al., 2003, Broucke et al., 2004), depending on the character of the flows that ultimately fill the channel. The spatial distribution of massive sandstones to muddy turbidites determine the degree of amalgamation of laterally migration sinuous channel, ranges from amalgamated to semi-amalgamated and to non-amalgamated LAPs (Albreu et al., 2003). In the case of semi-amalgamated and non-amalgamated LAPs, the contact between the sandy inclined margins of the channel and the low concentration turbidites of each individual channel induce inclined high-amplitude reflections on seismic sections (**Fig. A2.15a**). The high-amplitude can be enhanced by the concentration and nature of fluids within the porosity of sediments.

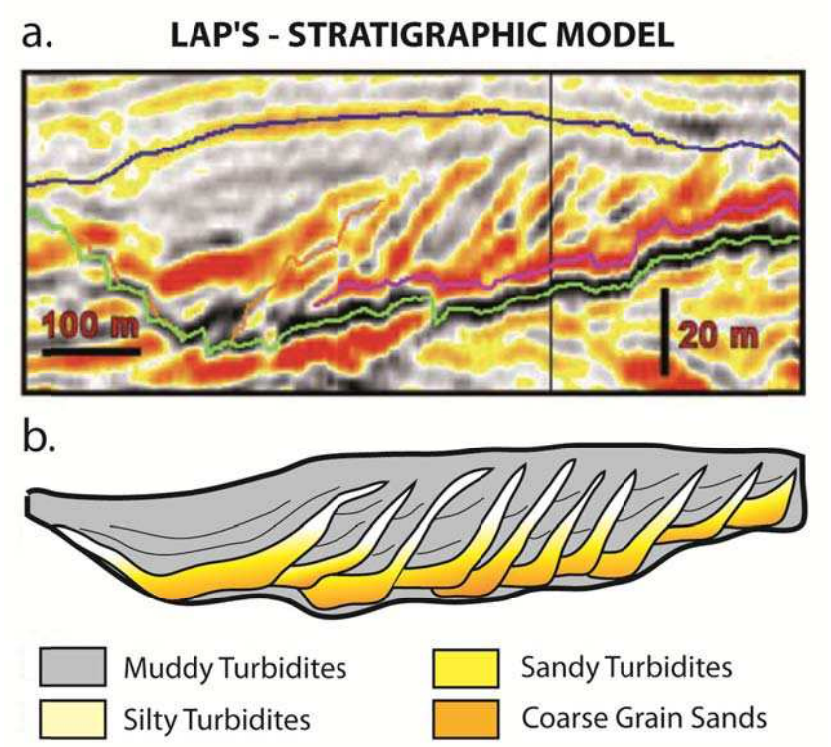


Fig. A2.15: Lithofacies distribution model for LAPs based on integration of seismic, well-log, core and outcrop data (modified from Abreu et al., 2003 and used with permission from Marine and Petroleum Geology).

To test this model, we consider the nature of sediments on both sides of the inclined reflections. Four main facies previously defined are: 1- chaotic, interpreted as debris flow, 2- high-amplitude, subparallel and erosional, interpreted as dominantly sandy channel-fill, 3- low-amplitude, onlapping and wedging, interpreted as confined levees, and 4- low-amplitude, parallel and draping, interpreted as hemipelagic sediments (Mitchum et al., 1977). Consequently, in the southeastern area, external deposits are interpreted as undifferentiated hemipelagic sediments or external levees of the channel complex (**Fig. A2.10c**). Sediments within the channel complex are essentially debris-flows (collapses of the surrounding shales) and the channel bottom is sand-filled (**Fig. A2.10c**). Therefore, the deposits on the two sides of the southeast channel complex margin are mudstone-dominated, with a likely thin layer of silt/sand between (erosional bases of channel laterally draped by silty deposits as shown in the Figure A2.15). The erosional bases of channel can form terraces due to the vertical and lateral migration of channels (**Fig. A2.12**). The silty deposits are also responsible for the creation of terraces as defined by Babonneau et al. (2010) and could explain the high-amplitude concordant anomalies in the study area which are not erosive features (**Fig. A2.10**).

The migration sinuous channels and lithofacies association are significant of semi-amalgamated LAPs. This degree of amalgamation could explain the high-amplitude inclined reflections observed on seismic sections, however, this not explain why they are only located in a minor part of the channel complex (**Fig. A2.8**). Because our two predictive hypotheses were rejected we started a new approach based on the mapping of surrounding sediments in order to explain the restricted location of the studied anomalies.

6.3. Hypothesis 3: combination of sedimentary ptocesses and fluid effects Sedimentary and post-sedimentary processes along the channel margins

High-amplitude amplitude anomalies are only identified along a 6 km long stretch of the channel complex, where the Oligocene and Miocene channels are vertically stacked (**Fig. A2.8**). The impedance contrast along the channel system margins is a localized phenomenon and not therefore a general signature of the margins of these channel complexes as shown in the Figure A2.9. Furthermore, the structural map shown in Figure A2.4 shows that the anomalies are only located above the crest of a 'turtle-back' anticline structure. The anticline structure induced antithetic faults, initiated at the top of the Oligocene channel complex, and reaching the Miocene channel complex (**Fig. A2.5**). Antithetic faults modified the original structure of the Oligo-Miocene channel complexes and formed a potential high permeability pathway for fluids. Evidence of fluid escape on seismic sections may be, for example, represented by pockmarks, chimneys or polygonal faults (Gay et al., 2006, 2007). In our study area, fluid-related amplitude anomalies show a strong correlation in map view with the two sets of major and secondary faults (**Fig. A2.7**). We suggest that fluids exploited sub-vertical chimneys, remigrated from Oligocene to Miocene channel complexes, utilizing pre-existing faults. Therefore, fluids have migrated and partially accumulated into Miocene sandstone bodies (e.g. channels or sandy levees) located in the crest of the anticline structure (**Figs. A2.16a-b**). Once faults crosscut the entire channel system, they induced fluid leakage in the overburden (**Fig. A2.16c**). However, fluids stored within the channel-flank and terrace sand bodies stayed stratigraphically trapped (**Fig. A2.16c**). High-amplitude anomalies can be interpreted as erosional surfaces draped by silty turbidite deposits, later filled up by fluids that lead to enhanced amplitudes on seismic sections.

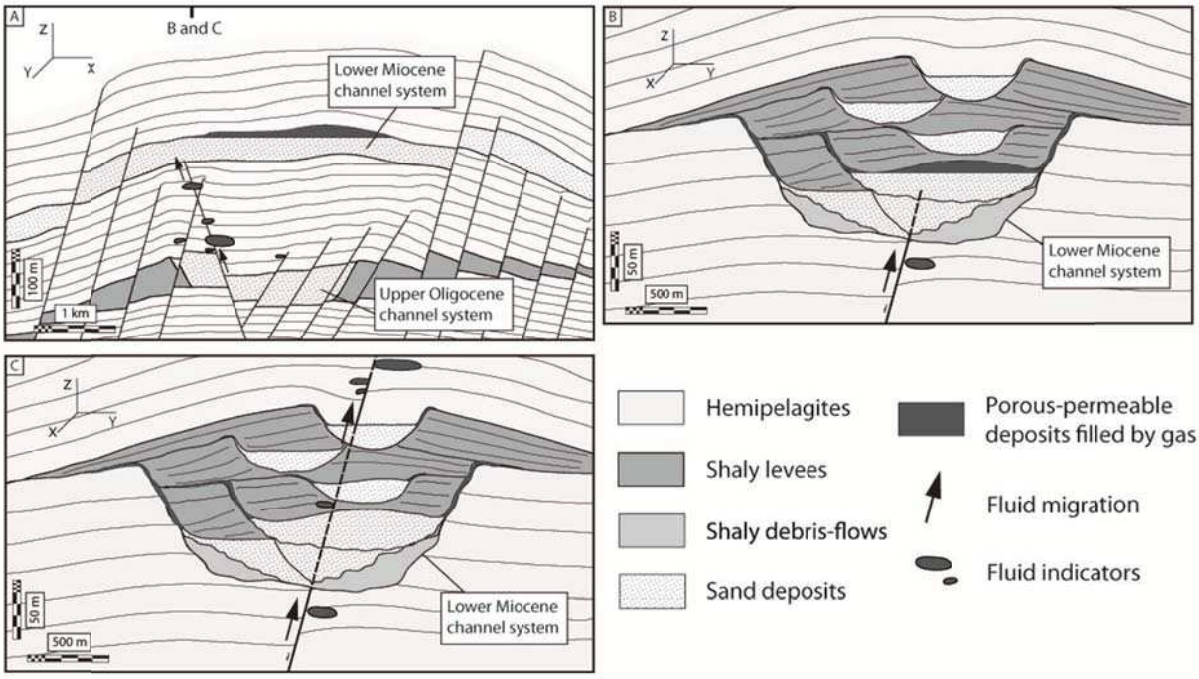


Fig. A2.16: Dynamical model showing the proposed sedimentary and structural evolution of Lower Miocene channel system since Aquitanian, and associated processes suggested in the study area to explain high-amplitude anomalies. Note that A is parallel to the main direction of the Lower Miocene channel system, and B and C drawings are perpendicular to this direction. A) Aquitanian anticline structure located below Miocene and Oligocene channel systems induced extrados faults that strongly faulted the Oligocene channel system. The dysmigration of fluids started along the fault planes and

accumulated into the Miocene channel sand bodies in the crest of the anticline structure. B) Structural traps including the silty/sandy flanks of the channel margins are filled by the fluids. C) The faults grew until the Serravalian as the anticline structure and cut through the entire Miocene channel system. Therefore the fluids escape from the channel sand bodies but stay trapped in the sandy channel flanks.

7. Discussion

We initially thought that high-amplitude anomalies could be attributed either to seismic-scale sand intrusions or to primary depositional processes. Observations from our study permitted us to propose a third, somewhat unexpected hypothesis, based on the combination of primary sedimentary and post-sedimentary processes. We first thought that the channel margin anomalies were sand intrusions because of their similarity to kilometer-scale sandstone intrusion complexes in the Upper Cretaceous and Paleogene of the North Sea (Dixon et al., 1995; Lonergan et al., 2000; Molyneux et al., 2002; Løseth et al., 2003; Huuse et al., 2004; Huuse & Mickelson, 2004, Jackson, 2007, 2011). Moreover, in the Oligocene and Miocene channel complexes of the Lower Congo Basin, we observe a lot of centimeter-scale sand intrusions in cores and well logs. Furthermore, seismic-scale "conical" sand intrusions have recently been described a few kilometers north of the study area (Monnier et al., submitted). The undisputable criteria for identifying a sand injectite vs. a depositional sand is the intrusive relations between the sand and the encasing strata (i.e, cross-cutting of continuous strata by dykes) and can be help by the presence of forced folds above injectites. On seismic sections, neither forced-folds nor cross-cutting features are observed; the inclined reflection studied are only located along the erosional channel margins (**Fig. A2.7**). Based on these observations we argue that the anomalies are not seismic-scale sand intrusions. The conditions necessary to form seismic-scale sand intrusions in the North sea (e.g. Lonergan et al., 2000; Molyneux et al., 2002; Løseth et al., 2003; Huuse & Mickelson, 2004, Jackson, 2007) or at the outcrop (e.g. Hubbard et al., 2007; Hurst & Cartwright, 2007; Parize et al., 2007; Surlyk et al., 2007; Thompson et al., 2007; Vigorito et al., 2008) probably did not occur in the study area. Jolly and Lonergan (2002) summarized the controls on the formation of sand intrusions in deep-water setting and indicate that there are several prerequisites for sandstone intrusions to form: the sand source must be uncemented and isolated in shales such that an overpressure can be generated. Sand intrusions appear to be more frequently developed in tectonically active settings, and triggered by catastrophic events like earthquake, sudden "en-masse" deposition, the migration of basinal fluids into sealed depositional sand bodies, or a combination of these processes. The only process that had likely acted in the study area is the migration of fluids by fault pathways into the Miocene channel complex from the deeper Oligocene channel complex (**Figs. A2.5 & A2.13**). Actually, it is easier to determine processes forming sand intrsusions when they are identified beforehand (e.g. emplacement mechanics, Vétel and Cartwright, 2010; pore-pressure evolution, Vigorito and Hurst, 2010,). To be able to predict the presence and geometry of sand intrusion systems by indirect evidences (e.g. pressure communications, Briedis et al., 2007; unstratified facies, Duranti & Hurst, 2004) is becoming a new issue to evaluate the impact of sub-seismic sand intrusions on producing reservoirs.

An alternative interpretation is that the studied reflections were the seismic signature of lateral accretion surfaces associated with lateral migration of channels (Abreu et al., 2003). These surfaces are common in Tertiary deep-water deposits of the Lower Congo Basin (Kolla et al., 2001; Babonneau et al., 2002; Abreu et al., 2003; Labourdette et al., 2006; Babonneau et al., 2010; Labourdette & Bez, 2010). They are observed on seismic sections when the lithology of the channel flank and terrace deposits contrast with the lithology of the surrounding strata. Without well calibration in the channel complex studied, we inferred the

lithologies of deposits from their typical seismic signature (Mitchum et al., 1977). The result shows that the degree of amalgamation of laterally migration sinuous channel and associated LAPs studied could explain the presence of the reflections along channel flanks. However, this interpretation cannot be accepted in the study area because studied reflections are only observed in a small area of the Miocene channel complex (**Fig. A2.4**). Consequently, even if silty deposits are likely located on the channel margins between low-concentration turbidites, they are probably too thin to induce seismic reflections.

Finally, we interested in the confined location of the high-amplitude anomalies studied. In map view, the Miocene channel complex occurs at the crest of an anticline, and inclined reflections studied are only observed above this structure (**Fig. A2.4**). We evidenced fluids that remigrated from the Oligocene channel complexes into the Miocene channel complexes (**Fig. A2.13**). These fluids are transmitted by faults formed by the growth of the anticline (antithetic faults). Accumulation of these fluids in the Miocene channel sand bodies (reservoirs) occurred due to the anticline, which focused fluid flow, and surrounding shales, which produced a seal. We infer that studied reflections are related to the accumulation of fluids in the silty margins of the Miocene channels in the crest area of the anticline.

8. Conclusion

- This study shows high-amplitude anomalies along the margins of a Miocene turbidite channel system in the Lower Congo basin.
- Two anomalies are identified: 1- In the southwestern area along 6 km of the entire channel system margin, and 2- In the northeastern area along a 3-km-long curve of a highly sinuous channel.
- We used 3D-HR seismic data to determine the 3D shape of the anomalies. At first, they appear as wing-like structures. These structures found above the flanks of channel complexes are commonly interpreted as sand injections, for instance in the Paleogene of the North Sea.
- The studied reflections cannot be due to sand injections because any intrusive relations, i.e. crossing strata (dykes) or forced-fold, have been identified.
- The studied reflections cannot be due to impedance contrast because they are not observed in the entire channel complex.
- The studied reflections are only observed in the area where the Miocene channel complex passes through the crest of an anticline structure. Fluid migrations were evidenced from Oligocene to Miocene channel complexes. We inferred that studied reflections were likely observed on seismic sections thanks to the accumulation of fluids in the silty margins of the Miocene channels in the crest area of the anticline structure.

Because high-amplitude anomalies studied appear with a wing-like signature on seismic section, they can be easily misinterpreted as sand intrusions, whereas they are most likely silt packages deposited on the erosional surfaces of a channel complex. In the study area, the misinterpretation was due to their local presence on seismic sections associated to their fluid content. The moral of this study is to consider the more simple hypotheses as the more plausible.

Bilan chapitre 2

Dans cette étude, des réflexions sismiques de forte amplitude ont été détectées sur les marges et levées internes d'un système de chenaux miocènes du bassin du Bas-Congo. Leur morphologie combine des caractéristiques des terrasses (e.g. Babonneau et al., 2010; Khan et Arnott, 2011) et des intrusions sableuses de type « wing » (Huuse et Mickelson, 2004; Szarawarska et al., 2010; Jackson et al., 2011) identifiées dans les systèmes de chenaux marins profonds. Finalement, ces structures ont été interprétées comme des dépôts de drapage similaires aux levées proximales et contenant une quantité de silt capable d'héberger des hydrocarbures. La présence d'hydrocarbures (méthane) a été mise en évidence dans les carottes prélevés dans ces mêmes dépôts à l'intérieur de l'actuel système de chenaux du Congo (Babonneau et al., 2010). Nous avons suggéré que les hydrocarbures, ou du moins les cimentations qui en résulte, permettent de distinguer ces dépôts silteux sur la sismique (fortes amplitudes). Par conséquent, un premier bilan de ce chapitre est que le processus d'édification des terrasses fossiles est vraisemblablement le même que celui observé dans l'actuel, donc que les lithologies à attendre sont vraisemblablement les mêmes (**Fig. 2.5**).

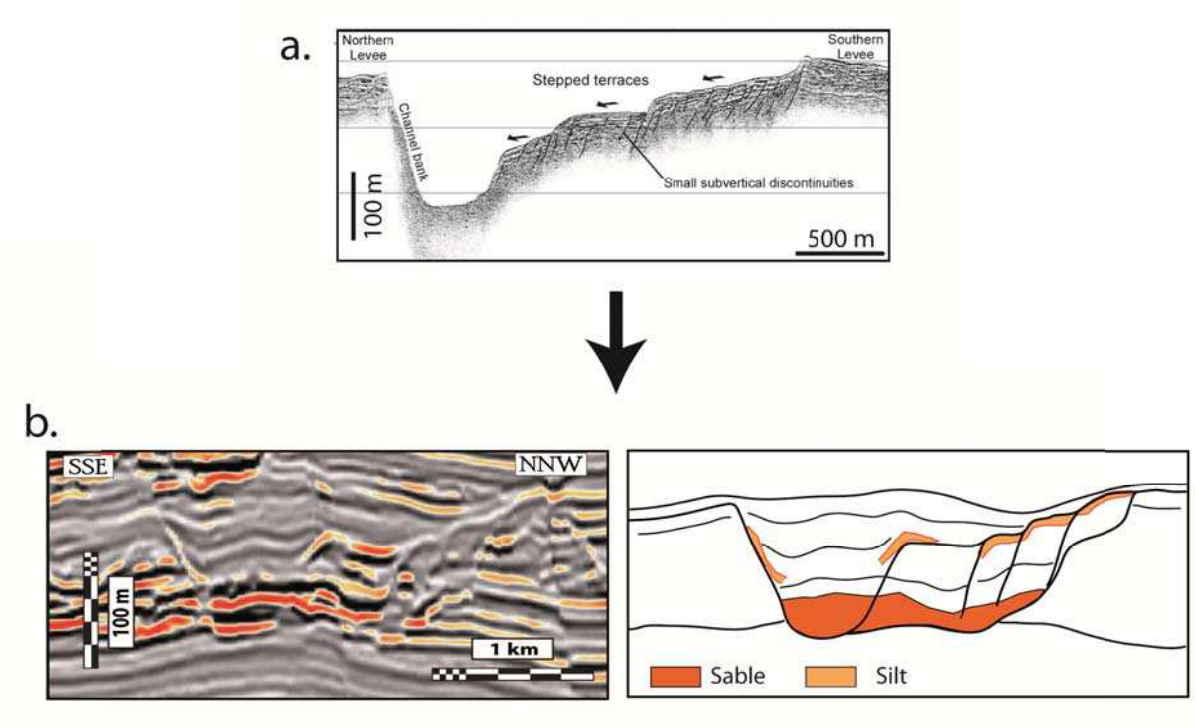


Fig. 2.5: Schéma illustrant l'architecture sédimentaire dans les méandres de chenaux sous-marins. (a) Image SAR du système de chenaux-levées actuel du Congo. (b) A gauche, section sismique du complexe de chenaux-levées du Miocène du bassin du Bas-Congo et son interprétation géologique à droite.

Sur la base de données sismiques acquises dans le bassin du Bas-Congo et de précédentes études sismiques du bassin de Mer du Nord (e.g. Huuse et al., 2004; Huuse et Mickelson, 2004; Jackson, 2007; Szarawarska et al., 2010; Jackson et al., 2011), le second bilan de ce chapitre est que sur la seule base de critères sismiques l'unique critère d'identification des corps post-sédimentaires est la présence de réflexions sismiques sécantes

à la stratigraphie. Ici, l'intérêt de mener une étude fine de caractérisation géophysique pour discriminer les structures dépositionnelles des structures injectées.

Lorsque ce critère est observé, cela diminue l'incertitude sur l'identification des corps post-dépositionnels sur la sismique. Cependant, les intrusions connues ne se limitent pas à du sable et peuvent être constituées de magma (e.g. Hansen et Cartwright, 2006), d'argile (e.g. Hovland et al., 1997) ou de calcaire (e.g. Montenat et al., 1991). De plus, il existe sur l'enregistrement sismique des signaux géophysiques continus qui recoupent les plans de stratification et qui peuvent avoir une signature très similaire à celle des intrusions sableuses. On distingue : l'opale A / CT (e.g. Davies et Clark, 2006), les BSR's (e.g. Hovland et Gallagher, 1997; Gay et al., 2006a). Dans notre zone d'étude, les objets étudiés n'étaient vraisemblablement pas des intrusions de sable. Cependant, il existe à quelques dizaines de kilomètres au NE de la zone d'étude, des réflexions sismiques sécantes vis-à-vis de la stratigraphie que l'on peut caractériser grâce aux données de sismique de haute résolution. Ces réflexions discordantes de forme conique et d'assiette, géométriquement très similaires aux intrusions sableuses de Mer du Nord, feront l'objet du chapitre suivant.

Chapitre III

Les injectites, témoin de l'initiation des migrations de fluides, créatrices de chemins de migration et garantes de leur pérennité. Exemple dans le bassin du Bas-Congo

En-tête chapitre 3

A partir d'objets sédimentaires (terrasses de chenaux) du bassin du Bas-Congo, de caractéristiques morphologiques comparables à celles des intrusions sableuses (wings) connues sur les données sismiques de Mer du Nord, nous avons établi que le seul critère permettant de discriminer les objets post-sédimentaires des objets sédimentaires est le caractère sécant par rapport à la stratification. Cependant, les intrusions connues ne se limitent pas à du sable et peuvent être constituées de magma (e.g. Hansen et Cartwright, 2006), d'argile (e.g. Hovland et al., 1997) ou de calcaire (e.g. Montenat et al., 1991). De plus, Il existe sur l'enregistrement sismique des signaux géophysiques continus qui recoupent les plans de stratification et qui peuvent avoir une signature géophysique très similaire à celle des intrusions sableuses. On distingue : l'opale A / CT (e.g. Davies et Clark, 2006), les « bottom-simulating reflector » ou BSR's (e.g. Hovland et Gallagher, 1997; Gay et al., 2006a). Dans ce chapitre, nous allons discuter de la nature discordante des réflecteurs sismiques de forme conique et en assiette (cf. chapitre 1), qui ont été très récemment identifiés dans les sédiments du Miocène supérieur du bassin du Bas-Congo (Dietrich, communication personnelle). Des structures semblables sont aussi connues dans les sédiments paléogènes de Mer du Nord et ont été interprétées comme des intrusions sableuses (Molyneux *et al.* 2002; Løseth *et al.* 2003; Shoulders & Cartwright 2004; Huuse & Mickelson 2004; Huuse *et al.* 2007; Shoulders *et al.* 2007, Cartwright et al., 2008) ou magmatiques (Hansen et al., 2004; Hansen et Cartwright, 2006) à partir de leur caractère sécant vis-à-vis de la stratigraphie, parfois de puits et du contexte géologique. Dans ce chapitre, nous allons montrer que les réflecteurs discordants coniques et en assiette du bassin du Bas-Congo sont de vraies intrusions sableuses, puis sur la base d'une étude sédimentologique et structurale de la zone, nous déterminerons comment ces intrusions ont pu se mettre en place (source ? profondeur de la source ? processus d'injection ?). En l'absence de puits qui traversent ces réflecteurs sécants, la caractérisation lithologique de ces objets sera déduite du contexte géologique.

Dans le but de se soustraire d'une première difficulté liée à la caractérisation des intrusions sableuses sur la sismique, nous allons établir à partir d'exemples publiés comment des objets sécants intrusifs (intrusions coniques et en assiette) se différencient des signaux géophysiques continus sécants à la stratification (opale A/CT et BSR's) :

a) Caractéristiques morphologiques géophysiques des intrusions : exemple d'injectites coniques dans le Paléogènes de Mer du Nord

Les intrusions sableuses coniques ou en forme d'assiette ont été décrites dans les bassins de Mer du Nord et du bassin de Faeroe – Shetland où elles sont distribuées dans les environnements de pente de bassin et de plaine abyssale. Elles ont été clairement reconnues et caractérisées à partir de données de sismique 3D de très bonne qualité et de données de puits les ayant parfois traversées. Elles se sont mises en place dans des sédiments paléogènes argileux (> 50% d'argile), qui scellent actuellement des systèmes turbiditiques sableux (Molyneux et al., 2002; Shoulders et al., 2007). Nous avons vu dans le chapitre 1 que le développement de surpressions de fluides dans un corps sableux non-consolidé, enfoui et scellé par des sédiments de plus faible perméabilité, est un facteur susceptible de remobiliser ce corps et peut mener à l'injection forcée du sable dans les sédiments hôtes pour former les injectites (Jolly et Lonergan, 2002; Hurst et al., 2003a).

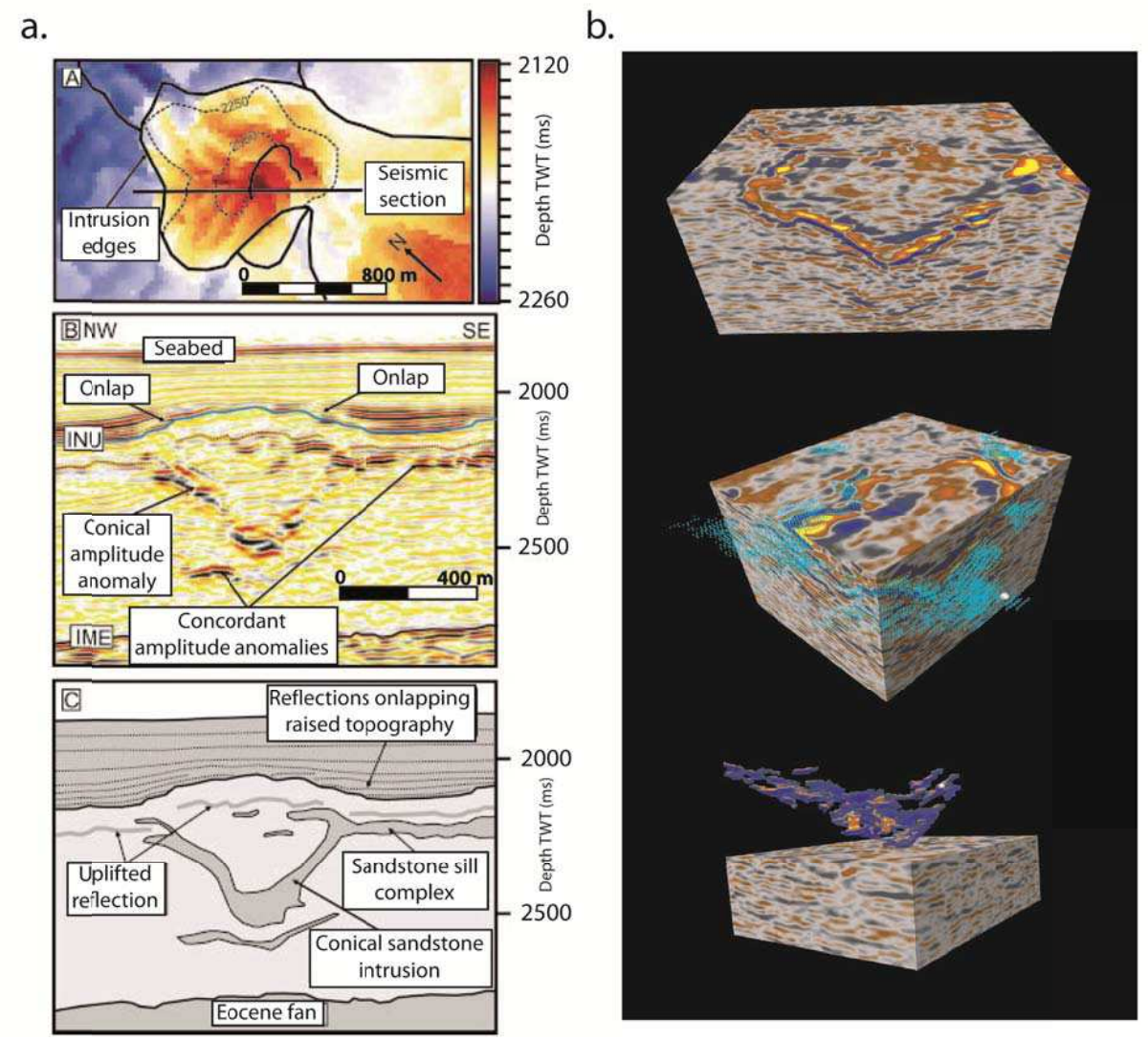


Fig. 3.1 : Représentations géophysiques des intrusions coniques identifiées en Mer du Nord. (a) A : Carte structurale de l'horizon INU (Intra-Neogene unconformity = fond marin au moment de l'injection). Les lignes noires marquent les contours espacés de 100 ms (TWT). B : Section sismique passant par le haut topographique de A, montrant les relations entre intrusion sableuse et le pli forcé des dépôts sédimentaires sus-jacents. Noter les réflecteurs de forte amplitude qui recouvrent le pli en « onloap ». Ils peuvent correspondre à des extrudites. IME = intra-middle Eocene. C : Représentation schématique de B (d'après Shoulders et al., 2004). (b) Cubes d'amplitude sismique montrant la géométrie en 3D d'une intrusion conique. L'image du bas est obtenue après avoir pointé (cartographié, scanné) le cône (d'après Huuse et al., 2007).

Les intrusions sableuses coniques sont caractérisées sur la sismique par des réflecteurs de forte amplitude, inclinés et présentant des relations sécantes par rapport à la stratigraphie (**Fig. 3.1a**). A partir de données de sismique 3D, ces intrusions consistent en des cônes ouverts vers le haut (convexes), réguliers à irréguliers avec un apex vers le bas bien définit (Cartwright et al., 2008) (**Fig. 3.1b**). Les intrusions coniques ont des flancs inclinés à environ 20-40°, font entre 100 à 3000 m de diamètre, atteignent 50 à 300 m de hauteur et entre 10 et 80 m d'épaisseur (Molyneux et al., 2002; Huuse et Mickelson, 2004; Cartwright et al., 2008). Selon Hurst et al. (2004), les intrusions coniques émanent depuis les sources de sables sous-jacentes les plus proches. Parce qu'elles sont régulièrement associées au soulèvement des

sédiments sus-jacents jusqu'au fond de la mer (**Fig. 3.1a**), que l'apex est vers le bas et que ces structures ont pu être modélisées en injectant de l'air vers le haut (Mourgues et al., 2012), il ne fait aucun doute que ces intrusions émanent d'un corps sous-jacent mais personne n'a identifié clairement la source de ces injectites sur la sismique. Définir la source des ces intrusions comme la source la plus proche n'est donc qu'une hypothèse des précédents auteurs. Nous verrons dans la suite de ce chapitre que la source des intrusions coniques du bassin du Bas-Congo peut être définie à partir d'arguments géométriques.

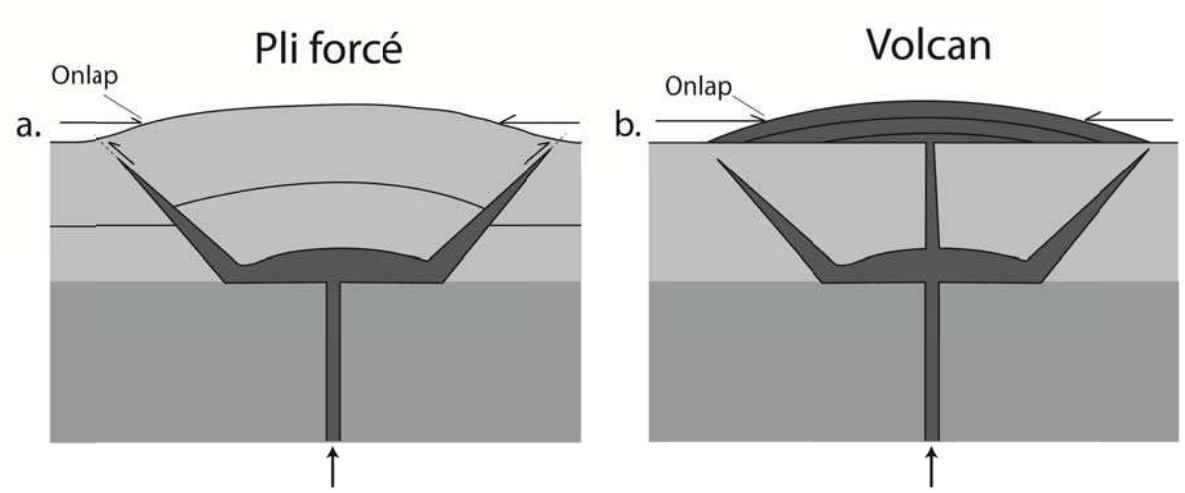


Fig. 3.2 : Schémas illustrant la formation d'un pli forcé (a) et d'un volcan sous-marin (b). (a) L'intrusion de sédiments ou de magma (en gris foncé) dans des sédiments de lithologie différente (en gris plus clair) induit le soulèvement des sédiments sus-jacents jusqu'au fond de la mer. (b) L'intrusion de sédiments ou de magma a atteint la surface pour former un volcan sous-marin (extrusions). Les onlaps montrent où était le fond de mer au moment de l'injection dans les deux cas de figure.

Les soulèvements du fond marin par des intrusions sont appelés des plis forcés (Cosgrove & Hillier 2000). Les plis forcés sont le plus souvent recouverts en « onlap » par les sédiments, ce qui permet de les différencier des plis par compaction différentielle (Jackson, 2007). Les plis forcés permettent de dater indirectement l'injection (Shoulders et al., 2004) seulement si l'âge des derniers sédiments soulevés (fond de mer au moment de l'injection) et l'âge des sédiments onlappants sont connus. La présence de plis forcés aide à l'interprétation de corps intrusifs (Cartwright et al., 2008) mais n'est pas un critère d'identification de valeur sûre car peut être confondu avec d'autres structures en relief sur le fond marin (ex : récif, dôme de volcan, Pringle et al., 2007) (**Fig. 3.2**). La récente discussion entre Thomson (2005) qui interprète des hauts structuraux au-dessus d'intrusions volcaniques comme des petits volcans et Hansen et Cartwright (2007) qui interprètent ces dômes comme des plis forcés, prouve les réelles difficultés d'interprétation de ces objets. Sur la figure 3.1a de Shoulders et al. (2004), on voit un haut structural circulaire au-dessus de réflexions en forme de V sécantes par rapport à la stratigraphie. Ce haut structural a été interprété comme un pli forcé par les auteurs sur la base qu'il semble onlappé par des réflexions et que d'autres réflexions ont été soulevées au-dessus du V (**Fig. 3.1a-B-C**). Cette interprétation est vraisemblablement la bonne compte tenu du contexte de la zone d'étude mais la résolution sismique de la figure 3.1a-B est très faible et ne convainc pas nécessairement le lecteur. Nous verrons que la résolution sismique de très haute qualité de notre zone d'étude va permettre une meilleure caractérisation des relations entre les intrusions et leur encaissant.

b) Caractéristiques morphologiques géophysiques des horizons diagénétiques : exemple des BSRs sur la marge Ouest-Afrique

Les BSRs (Bottom Simulating Reflectors) ont été identifiés sur les sections sismiques dans de nombreux bassins à travers le monde (revue des principales zones de BSR dans Hovland et al., 1997). Les BSRs correspondent à la limite thermodynamique inférieure de la zone de stabilité des hydrates de gaz ou au sommet de la zone de gaz libre sous les hydrates (MacKay et al., 1994; Hovland et al., 1997). La formation des hydrates de gaz dans les sédiments marins nécessite des pressions élevées et des températures basses, des conditions que l'on retrouve typiquement dans l'offshore profond (Sloan, 1990). Les BSRs se forment le plus souvent à des profondeurs comprises entre 300 et 800 m sous le fond de la mer (Davies et Clark, 2006).

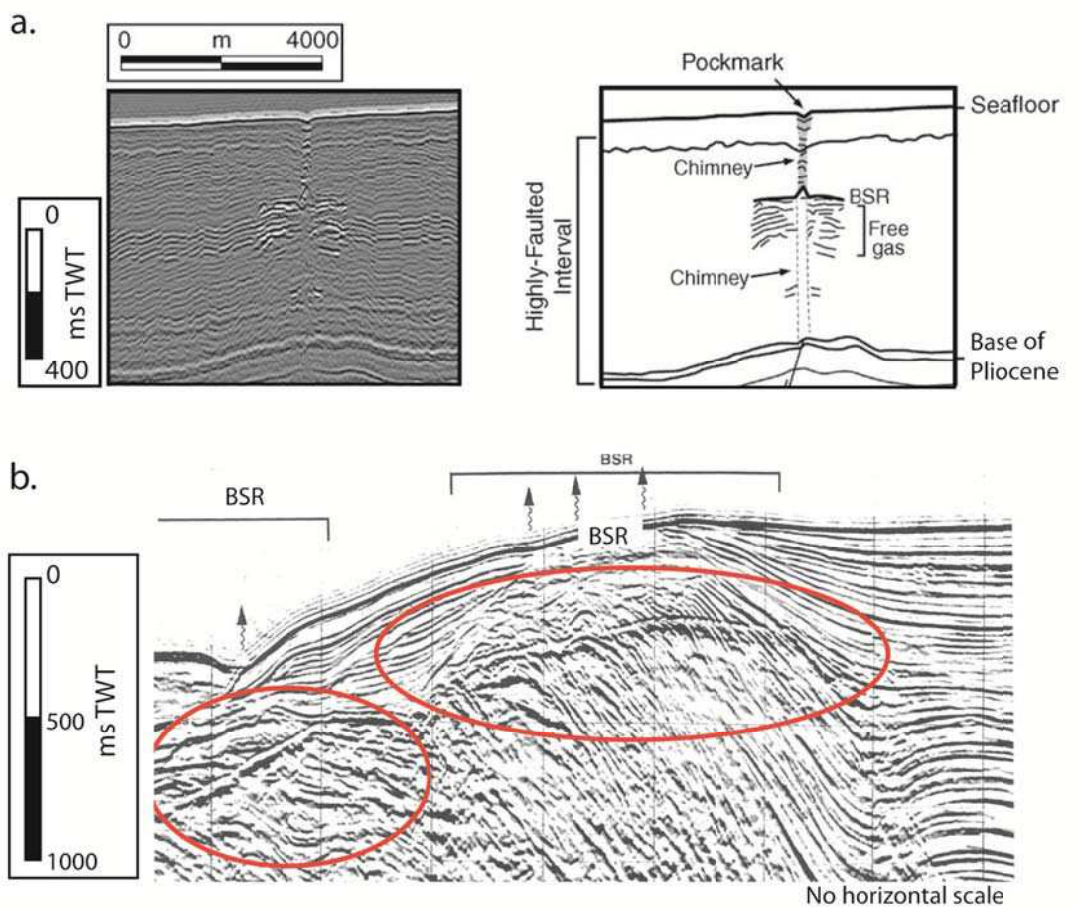


Fig. 3.3 : Profiles sismiques : (a) pris dans le bassin du Bas-Congo à travers un pockmark. Le BSR (réflexion parallèle au fond marin et de polarité inverse) est interrompu par une cheminée et est dévié vers le haut à l'intersection, suggérant un flux ascendant de fluides chauds (d'après Gay et al., 2006b). (b) pris au niveau du front du Delta du Niger. Les BSRs sont parallèles au fond marin et recoupent clairement les horizons sédimentaires. Les flèches noires indiquent la localisation suspectée des échappements de fluide (d'après Hovland et al., 1997).

Les BSRs sont des horizons géophysiques qui n'ont, a priori, aucune réalité physique. Parce que le BSR représente la base de la zone de stabilité des hydrates qui dépend des

conditions thermodynamiques, il mime donc généralement le fond de la mer sur plusieurs kilomètres (Shipley et al., 1979) (**Fig. 3.3a**). Il est donc naturel que localement, dans un contexte déformé ou au moins non tabulaire, il recoupe partiellement la stratigraphie (Dillon et al., 1980) (**Fig. 3.3b**). Les BSRs sont aussi caractérisés par une polarité inversée par rapport à la réflexion du fond marin, ce qui signifie indirectement que les vitesses sismiques dans la zone de stabilité des hydrates de gaz sont plus élevées que dans les sédiments chargées en gaz sous les BSRs (MacKay et al., 1994). Cette zone chargée en gaz perturbe la continuité des horizons sismiques (**Fig. 3.3a**).

Les intrusions sableuses, volcaniques ou constituées d'autres lithologies sont des remobilisations sédimentaires qui ont, à priori, des caractéristiques géophysiques très proches de celles des horizons diagenétiques de type BSR's ou Opale A/CT mais qui se différencient par le soulèvement des sédiments (plis forcés). Dans la suite de ce chapitre, nous verrons à partir de vraies intrusions coniques et en forme d'assiette identifiées sur les données sismiques de haute qualité du bassin du Bas-Congo, que la formation de telles intrusions peut se faire à très faible profondeur d'enfouissement de la source et par conséquent qu'elles peuvent jouer le rôle de drain longtemps après leur formation. La suite du chapitre est sous la forme d'un article scientifique qui a été soumis le 15 Octobre 2012 dans la revue Geofluids, accepté avec des corrections modérées le 15 Janvier 2013 et re-soumis le 15 Mars 2013.

Pliocene sand injectites from a submarine lobe fringe during hydrocarbon migration (and salt diapirism): a seismic example from the Lower Congo Basin

Damien Monnier [1,2*], Patrice Imbert[2], Aurélien Gay [1], Michel Lopez[1] and Régis Mourgues [3]

[1] Géosciences Montpellier, University of Montpellier 2, France
[2] TOTAL S.A., CSTJF, Pau, France
[3] University of Maine, Le Mans, France
* Corresponding author: e-mail: damien-monnier@hotmail.fr, Phone: + 33 (0) 4 67 14 36 41;

Running head: Conical and saucer-shaped sand injectites: Characterization and Origin

Key words: Sand injectites, Turbidites, Sediment remobilization, Buoyancy effect, Hydrocarbon.

Summary

Large-scale conical and saucer-shaped seismic reflections have been discovered in the Upper Miocene sediments of the Lower Congo Basin. These structures are evidenced on the 3D-high-resolution seismic data at about 600 ms TWT beneath the sea bottom. The conical and saucer-shaped anomalies, ranging from 20 to 80 ms TWT in height, 50 to 300 m in diameter, and 10 to 20 ms TWT in thickness, constitute a sedimentary volume of about 1 to 5 x 10^4 m^3. They are located within a sedimentary interval of about 100 m in thickness and aligned over 20 km in dip direction (NE-SW), above the NW margin of an underlying Upper Miocene turbidite lobe. We have interpreted the conical and saucer-shaped anomalies as upward sand injectites because of their discordant character, the post-sedimentary uplifting of the sediments overlying the cones and saucer-shaped bodies, the alignment with the margin of the Upper Miocene turbidite lobe, and the geological context. Therefore, the sand is supposed to be sourced from the northwest boundary of the Upper Miocene turbidite lobe. Sand injection dates from the Miocene-Pliocene boundary (ca. 5.3 Ma). The prerequisite overpressure to the sand injection process may be due to the buoyancy effect of hydrocarbons accumulated in the margins of the lobe. Additionally, overpressure could have been enhanced by the lateral transfer operating in the inclined margins of the lobe. The very short duration of sand injection and the presence of many sandstone intrusions suggested that the process of injection was triggered by a sudden event, likely due to a nearby fault displacement related to diapiric movements. This is the first time that sand injectites of seismic scale have been described from the Lower Congo Basin. The localized nature of these injectites has lead to a reorganization of the migration path of fluids through the sedimentary cover. Consequently the sand intrusions are both evidence and vectors of fluid migration within the basin.

1. Introduction

Sand injectites have been described in geological literature as far back as the early 19th century (Strangways 1821; Murchison 1827) but their significance and interest as hydrocarbon reservoirs was only recently recognized (Jenkins 1930; Dixon *et al*. 1995; Hurst & Cartwright 2007), in particular in the Paleogene of the North Sea basin (Dixon *et al.* 1995;

Lonergan *et al.* 2000; Molyneux *et al.* 2002; Løseth *et al.* 2003; Huuse *et al.* 2004; Huuse & Mickelson 2004; Jackson 2007, 2011), due to improvements in exploration and seismic data quality (Huuse *et al.* 2007). Seismic sand injectites imaged by 3D seismic data can be divided into two main types: 1- wing-like sandstone intrusions emanating upward from the margins of closed steep-sided concordant depositional sand bodies (MacLeod *et al.* 1999; Lonergan *et al.* 2000; *Huuse et al.* 2004, 2007; de Boer *et al.* 2007; Jackson 2007) and 2- conical or saucer-shaped sandstone intrusions emanating upward from deeper sandbodies (Molyneux *et al.* 2002; Løseth *et al.* 2003; Shoulders & Cartwright 2004; Huuse & Mickelson 2004; Huuse *et al.* 2007; Shoulders *et al.* 2007, Cartwright et al., 2008).

In the studied area, discordant amplitude anomalies are suspected to correspond to conical and saucer-shaped sandstone intrusions. Today, km-scale sandstone intrusions occur widely in the North Sea where they are associated with hydrocarbon reservoirs (Dixon *et al.* 1995; MacLeod *et al.* 1999; Lonergan *et al.* 2000; Hurst & Cartwright 2007; Shoulders *et al.* 2007; Szarawarska *et al.* 2010) or constitute reservoir (de Boer *et al.* 2007) and migration paths (Duranti & Hurst 2004, 2005; Duranti & Mazzini 2005; Huuse *et al.* 2007, 2010).

In this paper we will first document the occurrence, scale and geometry of conical and saucer-shaped sand injectites, their relation with surrounding shales and associated depositional systems. Based on the well-known framework and sedimentary setting of the area studied, we will discuss their origin, the sand source, the timing of injection, the supposed processes and trigger mechanisms of injection and the reasons of their location. We will then discuss the implications of the scale of sandstone intrusions for oil and gas exploration and production in the Lower Congo basin.

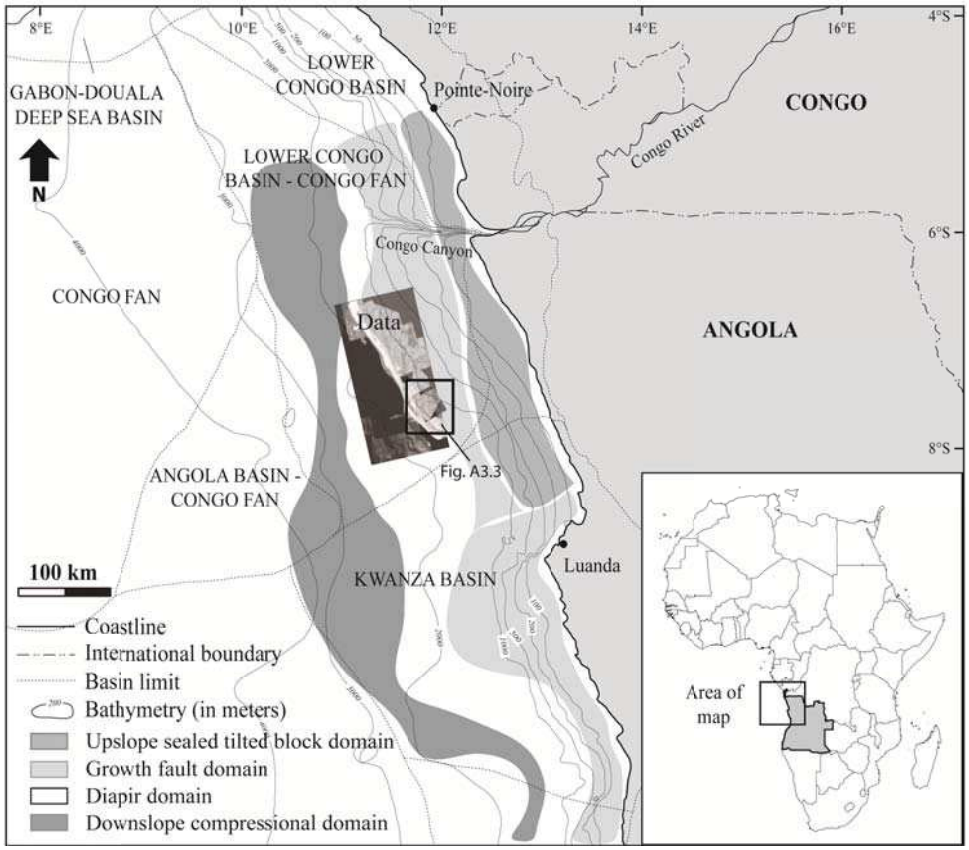


Fig. A3.1: Location of the Lower Congo basin along the West African passive margin. Simplified tectonic map of offshore Angola (modified after Marton *et al.* 2000; Fort 2002 & Broucke *et al.* 2004) showing the main deformation domains, the location of the study area and the data extent.

2. Regional setting

The West African margin results from the breakup of Gondwana during Late Jurassic and Early Cretaceous times (Brice *et al.* 1982; Teisserenc & Villemin 1989; Guiraud & Maurin 1992; Karner & Driscoll 1999). During rifting, the Kwanza, Gabon and Lower Congo basins have developed along the West African margin (Broucke *et al.* 2004) since Mid-Aptian (Brice *et al.* 1982; Reyre 1984; Walgenwitz *et al.* 1990).

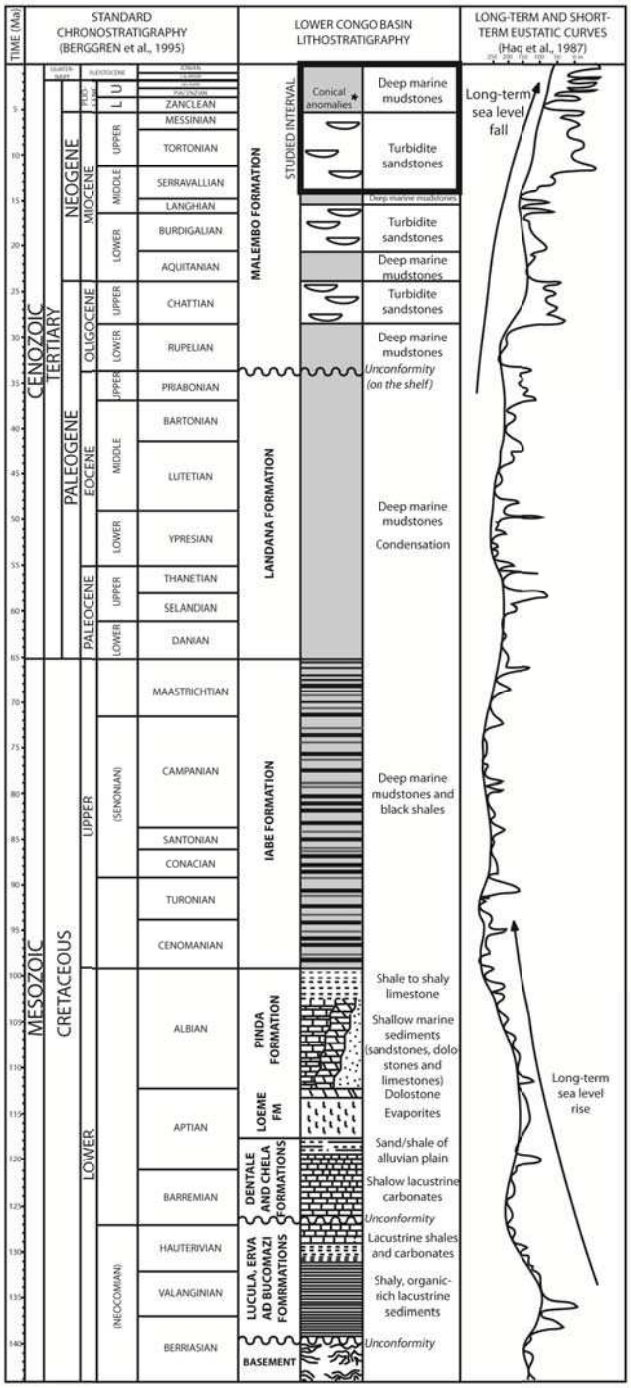


Fig. A3.2: Simplified composite stratigraphic chart of the Lower Congo basin (modified after Broucke *et al.* 2004).

The anomalies studied are located in the Lower Congo Basin (**Fig. A3.1**), limited to the north and south by basement highs (Standlee *et al.* 1992). Following pre-rift continental deposition during the Jurassic, syn-rift lacustrine sediments overlapped tilted blocks of the basement (Marton *et al.* 2000; Broucke *et al.* 2004). The transition to a passive margin was initiated during the thermal post-rift subsidence (Brownfield & Charpentier 2006; Broucke *et al.* 2004), and is recorded by marine sediments interbedded with a thick salt layer during Middle Aptian (Brice *et al.* 1982; Uchupi 1992; Marton *et al.* 2000). Climatic and sea level changes induced the formation of a carbonate to siliciclastic Albian ramp overlying salt layers (Eichenseer *et al.* 1999; Séranne *et al.* 1999). During Upper Cretaceous, sedimentation was dominated by open marine and pelagic sediments of the Iabe Fm (Broucke *et al.* 2004), that later generated thermogenic hydrocarbons in the area (Burwood 1999, Cole *et al.* 2000, Brownfield & Charpentier 2006). From Paleocene to Eocene, condensed pelagic sediments filled the basin (Broucke *et al.* 2004). The Eocene-Oligocene transition is characterized by a major erosional event (Séranne *et al.* 1992, McGinnis *et al.* 1993, Broucke *et al.* 2004), likely linked to a global sea level fall (lowstand icehouse-induced conditions) and a coeval uplift of the inner margin (Haq & Vail 1988, Marton *et al*. 2000, Miller *et al.* 2005). The resulting unconformity is overlain by siliciclastic sediments prograding from the west (Malembo Fm) (Teisserenc & Villemin 1989; Séranne *et al.* 1992; Broucke *et al.* 2004). The Oligocene-Miocene interval is composed of turbidite channels encased in the Malembo Formation (**Fig. A3.2**). Oligocene and Miocene channel complexes are, typically and respectively, ca. 2 km wide (up to 10 km including outer levees) and 100 – 150 m thick, and ca. 2 km wide and 150 – 200 m thick (Broucke *et al.* 2004). They are the first components of the Congo fan, in which sand deposits are induced by high-frequency climatic variations (Brice *et al.* 1982; Uchupi 1992; Droz *et al.* 1996), and/or sea level changes (Broucke *et al.* 2004), and/or autocyclic processes (Dott 1988; Einsele 1991). Growth structures: faults, turtle-back anticlines and salt diapirs, induced slight changes in the direction of turbiditic channels (Broucke 2004, *unpublished*). After the end of the Miocene, turbidite deposits are delivered beyond the salt escarpment directly onto the abyssal plain, so that the study area only undergoes hemipelagic mud sedimentation.

3. Database and methodology

3.1. Database

In this paper, we present the interpretation of two 3-D HR (Three-Dimensional High-Resolution) seismic surveys covering an area of about 20000 km^2 in the Lower Congo basin. Approximately 300 km^2 of this dataset are used in this study (**Fig. A3.1**). The surveys have a bin spacing of 12.5 m, and they were acquired with a dominant frequency of 60 Hz in the interval of study. Surveys are zero-phase processed and normal polarity, meaning that a negative amplitude (displayed in red on seismic profiles) corresponds to a downward decrease in acoustic impedance with depth, while positive amplitudes (displayed in black) represent a downward increase in acoustic impedance. Both amplitude and coherency volumes were available for the 3-D seismic survey.

Tertiary clay-rich sediments in recent deep-sea fans have a velocity range around 1800-2200 m/s (Hamilton 1976). Based on the data from the nearest well of the study area, the interval velocity of the studied interval is estimated around 2000 m/s (with which 1 ms converts to 1 m, self-evident). The maximum vertical resolution can be considered as the quarter of the dominant wavelength ($\lambda/4$), while the maximum horizontal resolution can be approximated as half of the dominant wavelength (Brown 1999, 2004). Consequently, with

an interval velocity of 2 km/s in the study area, the maximum vertical resolution is about 10 m and the maximum horizontal resolution is about 20 m.

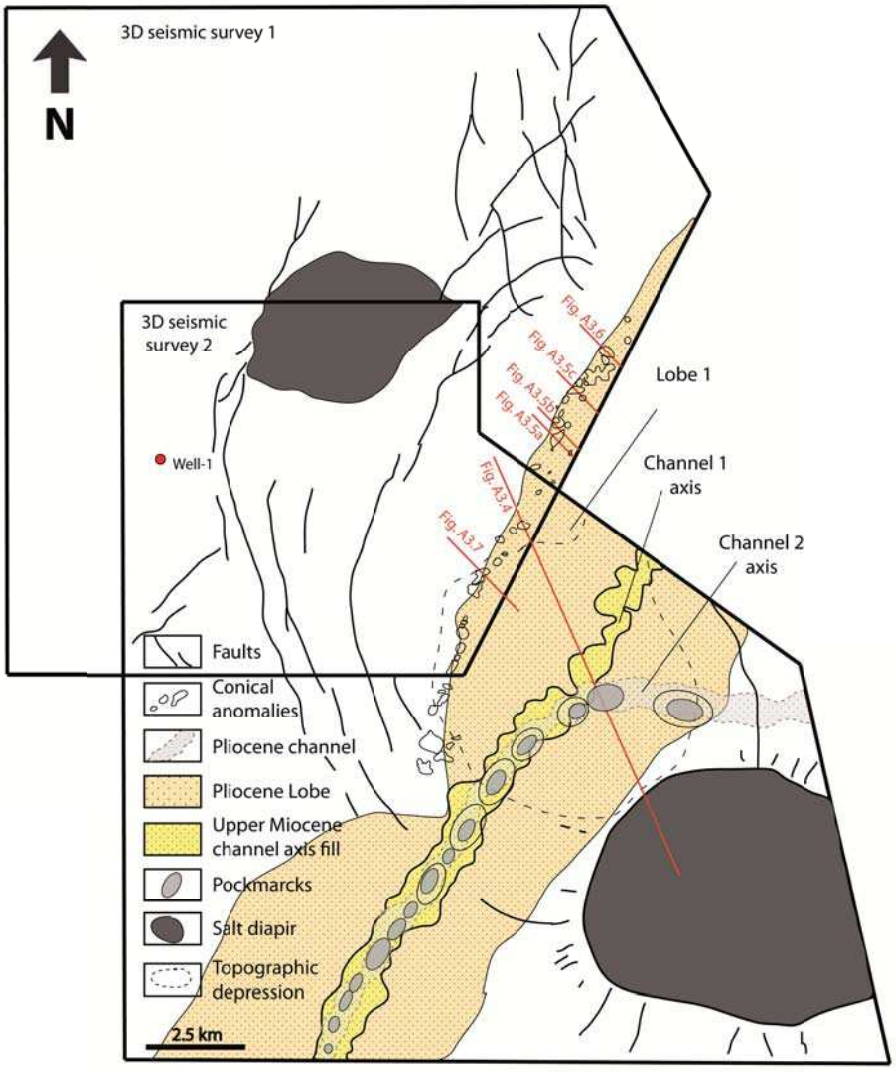


Fig. A3.3: Zoom of the study area showing the position of the two 3D seismic surveys, the well location in the surrounding area and the location of seismic lines shown in other figures. Also shown are the fault system, nearby salt diapirs and elongated Pleistocene pockmarks, extent of the Upper Miocene channel complex (1) and Pliocene channel (2) and lobe, and the location of conical and saucer-shaped amplitude anomalies.

3.2. Methodology

Conical and saucer-shaped amplitude anomalies are present in a restricted interval on 3D seismic data, defined by mapping of the two reflections constituting its lower and upper boundary, respectively, B and T on seismic sections. The 3D geometry of the anomalies was investigated by time-slices and cross-sections

Seismic attribute maps including amplitude, dip and coherency extractions were used around and within the studied interval during the analysis of the relation between anomalies and surrounding sediments. Mapping can be done through horizon automatic tracking or

isoproportional slices between horizons. Time-thickness maps were also used to evaluate the topography at different stages of sedimentation.

Conical and saucer-shaped amplitude anomalies are located approximately 10 km from well-1 (**Fig. A3.3**) and their sedimentology and age are partially inferred from this well and other wells located in the study area.

4. Seismic observations on the occurrence and morphology of the anomalies and their relationships of the encasing rocks and the turbidite channels

4.1. Occurrence

The study area is located between two salt diapirs. A system of conjugate normal faults of several kilometers in length, with principal directions NE-SW and NW-SE, developed as a result of diapir growth **(Fig. A3.3)**. The studied conical and saucer-shaped anomalies are located between these two salt diapirs; they are not cut by the fault system. They are aligned in the dip direction (NE-SW) over stripe 20 km long and 1 km wide on the southeast edge of the 3-D seismic survey area studied (**Fig. A3.3)**. Stratigraphic correlation provided by Well-1 (**Fig. A3.3**) and other nearby wells shows that the interval in which conical and saucer-shaped reflections develop is of lowermost Pliocene age. It is about 600 ms TWT beneath the sea bottom (**Fig. A3.4).**

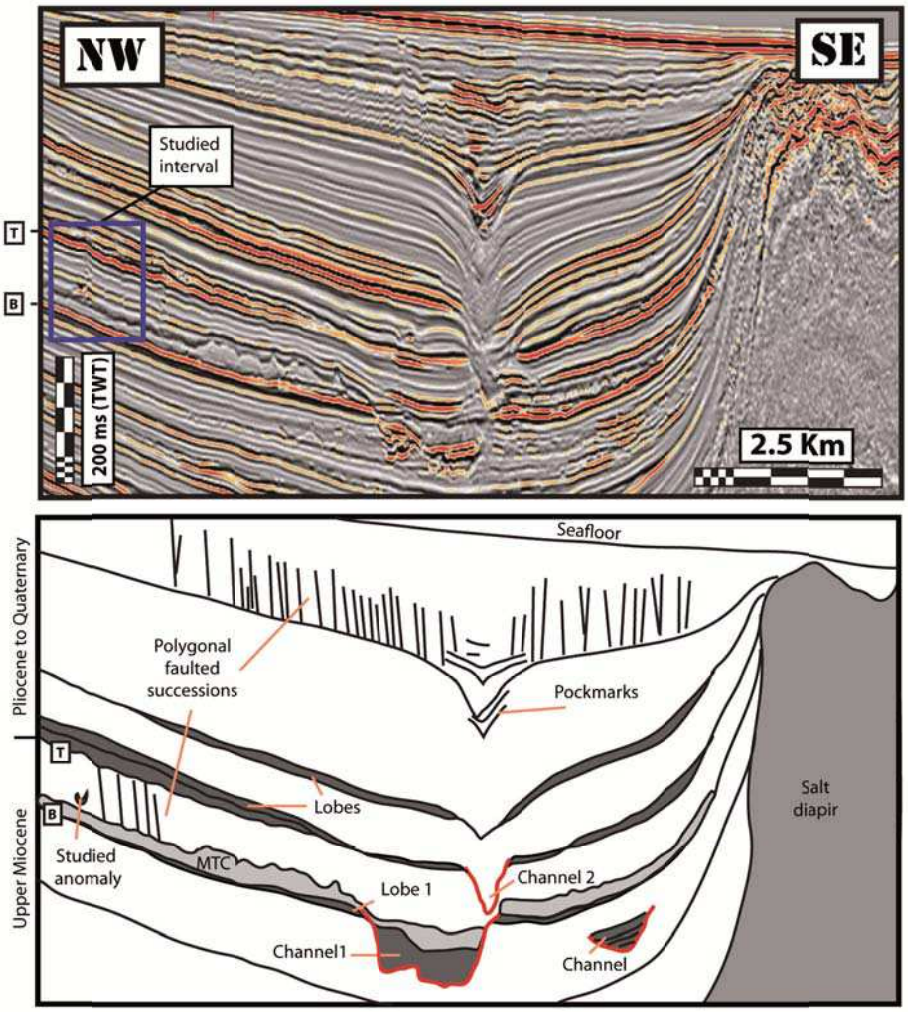


Fig. A3.4: Key geological features of the study area. The seismic line shows the position of studied anomalies at the Upper Miocene – Pliocene limit, in a polygonally faulted succession defined by upper and lower boundaries named respectively, T and B. To the South, channels 1 and 2 are identified close to a salt diapir. Note the circular depocenter below channels. Others depositional and post depositional objects are shown like lobes and pockmarks.

The investigated interval (Upper Miocene-Pliocene) is mainly composed of low-amplitude, parallel and locally draping facies interpreted as argillaceous deposits. Their monotony is locally interrupted by two channel-shaped and a few lobe-shaped seismic anomalies identified between the two salt diapirs (**Figs. A3.2 and A3.4**). In plan view the uppermost Miocene channel-shaped seismic anomaly (Channel 1) is straight to slightly sinuous, 1-1.5 km wide, and trends northeast – southwest. Conversely, the Pliocene channel-shaped seismic anomaly (Channel 2) is slightly sinuous, 500 m to 1 km wide, and trends parallel to Channel 1 with a local change in direction near the southeastern salt diapir (**Fig. A3.3).** In section view, both channels are approximately 60-80 ms TWT thick, and the lobes are a tens of ms TWT thick (**Fig. A3.4).** Mass Transport Complexes (MTC) were identified on the seismic sections by their chaotic seismic signature (**Fig. A3.4).** In addition to the salt diapirs and the MTC, which remobilize sedimentary deposits in the study area, we find pockmarks of ca. 1 km in diameter aligned above Channel 2 (Pliocene), also argillaceous successions of up to 100 or 200 m that have been affected by a system of polygonal faults (**Figs. A3.3 and A3.4**). This type of post-sedimentary deformation is very common in the Lower Congo Basin (Gay *et al.* 2006, 2007; Andresen & Huuse 2011).

The conical and saucer-shaped seismic reflections are observed within a hemipelagic succession affected by a polygonal system of normal faults (**Fig. A3.4).** The bottom and top of this Polygonal Fault System (PFS, Cartwright 2011) are respectively identified as Horizons B (uppermost Miocene) and T (Top Miocene) in the figures accompanying this paper (**Fig**. **A3.4).** This interval has an average thickness of 100 ms TWT in the vicinity of the conical and saucer-shaped reflections. Its pre-compaction thickness can be estimated at 160 m using the porosity-depth profiles of Hamilton (1976). This sedimentary interval thins southwestwards (downslope) and thickens to the southeast where it fills a roughly circular local topographic depression, caused by the rising salt diapir southeast of the study area (**Figs. A3.3 and A3.4**) (Broucke 2004, *unpublished*).

4.2. Geometry and scale

Mapping of the conical and saucer-shaped reflections in the study area has allowed a fairly precise definition of their overall geometry. Our discussion of their cross-section geometry is based on the three seismic sections in Figure A3.5, selected because they are considered representative. The anomalies are typically U- or V-shaped on seismic sections, with a thickness ranging from 10 ms to 20 ms TWT (**Fig. A3.5**). In three dimensions the studied reflections have a circular to elliptical base whose diameter may range from 10 m (V-shaped) to several hundreds of meters (U-shaped), from which lateral dipping anomalies are developed with slopes of 25 to 50°, forming shell conical or saucer-shaped structures (**Fig. A3.6**). Anomalies with conical or saucer-shaped geometry have been identified locally throughout the studied area, but it is even more common to see simple concentric amplitude anomalies which do not develop visible lateral dipping anomalies. In addition, it appears that in certain cases the sediments located directly above the sides of cones are seismically chaotic and form smaller cones (two to three times smaller), here called chaotic conical anomalies, which develop along the continuations of the flanks of the underlying cones (**Figs**. **A3.5a-b**).

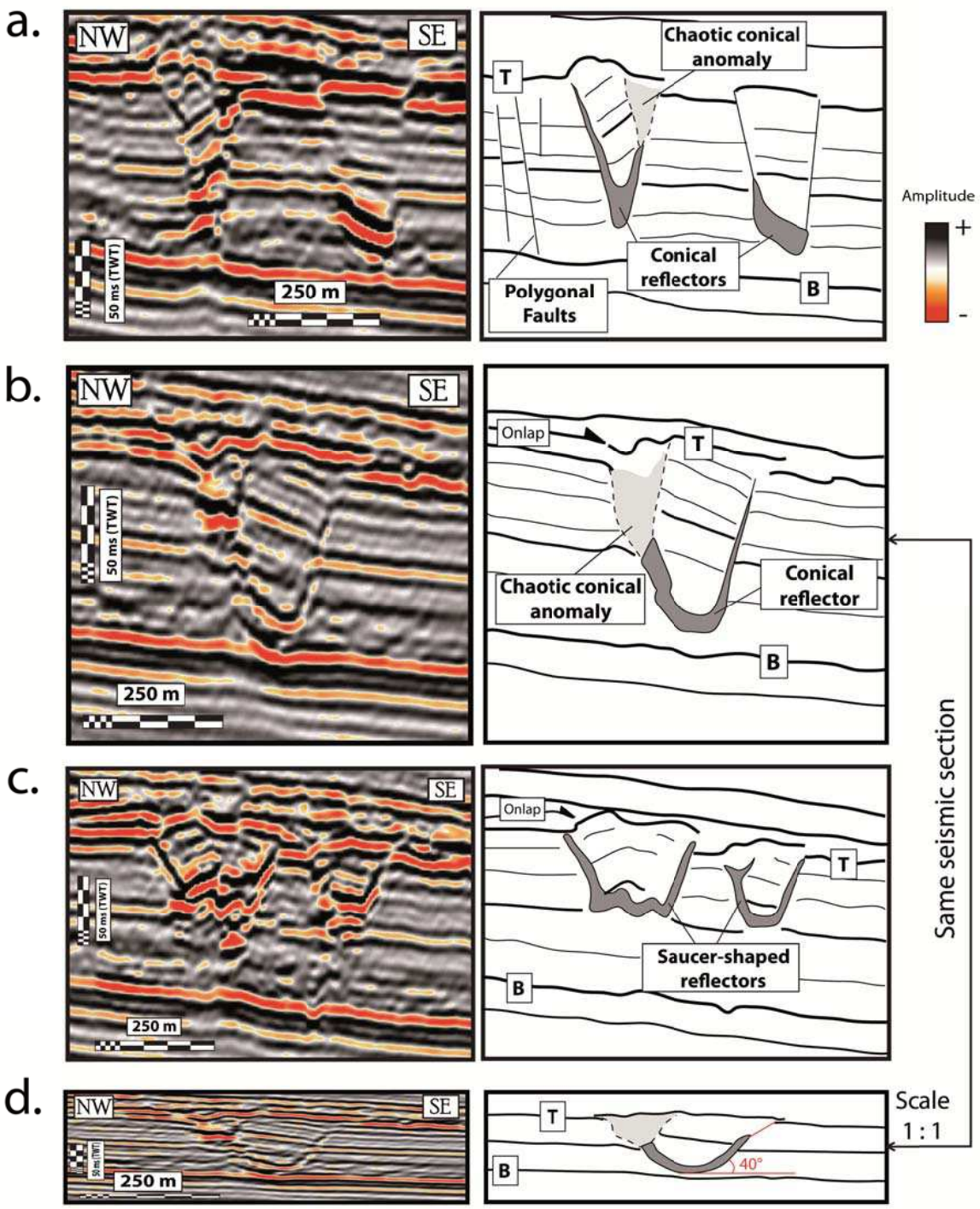


Fig. A3.5: Representative cross-sections of the conical and saucer-shaped anomalies. Each interpretative geological line drawing is provided to the right. Seismic lines show conical and saucer-shaped amplitude anomalies and additionally seismic lines (a) and (b) show chaotic conical anomalies. Note onlaps above horizon T in seismic lines (b) and (c).

The studied reflections have heights between 20 and 80 ms TWT and diameters between 50 and 300 m; their apices are not invariably on the same seismic horizon, but they are never lower than Horizon B (**Figs**. **A3.4 to A3.7**). The basal concordant beds of the U-shaped anomalies are located along a more reflective bed of the surrounding sediments (**Fig. A3.5c**). The apices of the V-shaped anomalies are systematically deeper than the basal concordant beds of the U-shaped anomalies. The conical and saucer-shaped reflections define volumes of about 1 to 5 x 10^4 m^3. The apices of the conical reflectors point downwards, consequently the cones diameters naturally increase upwards in the stratigraphy (**Fig**. **A3.6).** The conical anomaly in Figure A3.6 is rooted in Horizon B (Time Slice 1) and reaches its maximum diameter of 250 m 30 ms TWT higher up (Time Slice 3). This cone opens into a second cone 10 ms TWT above its apex (Time Slice 2), along the continuation of its southeastern edge, forming a new cone with a maximum diameter of 150 m (Time Slice 4), and a maximum height of 50 ms TWT on its south side (TWT map).

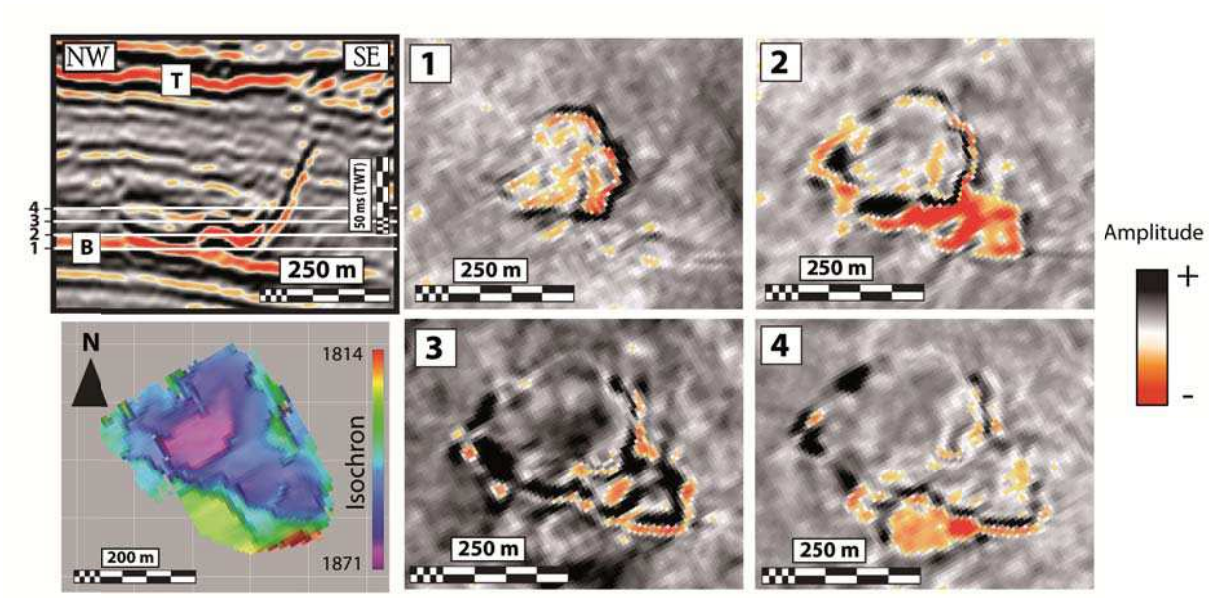


Fig. A3.6: Upper left hand side, seismic line used in this study that shows a conical anomaly. Amplitude maps numbered 1 to 4 correspond to seismic time slices across the conical anomaly. Note the diameter increase of the circle from map 1 to 4. Lower left, two-way time map of the conical anomaly that reveals the conical geometry with a flat bottom on tens of meters in diameter.

4.3. Relationships with the argillaceous host rocks and the turbidite channels

The first part of this study has shown that the anomalies are aligned in the dip direction in a limited interval, and also that in three dimensions they sometimes form cones or saucer-shaped structures several tens of meters high. The aim here is to define the relationships and interactions between the anomalies and the host strata in which they formed.

4.3.1. Conical & saucer-shaped anomalies vs. encasing series

The dipping reflections of the conical and saucer-shaped anomalies are clearly discordant with the enclosing strata: they cut and deform the surrounding argillaceous

deposits, and disturb their lateral continuity (**Figs**. **A3.5 and A3.6**). Deposits beyond the sides of the cone appear unaffected, whereas internal deposits are uplifted by several tens of meters from their regional trend (**Fig**. **A3.5**). The uplift of these argillaceous succession is transmitted to the top of the interval affected by the conical and saucer-shaped anomalies (Horizon T), given by the sediments that postdate the deformation and now onlap onto these uplifts (**Figs**. **A3.5b-c**). These uplifts have a circular shape and are ranging from 10 to 30 ms TWT thick and 100 to 300 m in diameter. On seismic sections the uplift at the top of the interval does not always match the uplift of the underlying sediments. In this case, the uplifted sediments seem to have collapsed into the zone represented by the chaotic conical anomalies (**Figs**. **A3.5a-b**).

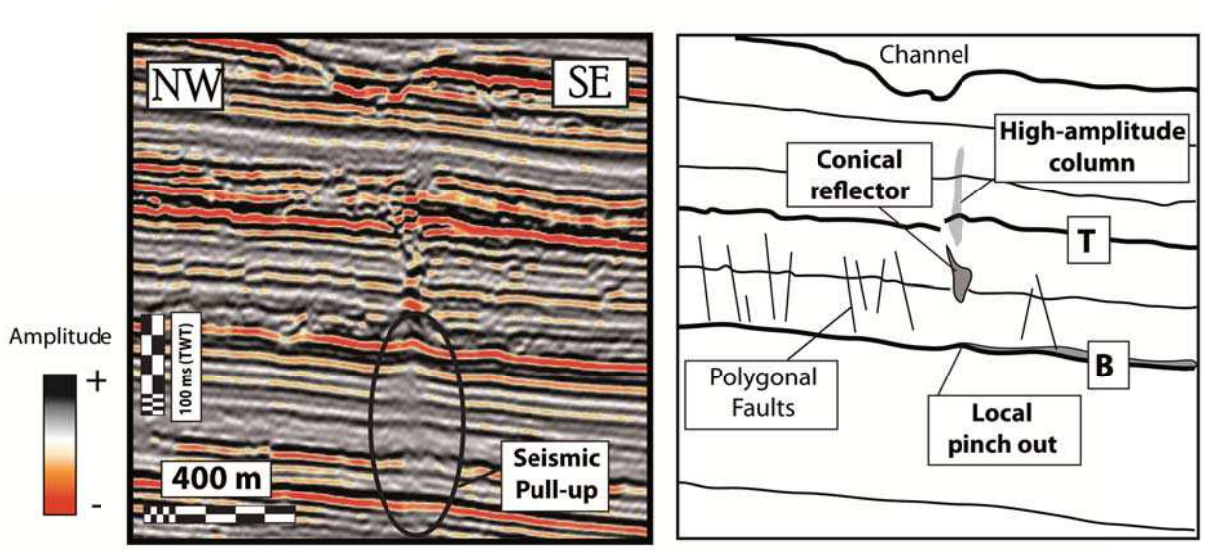


Fig. A3.7: Seismic features above and below conical anomalies. A vertical disturbance in the shaly succession between conical reflector and channel complex is indicated. In addition, the interpretative geological line shows polygonal faults, a chimney of expulsion and a local silty to sandy pinch out of Upper Miocene channel levees (interpreted from the figure A3.9).

Lastly, beneath the apices of the conical reflections or beneath the concordant bases of the saucer-shaped reflections, we see a disturbance of the seismic signal as follows: pull-up of the horizons of about 10 ms TWT, visible over more than a hundred ms (TWT) vertically (maximum 150 ms), also high-amplitude columns above the conical and saucer-shaped reflections, passing through Horizon T (**Fig. A3.7**) with a circular geometry in map view.

4.3.2. Conical & saucer-shaped anomalies vs. turbidite channels

The conical and saucer-shaped anomalies are preferentially aligned in a NE-SW direction, like the turbidite channel and lobe complexes in the study area (**Fig**. **A3.3**) located 100 ms TWT below. The turbidite channel complexes comprise a system of 200-300 m wide individual meandering channels. These individual channels develop within a major erosion zone 2 km wide and 150-200 m thick (**Fig**. **A3.4**) (Broucke *et al.* 2004; Labourdette & Bez 2010). The channel complexes also have very poorly developed external levees and therefore, are considered to be erosional channels. The lobe complexes are made up of massive sands in the area (Broucke *et al.* 2004). They show the characteristics of confined terminal lobes (e.g.

Adegoba *et al.* 2005; Shultz & Hubbard 2005; Deptuck *et al.* 2008), fed by elementary channels of the channel complexes.

The conical and saucer-shaped anomalies interval is bounded at its base by a lobe-shaped body (Lobe 1) crossed by an Upper Miocene channel complex (Channel 1) southwest of the anomalies, and is bounded at its top by a succession of lobe-shaped bodies (**Figs**. **A3.3 and A3.4**). The upper boundary (Horizon T) is also intersected southwest of the anomalies by a highly erosive Pliocene channel (Channel 2). A series of pockmarks ranging in diameter from a few hundred m to 1 km are aligned above its axis (**Figs**. **A3.3 and A3.4**). We note the presence of a 20 to 40 ms TWT thick mass transport complex (MTC) above Horizon B (**Fig**. **A3.4).** This gravity flow possibly traveled in the direction of a circular depocenter developed during the late Miocene - Pliocene period (**Fig**. **A3.8**).

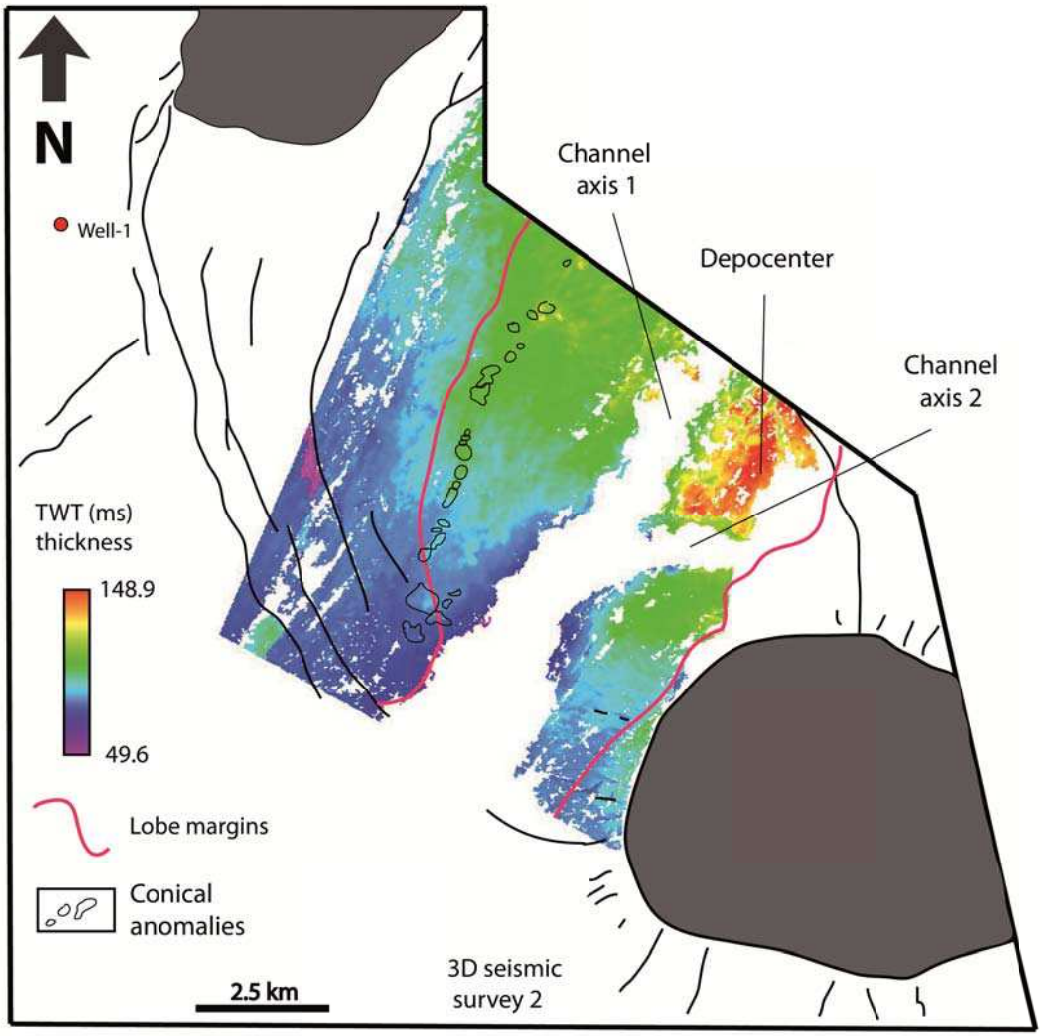


Fig. A3.8: TWT thickness map of the conical and saucer-shaped anomalies interval (seismic calculation corresponds to horizon T – horizon B). Note the localized depocenter above channel axis and close to the salt diapir. This type of depocenter is often seen nearby salt diapir anticlines in the Lower Congo basin (Broucke *et al.* 2004). Lobe margins and studied anomalies are also shown on the figure.

Amplitude maps allow to define lithological contrasts between coarse lithologies (high amplitudes) mainly deposed in topographic lows; and fine lithologies (low amplitudes). The

amplitude map of Horizon B (**Fig**. **A3.9**) enables silty to sandy lithologies to be distinguished from argillaceous lithologies, and thereby reveals the morphology of Lobe 1, which is elongated along the slope of the basin (NE-SW), and has an average width of 6 km. The geographic correspondence between the northwest edge of the lobe and the alignment of the conical and saucer-shaped amplitude anomalies (**Figs**. **A3.3 and A3.7**) will be one of the subjects of our discussion.

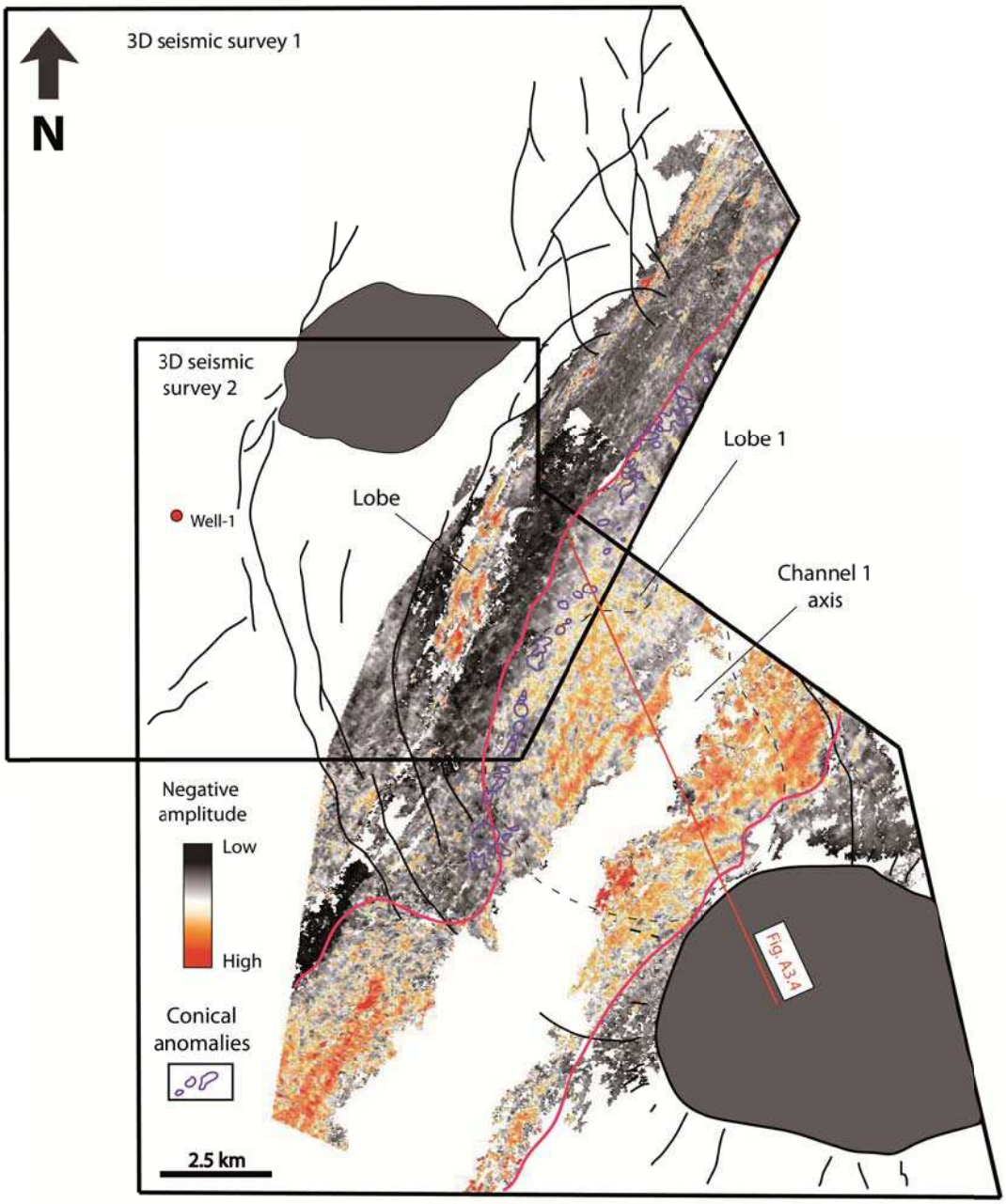


Fig. A3.9: Amplitude map of horizon B. Horizon B corresponds largely to the lobe 1. High-negative amplitudes reflect the silty to sandy nature of the lithology in contrast to low-negative amplitudes that reflect the shaly nature of the lithology. Interpretative red lines show the limit between proximal sitlty to sandy deposits and distal shaly deposits. This line can be attributed to a pinch out of sand body (Figs. 4 and 7). Conical and saucer-shaped anomalies are also shown on the figure.

5. Discussion

Over the last ten years several examples of seismic-scale sand intrusions have been described in literature (Molyneux *et al.* 2002; Shoulders & Cartwright 2004; Huuse *et al.* 2007; Andresen *et al.* 2009). Some of these studies show that sand intrusion can produce conical and saucer-shaped structures of a scale even larger than those examined in this study.

Because of the discordant geometry and the post-sedimentary uplift above the cones and saucer-shaped bodies, we interpret these bodies as intrusions of material from deeper down. Extrusions of material are not ruled out in this study but none has been identified, possibly because of their scale. The timing of intrusions seems fairly closely constrained, mainly because of geometric evidences (Shoulders & Cartwright 2004). The uplifted beds above the cones and saucer-shaped bodies have the same thickness as those non-affected, so their formation predates or is time-equivalent to the last uplifted horizon. The sediments that onlap onto these uplifts (**Figs**. **A3.5b-c**) postdate the formation of the conical and saucer-shaped bodies. This means that (i) Horizon T represents the paleosurface at the time the sand intrusions were formed, and (ii) that the window of activity was very short and is located in the Upper Miocene – Pliocene boundary (horizon T). The velocity of formation of the conical and saucer-shaped bodies was therefore faster than the sedimentation rate.

5.1. Lithology of the anomalies

Since no well has intersected the observed conical and saucer-shaped anomalies, their lithology must be determined indirectly. The presence of argillaceous sediments in the deposits surrounding the conical and saucer-shaped anomalies is suggested by their very continuous and parallel character, and the interpretation of drill logs from nearby wells. From the Oligocene to the present day, the sedimentary succession in the study area consists mainly of hemipelagic clays, locally alternating with turbidite sandstones. Albian salt diapirs cross-cut this sedimentary succession.

The high-amplitude conical and saucer-shaped anomalies contrast sharply with the low-amplitude argillaceous host. This difference in amplitude indicates a strong impedance contrast, but does not exclude the possibility that there are two mudstones with different compaction state or composition. The visible disturbance of seismic horizons beneath the studied structures can be explained by a pull-up effect induced by higher velocities in the sediments composing the injectites, compared to the velocities of the clay-rich host rock sediments (Andresen *et al.* 2009). Sediments with higher impedances than the clays may be sand, carbonates, or salt. No igneous material is described from the Cenozoic succession in the Lower Congo basin and therefore, an igneous origin is excluded. Carbonate origin cannot be excluded also but because of the proximity of many sand bodies in the study area we interpreted the reflections as sandstone intrusions. In North Sea, conical and saucer-shaped injectites are often cemented by carbonates possibly being related to methane-related microbial carbonate precipitation (Loseth et al., 2003).

5.2. Comparison with North Sea and Faeroe–Shetland seismic-scale sand injectites

The sandstone intrusions studied have either conical (**Fig. A3.5a-b**) or saucer-shaped (**Fig. A3.5c**) geometry. It means that sand injectites propagate vertically before turning into 25-50° dipping dykes (conical shape) and sometimes a subhorizontal sill (or laccolith) form at the base before turning into 25-50° dipping dykes (saucer-shaped) (**Fig. A3.10**). Conical and

saucer-shaped sandstone intrusions have been largely documented in the Tertiary sediments of the North Sea (e.g. Molyneux *et al.* 2002; Løseth *et al.* 2003; Shoulders & Cartwright 2004; Huuse & Mickelson 2004; Huuse *et al.* 2007; Shoulders *et al.* 2007, Cartwright *et al.* 2008). These intrusions have a similar shape to these studied here but with a larger scale, i.e. ranging from 100-2000 m in diameter, 50-300 m in height, and tens of m in thickness (Cartwright *et al.* 2008). Extrudites deposits have been suggested to occur when theses intrusions reached to the seafloor (Huuse *et al.* 2004; Shoulders & Cartwright 2004; Hurst *et al.* 2006). There is no evidence of extrudites in the study area to re-define the paleo-seabed during injection, but the upward intrusion of material in the sediments induced the uplift of the overlying sediments up to the paleo-seabed (Huuse *et al.* 2004; Hansen & Cartwright 2006). The uplift induced fractures that intersected the paleo-seabed (Horizon T) during the process of sand injection, and also induced domal forced folds on the paleo-seabed (**Figs. A3.5a-c**). The domal forced folds above seismic-scale intrusions are enhanced by the differential compaction between sand and surrounding shaly sediments as observed above turbidite sandbodies (e.g. Jackson 2007). Also, the actual dip of the limbs of conical and saucer-shaped sandstone intrusions is likely smaller than the original emplacement angle due to the later compaction of surrounding sediments (Shoulders *et al.* 2007). Conical intrusions of the North Sea can develop a succession of other sandstone cones at the end of their flanks until they reach the paleo-seabed (Shoulders & Cartwright 2004; Shoulders *et al.* 2007). These features potentially occur in our study area (**Fig. A3.6**) but small chaotic cones observed above the conical sandstone injectites induced a collapse of the overlying paleo-seabed (**Fig. A3.5a-b**); as a result we suggested that these last features are not sand cones above sand cones as observed in the North Sea (their origin will be discussed later in this paper).

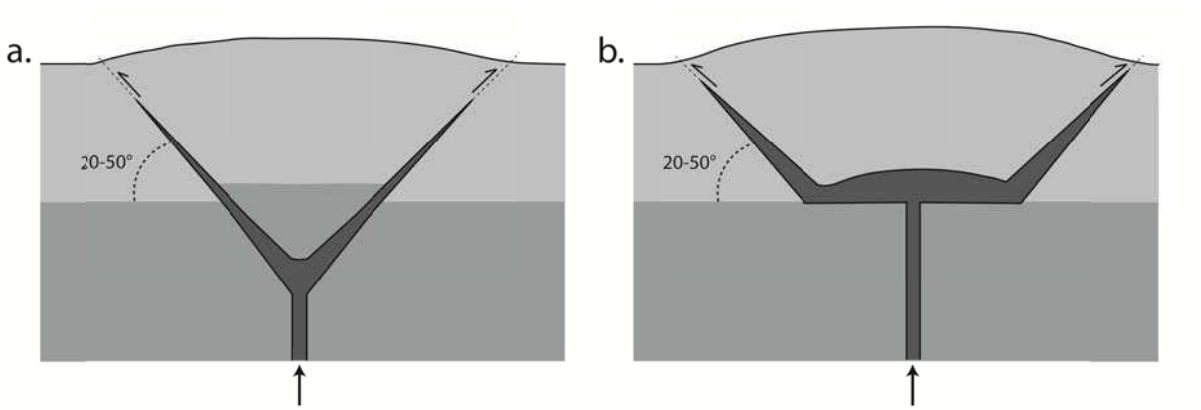


Fig. A3.10: Idealized cartoon of perfect conical (a) and saucer-shaped (b) sandstone intrusions in a sub-seismic situation. Note that we placed the basal laccolith of the saucer-shaped sand intrusion along a sedimentary discontinuity.

5.3. Sand injections

The presence of sand intrusions of seismic scale indicates the existence of a parent sand body, and therefore that a flow of sand from this sand body took place over several tens or hundreds of meters (Hurst *et al.* 2003; Cartwright *et al.* 2008). As mentioned earlier, the conical and saucer-shaped sandstone intrusions are aligned with the northwest edge of Lobe 1 which is the highest point of this lobe during injection (**Figs. A3.4 and A3.8**). We therefore suggest that vertical migration of fluids through the argillaceous sediments transported sand from the silt-sand pinchout of the lobe to the paleosurface. It means that the sand in the lobe

fringe is presumably 'clean', in contrast to lobe fringes that are rich in hybrid beds (e.g. Ito 2008; Hodgson 2009). The seismic acquisition does not allow vertical reflectors to be imaged, and so it is not possible to see whether there are conduits that could connect the cone and saucer-shaped bodies to the lobe. Therefore, we suggest two possible connections: 1- Pipes or columnar intrusions (e.g. Huuse *et al.* 2004; Chan *et al.* 2007), and 2- Planar dykes as wing structures developed on the margins of depositional sand bodies (e.g. Jackson 2007). Large-scale sand injection requires high volumes of sand and their transport through the argillaceous cover, a process which necessitates more than 50 % of fluids to carry the sediments (Maltman 1994; Hurst et al., 2003a; Cartwright *et al.* 2008).

The forced ascending intrusion of sand into the sedimentary column is usually attributed to the flow of fluidized sediments into hydraulic fracturing (Lonergan *et al.* 2000; Hurst *et al.* 2011; Mourgues *et al.* 2012). Hydraulic fracturing may occur in response to an increase in pore pressure if the fluid pressure (P_f) in the sand exceeds the minimum principal stress (S_3) plus the tensile strength (T) of the host rock (Price & Cosgrove 1990, Cosgrove 2001). Both tensile and shear hydrofracturing of host strata can occur (Hurst *et al.* 2011). Hydraulic fractures propagate parallel to the maximum compressive stress direction (S_1) and perpendicular to the minimum compressive stress direction (S_3) (Anderson 1951; Delaney *et al.* 1986). This mode of fracturing can occur only in the absence of preexisting fracturing, and if $P_f > S_3 + T$ and $S_3 + T < S_2 < S_1$ (Hurst *et al.* 2011). The forceful emplacement of the sand intrusions studied in the study area, caused pronounced uplifts in the paleosurface T (**Figs**. **A3.4 to A3.7**). These uplifts are commonly called forced folds or domal forced folds (Cosgrove & Hillier 2000; Shoulders & Cartwright, 2004; Hansen & Cartwright 2006, Cartwright et al., 2008).

5.3.1 Process of formation of the sand injectites

The forceful intrusion of remobilized clastic sediment form by injection of fluidized sand (Duranti & Hurst 2004; Ross *et al.* 2011) from an overpressured sand unit into hydraulically fractured low-permeability sediments (Cosgrove 2001; Jolly & Lonergan 2002). Overpressures in deep sea environments can occur for a large range of reasons but are mainly due to the disequilibrium compaction and hydrocarbon (gas) generation (Osborne & Swarbrick 1997; Swarbrick & Osborne 1998; Grauls 1999; Swarbrick *et al*. 2002). For the injection and fluidization of unconsolidated sand to occur, a trigger mechanism is commonly required (Jolly & Lonergan 2002; Oliveira *et al.* 2009) as (1) earthquake (e.g Obermeier 1996, 1998; Boehm & Moore 2002; Huuse & Mickelson 2004; Levi *et al.* 2011), (2) tectonic stress (e.g. Vitanage 1954; Harms 1965; Scholz *et al.* 2009), (3) localized excess pore fluid pressures generated by deposition-related processes (e.g. Truswell 1972; Taylor 1982; Rijsdijk *et al*. 1999; Rowe *et al.* 2002; Callot *et al.* 2008), and (4) the influx of an overpressured fluid from deeper within the basin into a shallow sand body (e.g. Jenkins 1930; Brooke *et al.* 1995; Jolly & Lonergan 2002; Molyneux *et al.* 2002; Duranti & Mazzini 2005; Jonk *et al.* 2005; Andresen *et al.* 2009). A less usual trigger process is the mechanical failure of hydrocarbon reservoirs in the shallow subsurface caused by the buoyancy effect of hydrocarbons (Sales 1993; Jonk, 2010).

In the study area, the onset of the maturation and migration of hydrocarbons took place during the Late Early Miocene (ca. 18 Ma), while filling of the Miocene reservoirs occurred during the Late Upper Miocene and Pleistocene (ca. 5 Ma to the present day) (based on a 3D basin modeling study carried out by Total operator, 2000), coinciding with the timing of the sand injection. Consequently, the Upper Miocene Lobe 1 was able to accumulate hydrocarbons rapidly after its burial. This hydrocarbon column was trapped in the northwest

portion of Lobe 1 following local subsidence beneath the axis of the lobe, which caused its topographic inversion (distal portion higher than the central portion) (**Figs**. **A3.4 and A3.8)**. In view of the tectono-sedimentary analysis and on the hydrocarbon migration and filling history, the most likely process for the generation of overpressures in the shallow turbidite fan of the study area, i.e. in the parent unit, is attributed to the hydrocarbon buoyancy associated with an effect of lateral transfer of overpressured fluids. The lateral transfer is a mechanism that can locally enhance pore pressures at structural crests due to the transmission of pore fluid overpressure by water flow along laterally inclined sand reservoirs encased in a seal lithology (Mann & Mackenzie, 1990; Yardley at al., 2000; Mourgues et al., 2011). The buoyancy effect is the pressure difference between two immiscible phases, i.e. formation water and hydrocarbons, generated by density contrast (Swarbrick et al., 2002). The overpressure due to hydrocarbon buoyancy is in addition to the overpressure induced by the lateral transfer of fluids.

The seismic-scale sand injectites studied are evidence of hydraulic fracturing (mode I) of the cover rocks; it means that the leaks of fluids from the Miocene reservoirs took place under a seal of "hydraulic" type (poorly permeable), as defined by Watts (1987). Cover rocks called "hydraulic" have a very high capillary entry pressure P_e (very fine-grained clays, anhydrite, halite, etc.) such that capillary leaks of hydrocarbons cannot occur. Capillary leaking is the normal mode of seal failure under hydrostatic conditions or moderate overpressures (Clayton & Hay 1994). Rupture by fracturing generally takes place only in environments under high overpressures but is possible at shallow depths (**Fig**. **A3.11)**. The conical and saucer-shaped intrusions in the study area were very probably initiated from the pinchout northwest of Lobe 1, at a depth of 160 m (assumptions of decompacted thickness) beneath an effective argillaceous cover. At this burial depth, the overpressure in the parent sand body could not have been induced by the disequilibrium compaction. We therefore suggest that the overpressure began at shallow depth due to the effect of lateral transfer, and mainly under the effect of buoyancy pressure P_{hc} caused by a column of hydrocarbons (**Fig**. **A3.11**) (Osborne & Swarbrick, 1997; Grauls 1997, 1999; Sales 1993). The validity of this hypothesis is supported by a series of calculations (neglecting the pressure induced by the lateral transfer) based on theoretical equations.

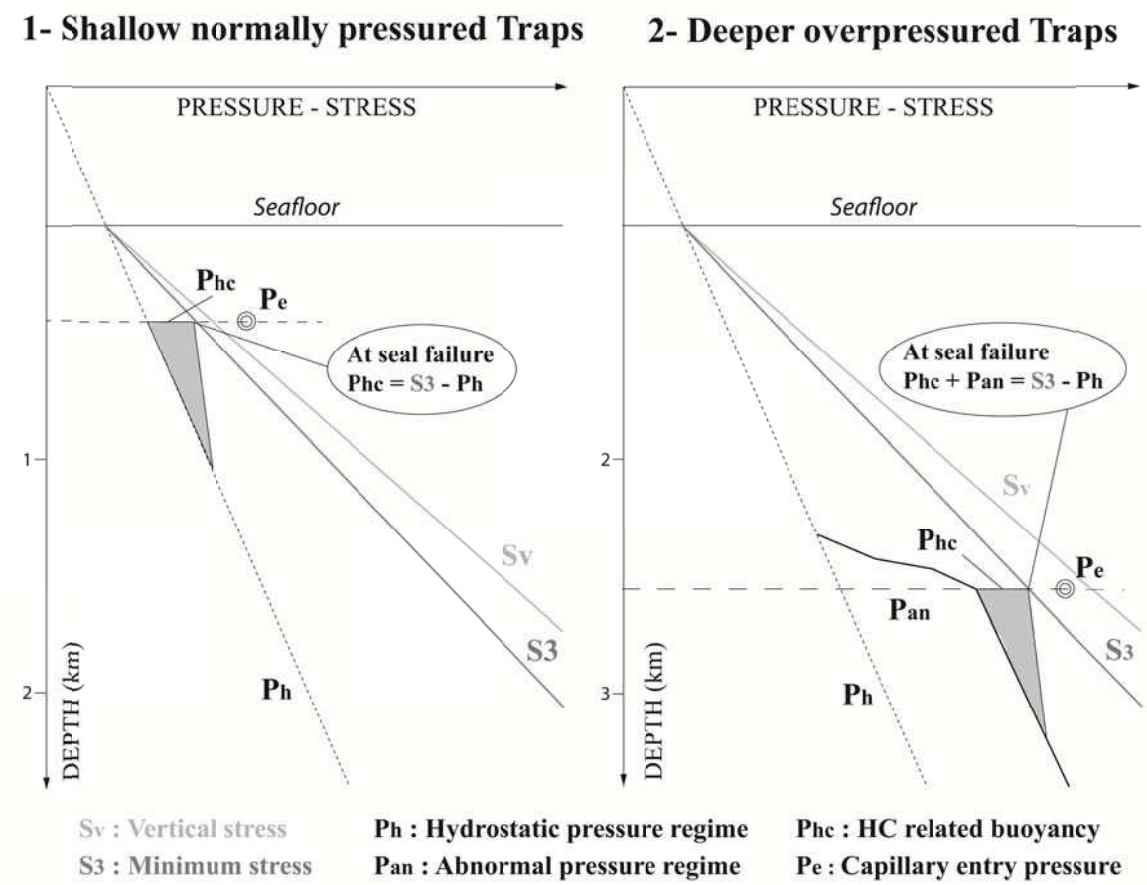


Fig. A3.11: Schematic diagrams of Pressure-Depth illustrating two initiations of hydraulic fractures in function of the pressure regime in traps (modified from D. Grauls communication). Note that the capillary entry pressure P_e is higher than the minimum compressive stress S_3 in both cases.

Based on Pascal's principle, i.e. the principle of transmission of fluid-pressure, we calculated the necessary thickness of a hydrocarbon column to fracture its seal below 160 m of marine sediments, i.e. the estimated burial of the source body of sand (NW margin of Lobe 1) during the formation of the injectites, and under a 1000-m column of seawater. In our area the hydrocarbons consist entirely of gas (personal communication, Total) but they may also contain oil during sand injection. Therefore, the results of calculations will be given for oil and gas in order to define a range of thickness from a maximum value (only oil) to a minimum value (only gas). Pascal's principle is defined in the following equation:

- $\Delta p = \rho.g.(\Delta h)$ **Eq. 1**

Where Δp is the pressure difference (Pa); ρ is the density of the fluid ($kg.m^{-3}$); g is the gravitational acceleration (m/s^2); Δh is the height of fluid above the point of measurement (m).

The major horizontal stress S_3 is determined graphically on Figure A3.10a by the following equations:

- $S_3 = \rho_w.g.Z_{sf} + K_0.\rho_{litho}.g.b$ **Eq. 2**

and,

- $S_3 = \rho_w.g.(Z_{sf} + b + h) - \rho_{hc}.g.h$ **Eq. 3**

where ρ_w is the density of the seawater (1030 kg.m^{-3}); Z_{sf} the depth of the sea bottom below sea level (m); K_0 is the neutral earth pressure coefficient or the ratio of the horizontal stress to the vertical stress ($K_0 \approx 0.85$); ρ_{litho} is the bulk density of sediment (1800 kg.m^{-3}); b is the height of the overburden ($Z - Z_{sf}$ on figures A3.11a-b); ρ_{hc} the density of the hydrocarbon ($\rho_{gas} \approx 200$ kg.m^{-3}, and $\rho_{oil} \approx 800$ kg.m^{-3}); and h the thickness of the hydrocarbon column. All density values are extracted from Cathles *et al.* (2010). From equations 2 and 3, we deduced the value of the thickness of the hydrocarbon column (h) during the fracture initiated in the overburden:

- $h = b.(K_0.\rho_{lith} - \rho_w)/(\rho_w - \rho_g)$ **Eq. 4**

In conclusion, at the time when the studied sand intrusions were being formed, Lobe 1 was buried under 160 m of argillaceous sediment. These sediments could have been hydraulically fractured by the buoyancy effect (P_{hc}) produced by (1) a column of oil at least 350 m high, (2) a column of gas at least 100 m high, and (3) a column of oil and gas ranging from 100 m to 350 m high, trapped in the northwest margin of Lobe 1. The maximum case of hydrocarbon filling in the lobe is geometrically estimated at up to about 100 m during sand injection. This estimate corresponds to the actual thickness at the time when Horizon T was deposited (**Fig**. **A3.8**), or half the thickness currently observed on seismic. Therefore, unless we consider this maximum case and filling by gas only, the values of hydrocarbon thickness obtained seem too high to consider the buoyancy effect as the trigger mechanism of sand injection. In addition, the presence of many sandstone intrusions mean that the fracture pressure ($P_f > \sigma_3 + T$) was reached simultaneously in many points of the northwest margin of the lobe. This situation is thought to be conceivable only if a sudden trigger event occurred just before sand injection. As a result, we estimate that the simpler trigger event of sand injection in our study area is the activity of a nearby fault in relation with diapiric movements, which can have induced seismic shaking (e.g. Boehm & Moore, 2002) or allowed the rapid flow of overpressured fluid into Lobe 1 from a deeper geobody (e.g. Grauls & Baleix, 1995; Sibson, 1981).

5.3.2. Propagation mechanisms for sand injectites

The initiation of fracturing creates a hydraulic gradient between the tip of the fracture and the source body of sand, which can entrain particles of sand if the flow velocity (υ) exceeds the fluidization velocity (υ_{fl}) of the injected granular material (see fig. 11 in Vigorito & Hurst 2010). The low density and viscosity of gas are not favorable for fluidization; therefore it may be possible that the driving force for the fluidization is the movement of the aqueous fluids accompanied by significant quantities of dissolved hydrocarbon gas (Jonk 2010). The role of hydrocarbon gas as a support to sand fluidization has often been mentioned in the literature (Brooke *et al.* 1995; Hubbard *et al.* 2007).

As mentioned earlier, hydraulic fracturing follows planes perpendicular to the minor compressive stress plus the tensile strength ($P_p = S_3 + T$). As a result, injectites usually have simple geometries like dykes (cutting across the stratigraphy) or sills (parallel to the stratigraphy), which may locally be reoriented by heterogeneities (Delaney *et al.* 1986; Grauls 1999). Conical and saucer-shaped geometries are less common, and known only at large scale (Shoulders & Cartwright 2004; Huuse & Mickelson 2004; Huuse *et al.* 2007; Shoulders *et al.* 2007). They result from the interaction between the propagation of a fracture and the

proximity of a free surface, which is deformed. These conical and saucer-shaped structures are also known from magmatic intrusions (Hansen & Cartwright 2006) or from other fluid-escape structures of pockmark type (Gay *et al.* 2006b; Gay *et al.* 2012). The formation of the cones and the controlling parameters had recently been studied by Cartwright et al. (2008) and Mourgues et al. (2012). Cartwright et al. (2008) have proposed a simple model of apical cones formation and suggested that a small laccolith of sand forming at the top of a feeder dyke induced the rotation of S_1, thereby allowing the development of low-angle dykes. With S_1 is major vertical stress. Mourgues et al. (2012) have used analog and numerical modeling to show in 2-D that the formation of vertical fracturing (from a sand body) requires a sufficiently strong effective vertical stress (fairly thick cover and low level of overpressure in the cover). At a critical depth, vertical propagation stops and the fracture splits into two dilatant branches, forming a 'V' shape (Mourgues *et al.* 2012). These two dilatant branches are taken over by shear zones which extend to the surface and strongly accentuate the amplitude of the forced folds (**Fig**. **A3.5b**). The depth at which the cones initiate is mainly controlled by the mechanical parameters of the host rocks, e.g., their cohesion, and the level of fluid overpressure. Mourgues et al. (2012) have also demonstrated that the presence of distributed overpressures in the host rocks (related to under-compaction phenomena, for example) promotes the formation of cones at greater depth. In addition, the same authors have shown that the pressure field induced by the diffusion of overpressures around the sand body was the source of a stress rotation (Mourgues & Cobbold 2003) which also favored the formation of inclined fractures. The geometry configuration of conical and saucer-shaped intrusions was previously discussed by Pollard & Holzhausen (1979), for igneous injectites. These authors predicted that once the dimensions of the sill reached a critical value, the fracture interacted with the free surface, and the sill turned upwards towards the surface. The formation of saucer-shaped sandstone intrusions may be explained by a greater competence contrast at a boundary (Cartwright *et al.* 2008). It is consistent with our own observations regarding the laccoliths of saucer-shaped intrusions, which are systematically located at the same stratigraphic level in the affected interval of sediments (**Fig. A3.5c**).

At the top of the conical injectite branches, smaller chaotic cones may form (**Figs**. **A3.5a-b**). Their passage deforms and remobilizes the sediments of the surrounding rocks, and the overlying domal forced fold is collapsed. Consequently, they are not interpreted as sand intrusions (e.g. Shoulders et al., 2007; Cartwright et al., 2008) but as deformation cones resulting from the migration of fluids (e.g. Gay *et al.* 2012). Thus the sand intrusions are evidence of a propagation of fluids localized in the host rocks, whereas at shallower depths deformation cones may form in the continuation of the sand cones, indicating that the migration is transforming into a flow of fluid distributed throughout the unconsolidated sediments (Gay *et al.* 2012). The expulsion cones of fluid formed at the top of the injectite branches lead to a collapse of the sediments up to the paleosurface (Horizon T), which indicates that they are coeval with emplacement of the injectites. Lastly, fluid expulsion chimneys located above some of the sand injectites, revealed a new phase of leakage after burial of Horizon T (**Fig. A3.7**). These hydrocarbon (gas) leaks are well evidenced by the presence of pockmarks above Channel 2 (**Figs**. **A3.3 and A3.4**). We accordingly suggest that hydrocarbons continued to migrate within the reservoirs and along the injectites after additional burial. Some authors have already shown from fluid inclusion and stable isotope data that large-scale sand injectites act as long-term fluid conduits (Hurst et al., 2003; Jonk et al., 2003, 2005).

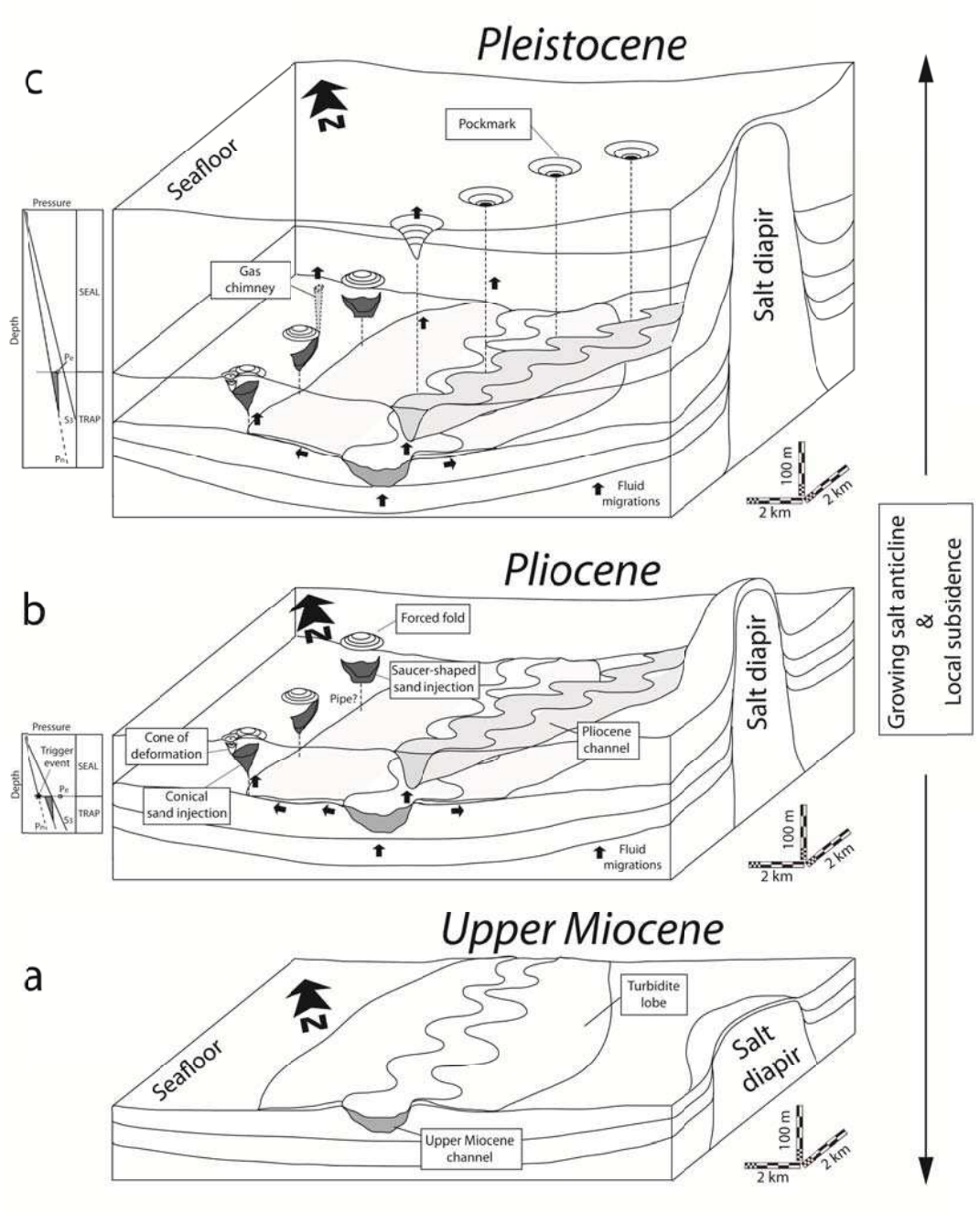


Fig. A3.12: Sedimentary model showing the morphological evolution of the Upper Miocene channel and lobe complex during burial, the formation of conical and saucer-shaped sand intrusions, and the associated hydrodynamical flow. (a) **Upper Miocene**: Slightly sinuous sand channel complex deposition and associated with external levees. (b) **Pliocene**: A new sand channel complex deposition and fluid migrations. Hydrocarbons flowed along silty to sandy margins of the Late Miocene lobe, after the topographic inversion due to a local subsidence (related to the salt diapir growth). The hydrocarbon column induced overpressure at the crest of the northwestern margin of this lobe by the buoyancy effect. The lateral transfer of fluid from the Late Miocene channel to the margins of the lobe could have enhanced this overpressure. During a fault displacement related to diapiric movements, hydraulic fractures/sand injectites initiated from the pinch out of sandy lobe, and propagate vertically until the seafloor. In the last tens of meters, sand injectites take a conical or saucer-shaped trajectory inducing forced folds on the seafloor. Few meters below the seafloor small cones of fluid expulsion can form in the continuity of the conical sand injectites. (c) **Pleistocene**: fluid expulsions can occur above sand injectites (gas chimneys) and above the Pliocene channel (pockmarks).

5.4. Implications and possible misinterpretations

Interpreting the conical and saucer-shaped reflectors as sandstone intrusions implies a major remobilization event between the deposition of the Upper Miocene channel complexes and that of the overlying Pliocene sediments. Previous studies on the sediment remobilization show that the Pliocene is a period of large remobilization of fluids in the Lower Congo Basin (Gay *et al.* 2006a,b, 2007; Nothen & Kasten 2011). Thus it is likely that other seismic-scale injectites of this age will be found in the future in this basin.

Large-scale sand intrusions not only have major reservoir implications (connections, changes in geometry, etc.), they are also both evidence and vectors of the migration of fluids in the Lower Congo Basin. It is possible to reconstruct the history of fluid migration in the study area from the Miocene to the Pleistocene (**Fig**. **A3.12).** Hydrocarbons have filled the sands contained in Channel 1 and Lobe 1 during the Late Miocene. During this filling (Mio-Pliocene transition), the buoyancy effect of hydrocarbons induced overpressure build up in the sandbodies. Then diapiric movements induced nearby fault displacements responsible for the critical overpressure reached, and the subsequently hydraulic fracturing of the cover at the northwest edge of Lobe 1 (**Fig**. **A3.12b**). Fracturing propagated up to the ocean floor, allowing a mixture of sand and Hc and water to escape from the reservoirs. The Hc probably dissipated at the surface, and the sand accumulated in the open fractures, forming the conical and saucer-shaped injectites. The hemipelagites and subsequent lobes overlapped the injectites, while Channel 1 was partially eroded by Channel 2 (**Fig**. **A3.3).** Any Hc which continued to migrate accumulated in the conical and saucer-shaped injectites, but especially within Channel 2 (km-scale pockmarks). The hydrocarbons continue to flow in sand injectites a long-time after their emplacement and escape in the Pleistocene cover rocks (expulsion chimneys above the injectites) (**Fig**. **A3.12c**).

Sandstone intrusions like those observed in this study cannot constitute significant petroleum reservoirs because they are too small (1-5 x 10^4 m^3). However, similar objects of larger scale, drilled in the North Sea, reveal good lithologic characteristics (clean sand, washed of all fine particles, and well sorted), which can represent true reservoirs (Huuse *et al.* 2004, 2005; Huuse & Mickelson 2004).

The characteristic 'V' or 'U' shapes on the seismic sections (2-D view) can result from a variety of geologic processes. These include: (i) erosional turbidite channels (Brouke *et al.* 2004, Labourdette & Bez 2010), (ii) indicators of expulsion, such as pockmarks, pipes (Gay *et al.* 2006a, 2006b, 2007, 2012), and (iii) intrusions of mud, sand or igneous material (Huuse *et al.* 2007; Shoulders *et al.* 2007; Cartwright & Hansen 2008). The preceding discussion on lithology has shown that intrusions cannot be considered as mud or igneous intrusions. Similarly, we can exclude turbiditic channels because the reflections studied are sub-circular on the map.

Fluid escape features generally appear in fine-grained, unconsolidated sediments, as cone-shaped depressions, called pockmarks. Their diameters can vary from a few meters to 300 m or more, and their depths from 1 m to 80 m (Hovland & Judd 1984; Gay *et al.* 2006b). These objects can thus have the same morphology and be of about the same size as the conical reflectors in the study area (**Figs**. **A3.3 and A3.4**). Pockmarks are usually concentrated in fields several km^2, and their arrangement on the map is a direct reflection of certain buried objects (Gay *et al.* 2007). They have been identified along straight or sinuous lines correlated with deep turbidite paleochannels, or suggesting structural control on the flows of fluids (Gay *et al.* 2006a; Nosike *et al.* 2010). However, unlike the sand intrusions, the sediments overlying the pockmarks are not uplifted (**Fig**. **A3.4).** In conclusion, the uplift or subsidence of the overlying sediments is the first feature to not mistake pockmarks for conical sand intrusions.

6. Conclusions

The study conducted in the Lower Congo Basin has revealed the presence of large-scale conical and saucer-shaped objects (1-5 x 10^4 m^3). We have interpreted these objects as intrusions of sand up into the argillaceous cover rocks. We have shown that these intrusions are aligned above the edge of an Upper Miocene lobe. This forced penetration of sand towards the surface created changes in the cover, in particular by uplifting the sediments above the injectites, recorded all the way to the paleosurface. This study has shown that:

1) The formation of sand injectites represents a very short duration event (dated at the Miocene-Pliocene boundary).
2) Sand injection was initiated at the updip edge of a turbidite sand lobe. Local subsidence due to diapiric salt movements induced the topographic reversal of this lobe before injection.
3) Hydrocarbon filling of Miocene reservoirs took place during the Late Miocene in the study area. Therefore, prerequisite overpressure to the sand injection process may be due to the buoyancy effect of hydrocarbons accumulated in the lobe. Additionally, overpressure could have been enhanced by the lateral transfer operating in the inclined margins of the lobe.
4) The very short duration of sand injection and the presence of many sandstone intrusions suggest that the process of injection was triggered by a sudden event. It is likely due to a nearby fault displacement related to diapiric movements. This event can induce an earthquake or allowed the rapid overpressured fluid flow into the lobe from a deeper geobody.
5) At a critical depth, fluid-expulsion cones can form at the tips of the sandstone intrusions, deforming the shallow unconsolidated sediments.

In conclusion, sandstone intrusions are most likely present elsewhere in the basin and play the role of vertical drains, through which fluids are channeled from turbidite reservoirs to the top of the sand injectites. They are thus evidence of fluid propagation located in the host rocks. A new stage of fluid migration took place from the tips of the injectites after their formation (expulsion chimneys), also above Channel 2 (pockmarks). This study shows that sand injectites of seismic scale are evidence and vectors of fluid migration; consequently, they show the importance of identifying and understanding the post-sedimentary processes which develop in a basin.

Bilan chapitre 3

Dans cette étude, des réflecteurs sismiques de forte amplitude sécants par rapport à la stratigraphie ont été clairement identifiés dans des sédiments du Miocène Supérieur du bassin du Bas-Congo. La caractérisation géophysique de ces structures a permis de définir précisément leur morphologie, a priori identique aux intrusions coniques et en forme d'assiette connues dans les sédiments tertiaires de Mer du Nord (Molyneux *et al.* 2002; Løseth *et al.* 2003; Shoulders & Cartwright 2004; Hansen et al., 2004; Huuse & Mickelson 2004; Huuse *et al.* 2007; Shoulders *et al.* 2007, Cartwright et al., 2008). La haute qualité des images sismiques de la zone d'étude a aussi permis de pouvoir parfaitement corréler les horizons de part et d'autre des réflexions sécantes (**Fig. 3.4**) et ainsi montrer qu'elles ont induit le soulèvement des sédiments au cours de leur mise en place. Par conséquent, il s'agit sans aucun doute de remobilisations sédimentaires de type intrusion. L'absence de volcanisme dans les sédiments tertiaires du Bas-Congo et l'alignement avec la marge d'un lobe sous-jacent nous ont permis d'interpréter ces intrusions comme des sables injectés. Dans le chapitre 1 nous avons vu que ce type d'intrusion sableuse se forment dans des conditions de surpressions fluides et suite à un évènement catastrophique de type séisme, accélération brutale du taux de sédimentation, tectonique active ou libération de fluides le long de plans de failles. Par conséquent, le premier bilan de ce chapitre est que le bassin du Bas-Congo a connu une histoire sédimentaire et post-sédimentaire capable d'initier des intrusions sableuses d'échelle sismique (**Fig. 3.4**).

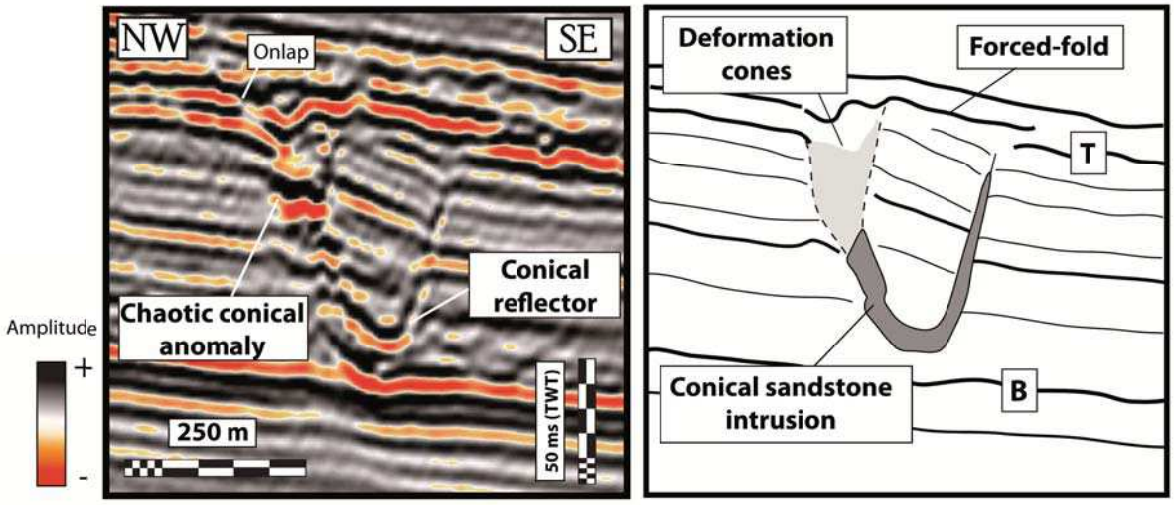


Fig. 3.4 : Section sismique à travers une intrusion conique identifiée dans le bassin du Bas-Congo. A droite, interprétation géologique de la section. L'horizon T correspond au fond de la mer au moment de l'injection et l'horizon B correspond à la marge NW d'un lobe turbiditique.

Sur la base d'une étude géophysique qui nous a permis de définir une histoire sédimentologique et structurale de la zone d'étude, ainsi que sur la base de l'histoire de migration des hydrocarbures dans la zone d'étude, le second bilan de ce chapitre est que ces intrusions sableuses ont pu se former suite à la remobilisation d'un lobe turbiditique miocène supérieur enfoui sous moins de 200 m de sédiments de faible perméabilité et à l'injection ascendante du sable. La remobilisation résulte probablement des pressions anormales induites

sous l'effet de flottabilité des hydrocarbures piégés dans les marges du lobe, puis de l'injection soudaine du sable fluidisé associée à la réactivation de failles (possible rôle des diapirs de sel) au début du Pliocène. Par conséquent, nous avons montré que dans l'histoire du bassin des fluides (huile et/ou gaz) ont migré (verticalement) depuis des sources profondes puis ont été stockés dans des réservoirs miocènes (chenaux et lobes turbiditiques) de faible profondeur (< 200 m) avant d'être littéralement expulsés par le processus d'injection. Les intrusions sableuses coniques et en forme d'assiette résultants de cet évènement catastrophique d'échappement de fluide ont vraisemblablement continué à transporter les fluides longtemps après leur formation (leur enfouissement), au vu des nombreuses cheminées d'expulsions de fluide que l'on a identifié sur la sismique au-dessus de leurs branches. Les intrusions sableuses ont une importance majeure sur la circulation des fluides dans les bassins (dont les dysmigrations d'hydrocarbures) car peuvent être à la fois témoins et vecteurs de migrations très localisées de fluide. Dans le 5ème chapitre de ce mémoire, nous verrons que la diagenèse limite précocement la circulation des fluides dans les injectites au cours de leur histoire d'enfouissement (cf. chapitre 1) mais qu'elle peut probablement contribuer à la réactivation du processus d'injection et donc d'une nouvelle étape de libération soudaine de fluides.

Dans les précédents chapitres, nous avons montré que la caractérisation géophysique des intrusions sableuses peut être précise même sans puits traversant, mais qu'au moins deux critères doivent être réunis : 1- sécant par rapport à la stratigraphie et 2- soulèvement des sédiments, pour limiter les risques de mauvaise interprétation (exemples que nous avons décrits précédemment : les marges et levées de chenaux, les horizons diagenétiques, les pockmarks et les volcans sous-marins). Cependant, les limites de la résolution sismique ne permettent pas de comprendre précisément comment ces intrusions se propagent dans leur encaissant. Pour répondre à cette question, plusieurs auteurs ont modéliser numériquement ou analogiquement le processus d'injection (e.g. Mathieu et al., 2008; Rodrigues et al., 2009; Gressier et al., 2010; Ross et al., 2011; Mourgues et al., 2012) et ont montré que la propagation des intrusions était régie par des mécanismes d'hydrofracturation capable de former des intrusions coniques ou en forme d'assiette. La modélisation est un outil puissant qui aide à interpréter des objets géologiques et comprendre leur formation mais elle est cependant très dépendante du dimensionnement choisi et n'est représentative que du cas que l'on cherche à modéliser. Finalement, c'est en travaillant sur des analogues de terrain que l'on peut caractériser (architecture, processus et mécanismes) le plus finement et le plus fidèlement les intrusions sableuses dans leur ensemble (e.g. Dillier, 1889; Newsom, 1903; Waterson, 1950; Gottis, 1953; Truswell, 1972; Hiscott, 1979; Martill et Hudson, 1989; Surlyk et Noe-Nygaard, 2001; Friès & Parize, 2003; Hubbard et al., 2007; Vétel & Cartwright, 2008; Kane, 2010; Scott *et al.*, 2013) car cela nous donne accès à des informations bien au-delà de la résolution sismique (architecture fine du réseau d'injectites, interactions avec l'encaissant, structures externes et internes des injectites, lithologies…) et qu'aucune des observations ne peut être remise en cause.

Dans le chapitre suivant, nous allons définir à partir d'une étude d'affleurement menée dans le Crétacé Inférieur du bassin Vocontien, l'architecture et la distribution (densité, dimension, orientation) de corps sableux injectés dans un environnement sédimentaire et structural bien défini, dans le but de déterminer l'ensemble des paramètres qui contrôle l'emplacement des réseaux d'injectites.

Chapitre IV

Architecture détaillée d'un réseau d'injectites et mécanismes de mise en place. Exemple de Bevons, SE France

En-tête chapitre 4

Dans le chapitre 1 nous avons montré que la caractérisation architecturale des corps intrusifs est limitée par la résolution de la sismique. Si aucun puits ne les traverse, on ne peut en effet percevoir que des réflecteurs sécants, sans réelles possibilités de déterminer avec certitude s'il s'agit d'injectites, et si oui, ont-elles subi de la diagenèse ? Quelle est l'architecture du réseau (ex : un seul corps épais ou plusieurs corps) ?... Des réponses fondamentales s'il on veut améliorer notre compréhension des processus intrinsèques à la formation des injectites. Les intrusions coniques et en assiette du bassin du Bas-Congo décrites dans le chapitre précédent en sont un parfait exemple. Nous avons aussi vu dans ce dernier chapitre, et toujours dans le chapitre 1, qu'il n'est pas possible de déterminer à partir des données géophysiques comment la connexion se fait entre ces intrusions et leur source s'il s'agit d'une structure sub-verticale (intrusion en colonne ou dyke ?). Par conséquent, cela signifie que la caractérisation architecturale géophysique de ce type d'intrusion ne fournit qu'une image partielle de la réalité géologique et donc qu'un certain nombre d'informations relatives au processus d'injection ne sont pas prises en considération. Ces informations sont aussi importantes pour mieux comprendre les processus et mécanismes de formation des injectites, notamment lorsque l'on veut les modéliser. De plus, nous avons vu dans les précédents chapitres que les intrusions sableuses d'échelle sismique ne sont détectées sur les données sismiques que sous la forme de cône, d'assiette ou de wing (Molyneux *et al.* 2002; Løseth *et al.* 2003; Shoulders & Cartwright 2004; Hansen et al., 2004; Huuse & Mickelson 2004; Hansen et Cartwright, 2006; Huuse *et al.* 2007; Shoulders *et al.* 2007, Cartwright et al., 2008). Elles ne sont pas représentatives de la majorité des intrusions sableuses identifiées à l'affleurement, i.e. les dykes sub-verticaux et les sills (Newsom, 1903; Peterson, 1966; Truswell, 1972; Parize et Friès, 2003; Surlyk et al., 2006; Kane, 2010; Vétel et Cartwright, 2010). Par conséquent, il semble que les données géophysiques ne permettent pas de détecter tous les réseaux d'injectites potentiellement associés aux corps sableux identifiés sur la sismique, non seulement à cause des limites de la résolution mais aussi parce que les principes d'acquisition ne permettent pas de détecter des objets sub-verticaux, tels que les dykes, et que les sills sont probablement confondus avec des horizons sédimentaires.

Finalement, c'est en travaillant sur des analogues de terrain que l'on peut caractériser le plus finement les intrusions sableuses en termes de géométrie et de contraintes cinétiques. Plusieurs réseaux d'injectites, en connexion avec des chenaux turbiditiques, affleurent dans les sédiments crétacés inférieurs du bassin Vocontien, dans le sud-est de la France. Nous avons donc choisi de caractériser l'un de ces réseaux constitué de dykes, de sills/wings et de laccolites sédimentaires, affleurant sur une zone d'environ 30 km^2 autour du village de Bevons. L'un des principaux objectifs de ce chapitre sera de définir les relations entre l'architecture des injectites et la source de sable, les failles, les hétérogénéités de l'encaissant et le champ de contrainte, afin de mieux comprendre les mécanismes qui gouvernent la mise en place des injectites. Cependant, pour définir toutes ces relations, il faut dans un premier temps caractériser le plus fidèlement la géométrie du réseau d'injectites de Bevons. Contrairement aux données de sismique 3D qui permettent de caractériser un réseau dans son ensemble avec une vision dans toutes les directions mais une résolution limitée, les données d'affleurement nous permettent d'atteindre un niveau de détail jusqu'à l'échelle microscopique mais en n'ayant qu'une vision partielle du réseau. Ainsi, dans notre zone d'étude, les affleurements présentant des injectites sont discontinus à cause de la couverture végétale et de l'érosion différentielle, et sont affectés par de la tectonique tardive (failles décrochantes avec une composante normale de rejet métrique à pluri-décamétrique). Par conséquent, pour reconstruire l'architecture initiale du réseau d'injectites de Bevons et le

resituer dans son contexte stratigraphique, nous avons effectué une série de coupes sédimentologiques à travers la zone d'étude (**Fig. 4.1**). Nous avons également géolocalisé le réseau d'injectites (600 points GPS dans la base de données) pour l'introduire dans un modèle numérique de terrain que nous avons acquis à l'aide d'un GPS différentiel (**Fig. 4.2**). Enfin, lorsque la corrélation des corps intrusifs et dépositionnels ne pouvait pas se faire à partir de corrélations stratigraphiques ou géographiques, nous avons utilisé des données biostratigraphiques (cf. **Annexe 2** du mémoire pour voir notre charte de référence).

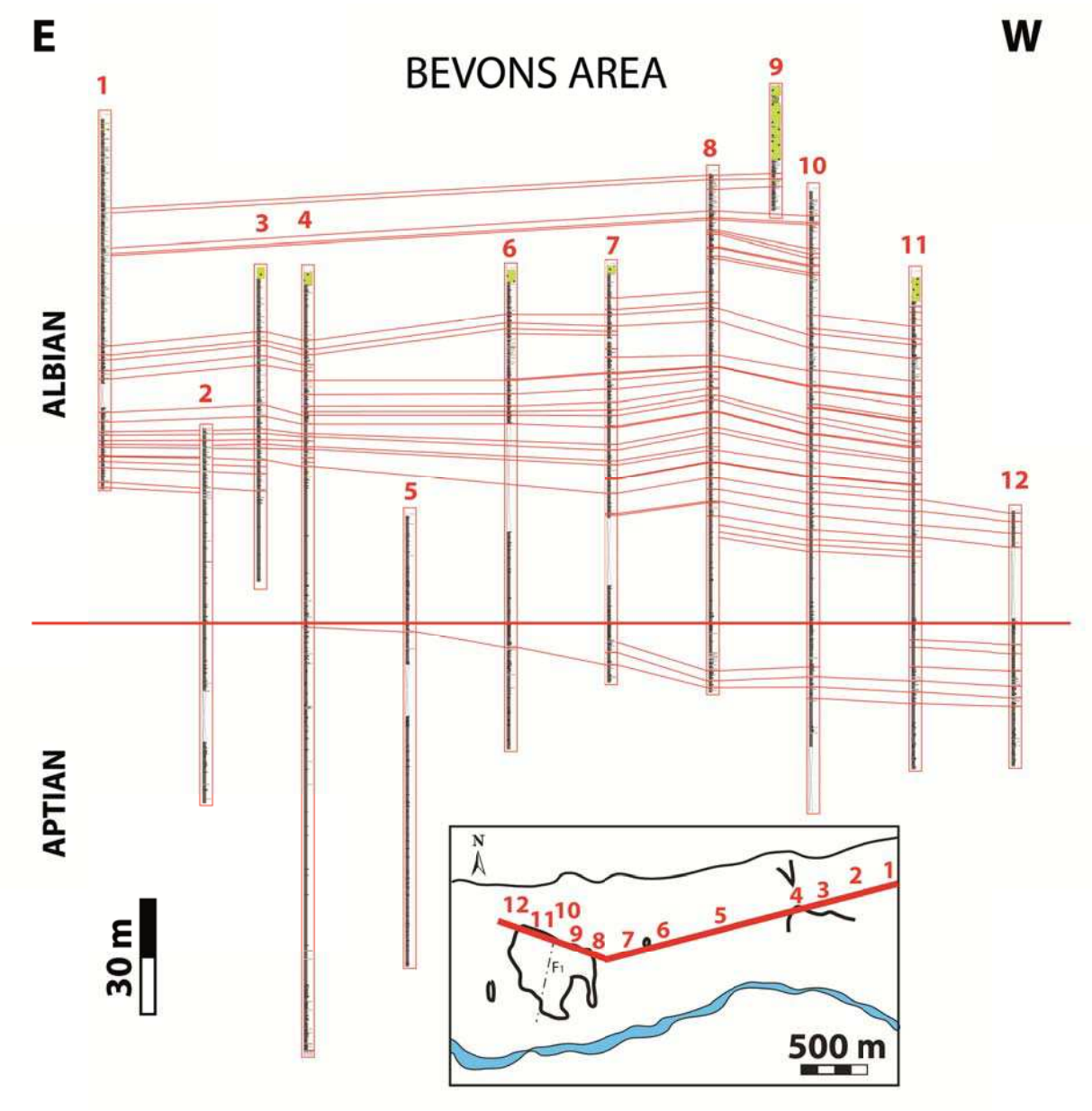


Fig. 4.1 : Panneau de corrélation E-W à travers la zone d'étude (Bevons, SE de la France). Note : se référer à l'**Annexe 1** pour voir une coupe type détaillée de la zone d'étude.

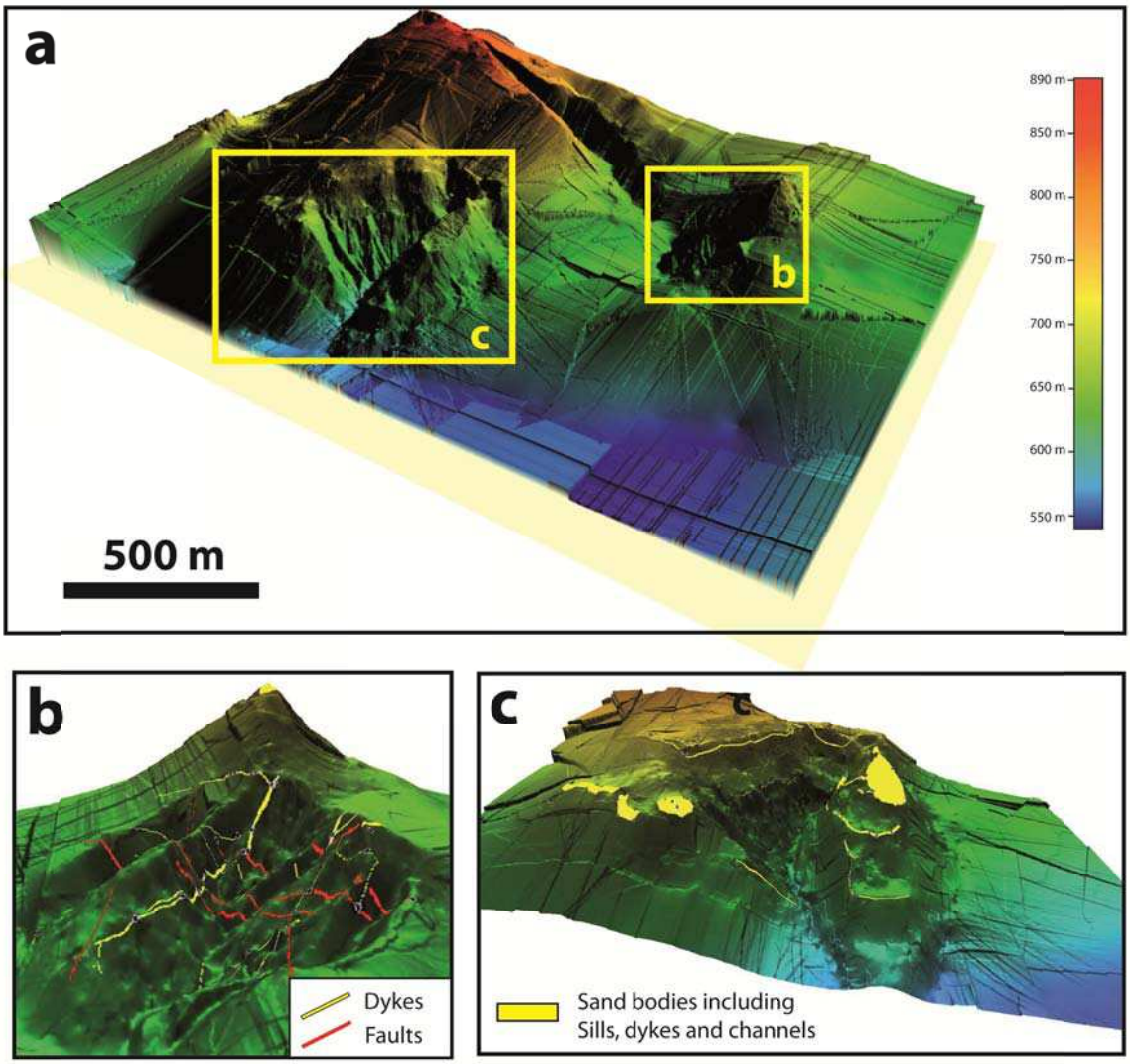


Fig. 4.2 : Modèle Numérique de Terrain (MNT) 3D de la zone d'étude (Bevons, SE de la France) acquis à partir d'un GPS différentiel (Trimble®). (a) Vue 3D de la zone entière. (b) Vue 3D des affleurements de Vieux-Bevons sur lesquels ont été géoréférencés les dykes et les failles. (c) Vue 3D des affleurements du Ravin de la Beaume sur lesquels l'ensemble des corps sableux (intrusifs et dépositionnels) ont été géoréférencés.

Les intrusions sableuses de Bevons sont associées à des chenaux turbiditiques. Par conséquent, pour mieux introduire la caractérisation architecturale de ces intrusions et afin d'avoir une base de comparaison appropriée, nous avons choisi de présenter des injectites identifiées à l'affleurement dans ce même type d'environnement :

Caractéristiques architecturales des réseaux d'injectites associés aux chenaux turbiditiques : cas du PGIC (Panoche Giant Injection Complexe), Californie.

Le PGIC a été reconnu à l'affleurement il y a près de 100 ans (Andersen et Pack, 1915) puis a fait l'objet de plusieurs études d'affleurements (Peterson, 1966; Smyers et Peterson, 1971; Weberling, 2002; Vigorito et al., 2008; Vétel et Cartwright, 2010; Vigorito et Hurst, 2010; Scott et al., 2013), qui aujourd'hui nous permettent d'avoir une très bonne caractérisation de ce réseau d'injectites mais également d'avoir une vision plus claire des

processus et mécanismes d'injection en général. Le PGIC se situe dans les collines du Panoche et de Tumey, sur la marge NW de la vallée de San Joaquin, Californie, une position qui correspondait au moment de l'injection à un bassin d'avant-arc (Dickinson et Seely, 1979). Le PGIC s'est mis en place dans la formation de Moreno, qui enregistre une transition d'un environnement marin profond à un environnement de pente-plateau du bassin (Payne, 1951) (**Fig. 4.3a**).

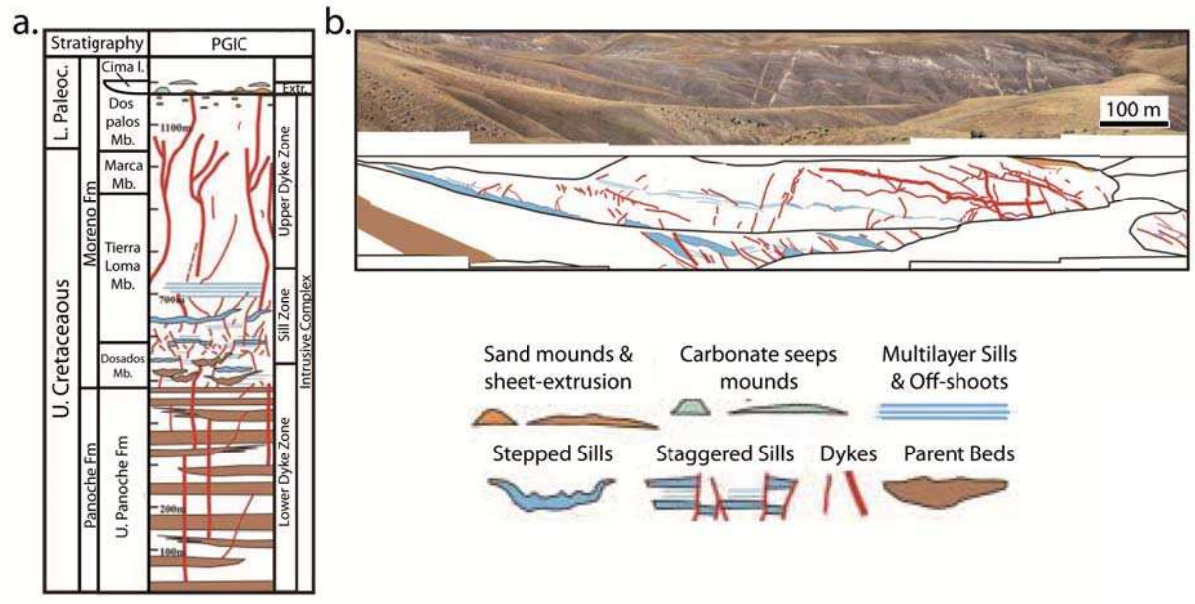


Fig. 4.3 : (a) Illustration schématique de l'architecture du PGIC et (b) Vue est de l'affleurement du PGIC, canyon de Marca. Toutes les unités décrites dans la Figure 4.3a sont présentes dans la Figure 4.3b (d'après Vigorito et al., 2008).

Le réseau d'injectites se propage depuis des complexes de chenaux et chenaux isolés de 2 à 30 m d'épaisseur, de granulométrie principalement moyenne (des unités conglomératiques et des unités de sables fins à très fins sont toutefois identifiées), avec une stratification quasi-inexistante mais une préservation locale de laminations primaires incluant des « *convolute laminations* » (Vigorito et al., 2008). Le réseau d'injectites est caractérisé par de nombreux dykes, des sills épais ou des réseaux complexes de dykes et sills, mis en place sur près de 800 m d'épaisseur dans la formation Moreno (**Fig. 4.3**) (Peterson, 1966; Vigorito et al., 2008; Vétel et Cartwright, 2010). Ce réseau, dont le volume d'intrusions diminue vers le haut (Vétel et Cartwright, 2010), a la particularité d'être « stratifié » en trois parties distinctes en fonction de la profondeur : 1- une base dominée par les dykes, 2- un niveau médian dominé par un réseau de sills/wings et de dykes, et 3- un sommet dominé de nouveau par des dykes qui alimentent des extrudites (Vigorito et Hurst, 2010) (**Fig. 4.3**). Les injectites sont mises en place selon des directions préférentielles et les recoupements dyke-dyke ou dyke-sill sont fréquents, ce qui montre le diachronisme de la propagation depuis différentes parties d'un même corps sableux ou depuis différents corps sableux (Vétel et Cartwright, 2010). Ce type d'interactions peut témoigner de l'injection polyphasée du sable mais aucun n'élément ne permet de déterminer le temps écoulé entre chaque évènement (Vétel et Cartwright, 2010). La formation de ces injectites a été attribuée à la mise en surpression des corps sableux dépositionnels au cours de leur enfouissement et à l'injection du sable dans un réseau de fractures hydrauliques (Smyers et Peterson, 1971) suite à un évènement déclencheur catastrophique non défini (Vigorito et Hurst, 2010; Vétel et Cartwright, 2010).

Le PGIC est très certainement le plus large réseau d'injectites ascendantes identifié à l'affleurement dans le monde et aussi le seul qui permette de suivre les intrusions sableuses depuis leur source jusqu'au paléo-fond de la mer, ce qui contraint parfaitement la chronologie de l'intrusion (Vigorito et al., 2008). Le réseau d'injectites que nous allons caractériser est moins volumineux que le PGIC mais est probablement l'un des plus larges identifiés à l'affleurement (Parize et Friès, 2003). Dans notre zone d'étude, la principale différence avec les affleurements du PGIC est le manque de continuité apparente du réseau d'injectites. A partir d'une étude sédimentologique, cartographique et biostratigraphique, nous allons voir que l'architecture de ce réseau d'injectites est elle aussi organisée en fonction de la profondeur mais aussi en fonction du contexte structural de la roche hôte et des contraintes au moment de l'injection. De la même façon que dans les deux précédents chapitres, la suite de ce chapitre est sous la forme d'un article qui sera prochainement soumis dans la revue Journal of Structural Geology.

Fossil sand injections as marker of the paleo-stress field, the structural framework and the distance to the sand source: example in the Vocontian Basin, SE France

Damien Monnier [1,2*], Aurélien Gay [1], Patrice Imbert [2], Roger Soliva [1] & Michel Lopez [1]

[1] Géosciences Montpellier, University of Montpellier 2, France
[2] TOTAL S.A., CSTJF, Pau, France
* Corresponding author: damien-monnier@hotmail.fr, Phone: + 33 (0) 4 67 14 36 41;

Keywords: Sand injectites, Turbidites, Paleostress analysis, Forceful and subtrusive forced injection, Hydraulic fracturing, Blue Marls formation, Vocontian basin.

Abstract

A large sand injectite network is very well exposed in the area of Bevons, Southeast France. The associated sand turbidite channels and the host marls form the Aptian – Albian formation of the Vocontian Basin. The sand intrusion network is composed of dykes, sills and sedimentary laccoliths ranging in thickness from millimeters to meters. The dykes and sills have vertical and horizontal lengths of more than 100 m and 1 km respectively. The outcrop observations show that the architecture and morphology of the sand injectites in the marls is governed by the local *in situ* stress field, preexisting faults, the lithology, compaction, and distance to the potential sand source(s). The main set of dykes is oriented N50-60° corresponding to σ_2 during sand injection. Three other sets of dykes are all intruded along preexisting faults oriented N140-150° (set 2), N20-30° (set 3) and N90° (set 4), that are related to syn-sedimentary faults operating during the Apto-Cenomanian interval. The sills and dykes are thicker close to their potential sand sources and thin laterally out away from them. The vertical thickness variations of the dykes and wings are more complex because the thinning away from the sand sources is often compensated by the thickening toward the paleosurface. Based on field observations and measurements, two hypotheses are discussed in this paper: the emplacement of injectites can be possibly related to the episode of stretching (NW-SE) by the process of subtrusive forced injection or to the post-depositional remobilization and injection of sand during shallow burial by the process of forceful injection from an overpressured sand body sealed by low-permeability lithologies.

1. Introduction

For decades, numerous networks of sand injectites have been described in sedimentary basins worldwide, either interpreted from seismic data (Timbrell, 1993; MacLeod et al., 1999; Lonergan et al., 2000; Molyneux et al., 2002; Huuse & Mickelson, 2004; Huuse et al., 2004, 2007; de Boer et al., 2007; Jackson, 2007, 2011; Szarawarska et al., 2010) or directly observed in the field (Truswell, 1972; Hiscott, 1979; Surlyk et Noe-Nygaard, 2001; Friès & Parize, 2003; Hubbard et al., 2007; Vétel & Cartwright, 2010; Kane, 2010). Because the emplacement of clastic sills and dykes depends on many parameters such as the fluid and host

rock properties, the sand source, and essentially the process of injection, each sand injectite network is considered as unique by its dimensions, the geometry of the network, the distribution, the density and the orientation of injected sands. Previous studies have shown that sand injectites are formed by one of the two following processes:

1- Active sand injection: (i) Forceful sand injection involves overpressuring of a sand body during burial until the pore fluid pressure exceeds the fracture pressure of the host rock (Jolly and Lonergan, 2002). This process forms millimeter to kilometer-scale hydraulic fractures, perpendicular to the minimum compressive stress, filled by a sand – fluid mixture when the velocity of fluidization is reached (Vigorito et Hurst, 2010), (ii) Subtrusive forced injection corresponds to the rapid infill of unlithified sediments into meter to kilometer-scale deep fractures / faults suddenly opened or re-opened (mode I), either in extensional context (e.g. Vitanage, 1954; Harms, 1965; Rowe et al., 2002; Wall & Jenkyns, 2004; Ribeiro & Terrinha, 2007; Scholz et al., 2009, 2010) or compressional context (Winslow, 1983; Philips & Alsop, 2010). The material is literally sucked into the fractures / faults as the opening of the fractures locally leads to underpressure (Scholz et al., 2009). Simultaneously, the pore fluid pressure facilitates the fault opening (Grauls et Baleix, 1994; Sibson, 1995; Wall & Jenkins, 2004; Bureau et al., 2012), and (iii) Seismicity can induce the liquefaction of a shallow subsurface sand body (< 10 m) underlain by consolidated sediments (Obermeier, 1989). The liquefied sand later propagates upward into fissures by fluidization to generally form sand volcanoes (Obermeier, 1996; Montenat et al., 2007).

2- Passive sand injection: (i) Neptunian dykes formed by the slow infill of millimeter to meter-scale fractures or holes in response to gravity, either dry or washed down with water (e.g. Richter, 1966; Mallarino, 2002; Črne & al., 2007).

The sand injectites studied in this paper, and more generally in the Vocontian basin, were first recognized in the 1950's (Rutten & Schonberger, 1957) and they were then the subject of various studies (Beaudoin & Friès, 1982; Beaudoin et al., 1985a,b; Parize, 1988; Huang, 1988; Parize & Friès, 2003; Parize et al., 2007a,b). The architecture of the injectite network was discussed, leading to a genetic model of downward and/or lateral injection. In the light of recent offshore studies using high-resolution 3D seismic data (e.g. Jenssen *et al.* 1993; Dixon *et al.* 1995; Lonergan *et al.* 2000; Molyneux et al., 2002; Løseth *et al.* 2003; Huuse *et al.* 2004, 2007; Huuse & Mickelson 2004; Shoulders & Cartwright 2004; Jackson 2007; Shoulders *et al.* 2007; de Boer *et al.* 2007; Szarawarska et al., 2010; Bureau et al., 2012), the knowledge of sand injectites has strongly improved. The main study area is located in the Bevons area (**Fig. A4.1** for location). We used 11 sedimentological logs over the whole area and biostratigraphic data to better stratigraphically correlate sand injectites and depositional sand bodies. These correlations were projected on a digital elevation model of the study area to represent in 3D the network of sand injectites. Based on this new geometrical analysis of the sand injectites network related to the host rock structural framework, we discussed the likely models of sand injection in the Bevons area.

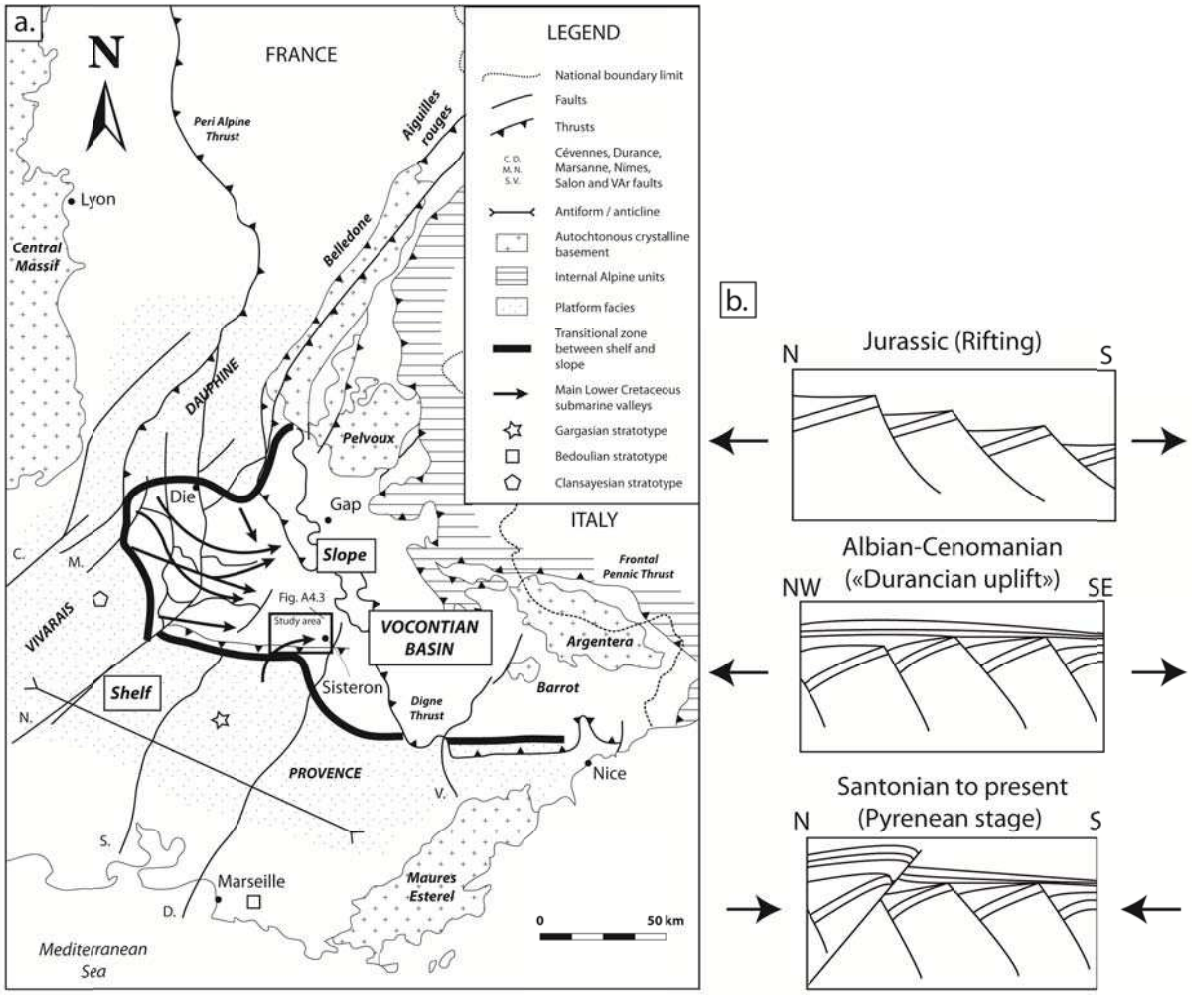


Fig. A4.1: Regional setting of the field observations. (a) Paleogeographic map of the Vocontian basin from Friès & Parize, 2003. (b) Synthetic sketch of the main tectonic events recorded in the Vocontian basin from Jurassic to present.

2. Geological setting

The Bevons area is located in southeastern France, in the upper slope domain of the Vocontian basin (**Fig. A4.1a**). The Vocontian basin developed during the Late Jurassic and Early Cretaceous (Friès, 1987; Rubino, 1989). The structuring of the basin occured many tectonic phases induced by the opening of the Bay of Biscay (Souquet, 1978; Ricou & Frizon de Lamotte 1986; Kandel, 1989; Hibsch et al., 1992). The Vocontian basin is surrounded by the "Urgonian" carbonate platforms, the Vivarais platform in the west, the Provence Platform in the south, and the Vercors Platform in the north (**Fig. A4.1a**) (Friès & Parize, 2003). The maximum bathymetry occurred during Middle Aptian reaching a depth of about 1000 m, whereas during the Albo-Cenomanian the bathymetry reached only 500 m (Friès, 1987; Roure et al., 1994; Bréhéret, 1997) in response to the "durancian uplift" (uplift of the south margin of the basin, Masse & Philip, 1976; Hibsch et al., 1992). Finally, the basin closed during the Upper Cretaceous because of the tectonic inversion relative to the formation of the Pyrenees in the Eocene and the Alps in the Miocene (Baudrimont et Dubois, 1977; Roure et al, 1994).

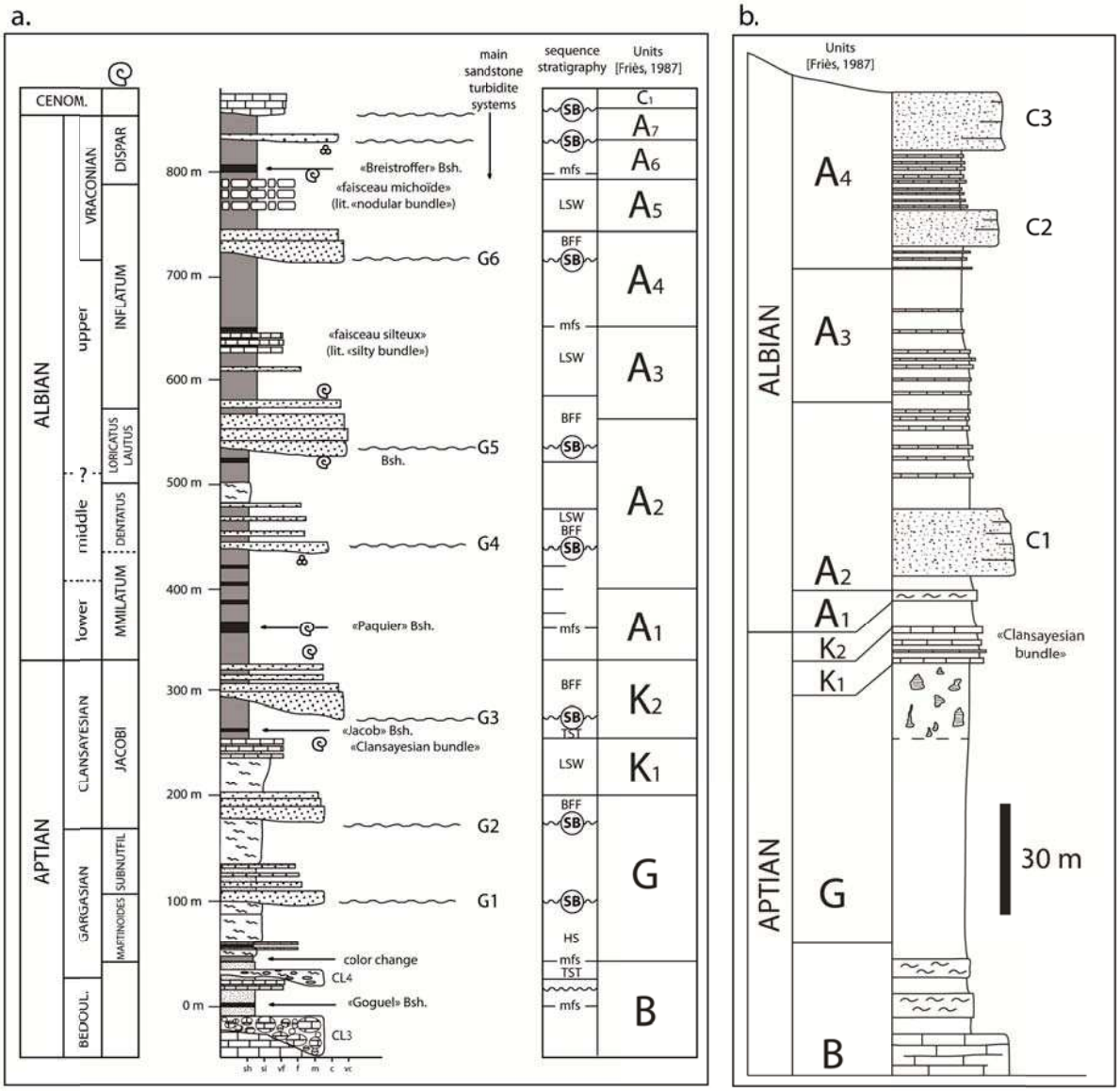


Fig. A4.2: Synthesis of the Aptian-Albian succession for: (a) the Vocontian paleoslope. Lithology, sequence stratigraphy, units defined by Friès (1987) and main sandstone turbidite systems are represented (modified from Rubino, 1989). (b) The area of Bevons. Lithology and units defined by Friès (1987) are also shown.

2.1. Structural setting

During the Thetysian rifting (Triasic to Lower Cretaceous), the SE French basin acquired its main structuration composed of a strike-slip fault system oriented N020° (Cevennes, Durance and Nîmes faults), and inherited from the Hercynian phase (**Figs. A4.1a & A4.1b**) (Masse & Philip, 1975). The main tectono-sedimentary episodes, before the Pyrenean and Alpine collisions, took place between the Neocomian and the Cenomanian (Hibsch et al., 1992). During Aptian-Albian time, the study area was located at the toe of the continental slope of the Vocontian basin (Friès, 1987), approximately 10 km north of the shelf break (**Fig. A4.1**). The numerous faults with offsets reaching several tens of meters, and sealed by Cenomanian sediments, are evidence of the syn-sedimentary tectonics still active during the Barremian and the Albian (Beaudoin et al., 1986; Joseph et al., 1987; Maillart et

al., 1987). The syn-sedimentary faults are mainly strike-slip (sinistral N25° and dextral N160°), resulting from E-W extension associated to the opening of the Gulf of Biscay (Souquet, 1978; Beaudoin et al., 1986; Maillart et al., 1987). In addition, some folding or faulting is interpreted to result from the compaction of the marls (Beaudoin et al., 1986; Joseph et al., 1986). During the Albo-Cenomanian period, the platform was subject to a deformation phase known as the durancian uplift (Gignoux, 1925) inducing E-W antiform axis (**Fig. A4.1b**). This uplift, previously attributed to a north-south compressive regime due to the Africa-Eurasia collision (Masse et al., 1975; Masse & Philip, 1976; Combes & Peybernes, 1989; Rubino, 1989; Hibsch et al., 1992), seems likely induced by a thermal uplift associated to a NW-SE extensive regime (Chorowicz & Mekarnia, 1992). Currently, the study area is limited to the south by a major southward-dipping E-W thrust (Mont Ventoux – Montagne de Lure), and to the west and east by the Salon and Durance faults respectively (**Fig. A4.1**).

2.2. Sedimentary setting

Some 700 to 800 m of pelagic sediments were deposited in the Vocontian basin during the Aptian and Albian (**Fig. A4.2a**) (Friès, 1987). This sediments are mainly characterized by marls alternating with limestones (**Fig. A4.2a**), and forming continuous beds or units over the basin (Masse & Philip, 1976; Friès, 1987; Rubino, 1989; Hibsch et al., 1992). The pelagic sedimentation is also disrupted by gravity deposits (slumps, debris flows, sandy turbidites), linked to the Aptian relative sea level fall (**Fig. A4.2a**) (Friès & Parize, 2003). The source of the massive sand systems is the shelf-break area (Rubino & Parize, 1989) where well sorted glauconitic sands formed tens of meters-thick dunes (Rubino & Delamette, 1985; Friès, 1987; Parize, 1988). The channelized sand flows passed through submarine valleys (Ferry et al., 1986; Friès & Parize, 2003) and changed distally to massive turbidite systems over the Vocontian basin (Rubino, 1982 and 1984; Friès, 1987). Based on biostratigraphical analysis, eleven depositional units were identified in the Apto-Albian succession (units B, G, K_1, K_2 in the Aptian and A_1 to A_7 in the Albian) (Friès, 1987).

In the study area, the Aptian deposits consist of a lower Aptian (locally known as "Bedoulian") calcareous formation overlain by a thick marly formation (~ 120 m) with lithified levels and concretions (tubes and nodules) near the top, and capped by a bundle of limestone beds and marls of late Aptian age, locally known as the Clansayesian sub-stage ("clansayesian bundle", unit K_1) (**Fig. A4.2b**). The first massive sand turbidite channels appeared during the late Aptian (unit K_2) and are restricted to the proximal part of the system, i.e. the canyon heads or submarine valleys (Friès, 1987, Rubino, 1989). The Albian deposits (~ 120 m) are composed of tens of meters thick argillaceous sediments (units A_1 to A_3) overlain and eroded by an alternation of dm-thick limestone beds and dm-thick marly interbeds (units A_4 to A_7). The sand deposits become abundant in the Upper Albian (Friès, 1987) (**Fig. A4.2b**). The Middle Albian (unit A_2) and Upper Albian (units A_4 to A_5) sediments are massive sandstone beds forming erosive turbidite channels 200 to 1000 m wide and 20 to 40 m thick (Parize et Friès, 2003, Friès et Parize, 2003). They contain ripples and upper plane beds in the top part, and locally flute-marks and groove-marks have been identified (Parize et al., 2007b). Finally, the Apto-Albian succession was later overlain by a thick Cenomanian marly unit (250 to 900 m) progressively passing to a carbonate platform (Gay et al., 1984; Friès, 1987).

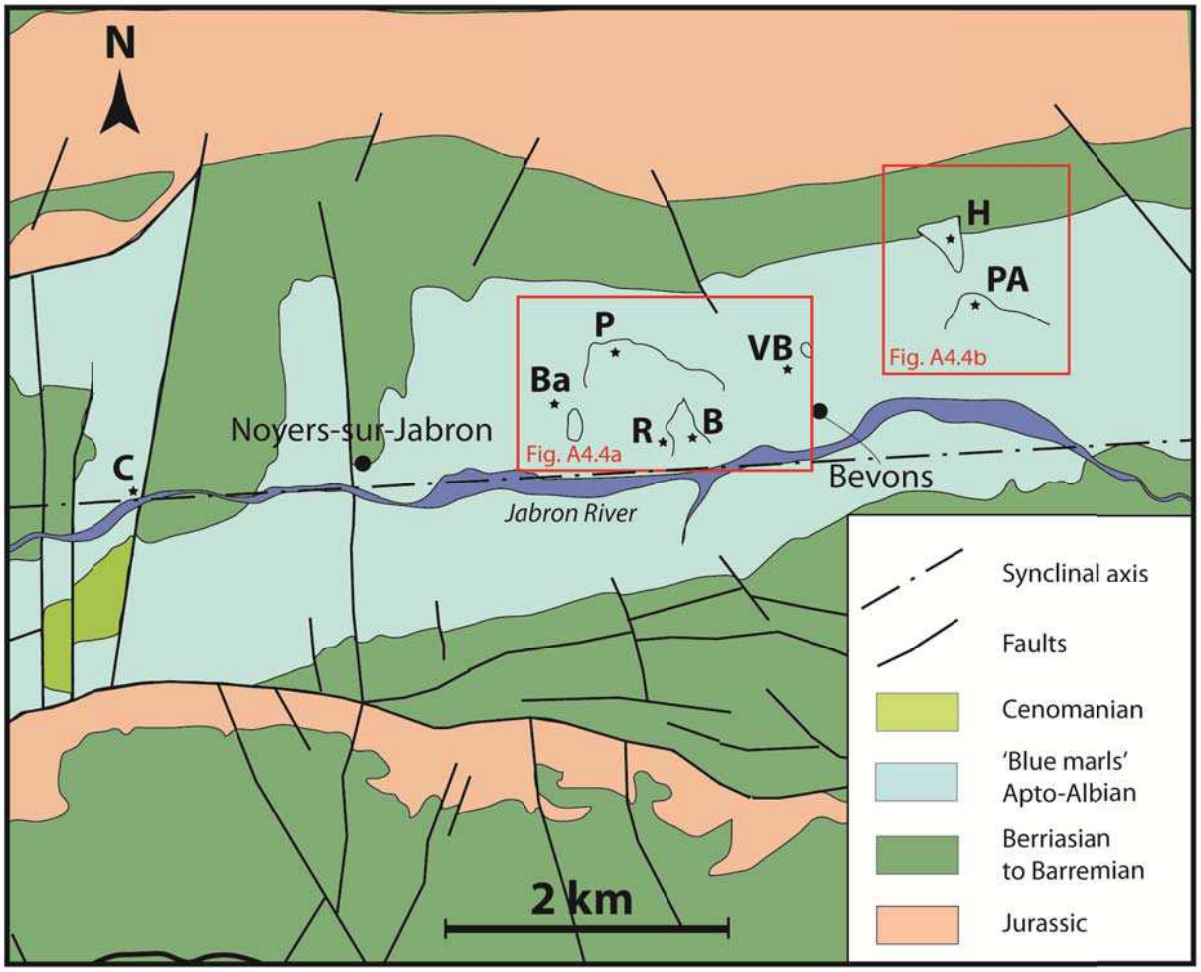


Fig. A4.3: Geological and structural map of the study area. Location of Le Couvent (C), Barnèche (Ba), Le Puy (P), Les Rouines (R), La Beaume (B), Vieux-Bevons (VB), Pierre-Avon (PA) and Les Houlettes (H) outcrops. Note that the synclinal axis coincides with the present-day Jabron River valley. Zooms on selected outcrops are available on the following figure.

The N-S direction of compression (Pyrenean orogenic phase) is responsible of the E-W-trending synclines observed in the study area (**Fig. A4.3**). The syncline structure leads to the exhumation of the oldest sediments (Jurassic limestones) in the south and north parts of the study area, and the preservation of the Apto-Cenomanian succession in its center (**Fig. A4.3**).

3. Data and Method

3.1. Data

The study area covers about 30 km^2 around the village of Bevons (Sisteron). Eleven logs were measured in the area. In detail, 6 of them numbered 6 to 11 (the other five are not used here) were logged by the main author, and 5 (numbered 1 to 5) were extracted from the Parize's thesis dissertation (1988). We decided to use the nomenclature first established by Friès (1987). The logs are 50 to 220 m thick, corresponding to the top part of the 250 m-thick Aptian-Albian interval. The datum is the top of a Lower Albian slump that covers the whole area of interest, i.e. a lithostratigraphic marker at the base of the A_2 unit defined by Friès (1987) (**Fig. A4.2b**). The correlations are made from bed to bed, leading to a very precise stratigraphic network.

3.2. Method

In the Bevons area we proceeded in four stages to obtain a precise mapping of the injectites network related to its stratigraphic position. 1- Stratigraphic logs over the area and associated correlations are used to define the morphologic evolution of dykes (thickness and direction) with depth, and to define the stratigraphic relations between all sills and all depositional sand bodies, 2- Field mapping to identify all injectites with their direction, dip and thickness. A Global Positioning System (GPS) point was recorded for each measurement taken (approximately 600 GPS points in the database), 3- 3D mapping of a part of the Bevons area was carried out with a differential GPS to obtain a Digital Elevation Model (DEM) of the area. The differential GPS is an enhancement to GPS that provides improved location accuracy, from the 15 m nominal GPS accuracy to about 10 cm in case of the best implementations, 4- 3D modeling of the injectites network with the help of various software from data export to processing (Surfer®, Global Mapper®, Google Earth® and Arcgis®). Geo-referenced dykes and sills were exported onto the DEM, and then they were prolonged in depth with their respective dip, and 5- Biostratigraphic data are used to date sand bodies that could not be visually correlated with neighboring outcrops for need of physical continuity. Samples of marls underlying and overlying each sand body were dated using foraminifers and nannoflora.

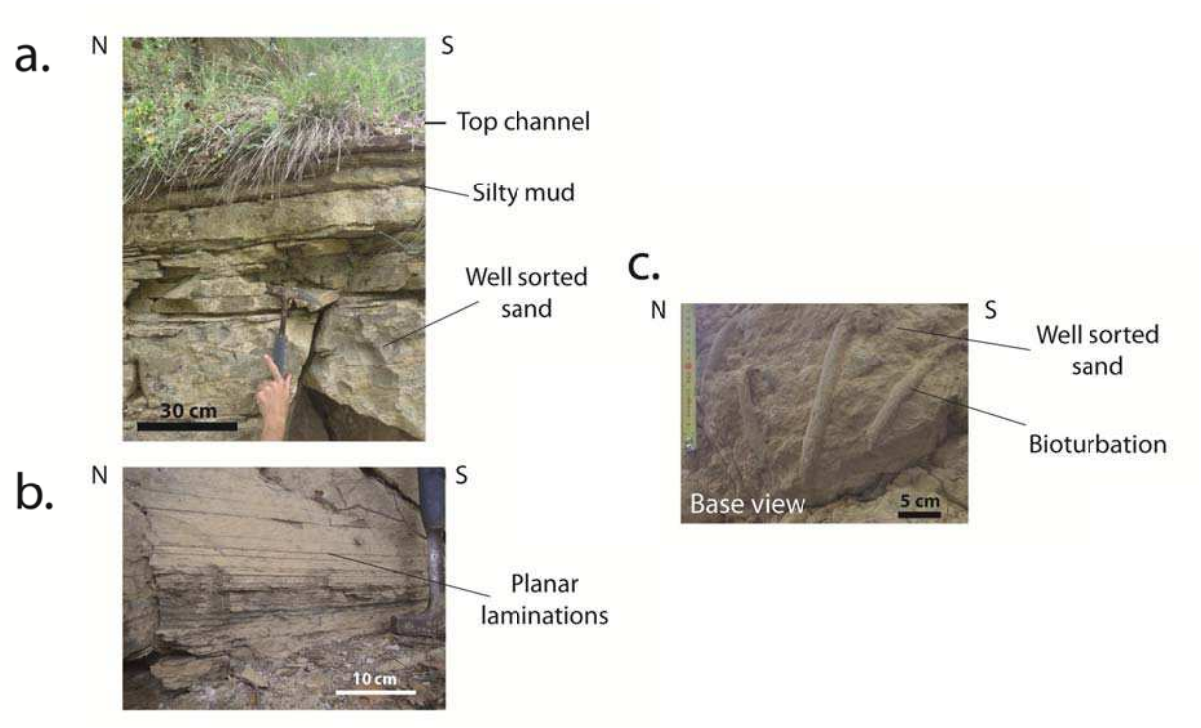


Fig. A4.4: Sedimentary structures in the depositional sand body C_2 of the study area. (a) sandstone interlayered with silty mud sediments at the top of the turbidite channel. This alternation corresponds to flow regime changes (b) planar laminations close to the top channel record the high flow regime (c) bioturbations at the base of the turbidite channel.

4. Structural framework of sand injectites

The studied outcrops are mainly located in the Bevons area but one of them is approximately 5 km to the west of Bevons. They are all in the Apto-Albian succession of the northern flank of the syncline (**Fig. A4.3**). The identification of sand injectites versus depositional sand bodies may be derived from their geometric relationship with surrounding marls and/or presence of sedimentary structures. The undisputable feature for identifying dykes is the intrusive nature of the sand in the shaly host rock. The sills of the study area are considered as sills when they are concordant with the stratigraphy or slightly inclined (less than 20°). Sills are very homogenous and muddy clasts subparallels to the walls are locally observed. Because in the Vocontian Basin the depositional sand bodies also rarely contain sedimentary structures and are commonly very homogenous (Friès, 1987; Parize et al., 2007b), the identification of sills versus depositional sands remains difficult. So, we interpreted depositional sand bodies if they contain some sedimentary features (only a few is sufficient to discriminate) never found in sand injectites (e.g. ripple marks, planar-convoluted laminations, bioturbations and stratification) as we observed in the C_2 turbidite channel (**Fig. A4.4**). In addition, sills often occur in association with dykes to form abrupt stratigraphic steps (Truswell, 1972; Hiscott, 1979; Parize et Friès, 2003).

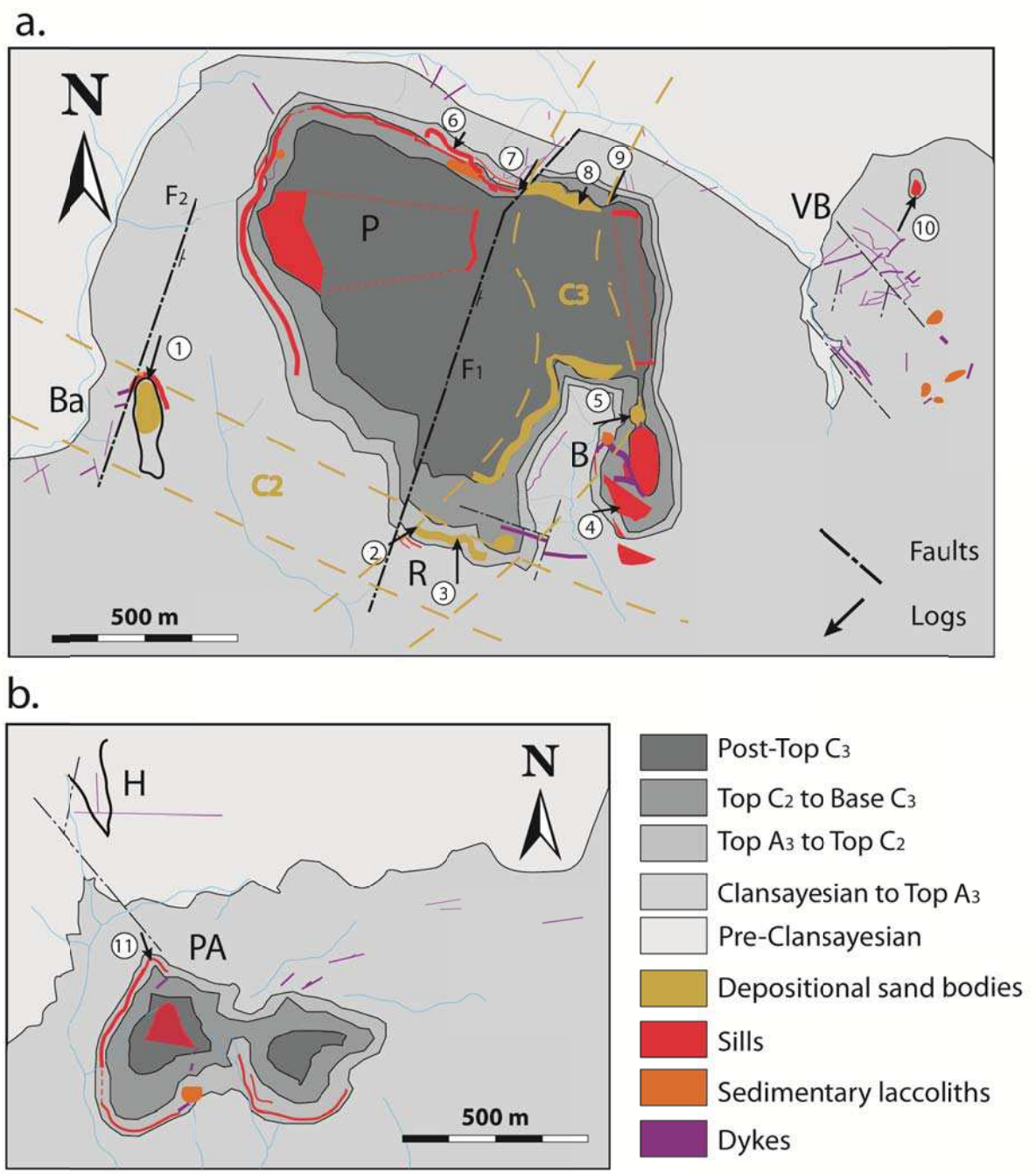


Fig. A4.5: (a) and (b) Georeferenced location of the depositional (yellow) and post-depositional (red, orange and purple) sand bodies, and of the measured logs. Depositional sand bodies are defined as turbidite channels and are exposed at Barnèche and on the eastern part of the Puy hill. From log correlation two channels are differentiated **(**C_2 and C_3). The dykes are well exposed on the Vieux-Bevons outcrop whereas the sills are well exposed around the upper part of the Puy hill and Pierre-Avon. Two strike-slip faults (F_1 and F_2) and the "clansayesian bundle" are also shown.

4.1. Cartography of the sand injectites network

Because of the differential erosion between the carbonate-cemented sand injectites and the marly host formation, the sand injectites network is very well exposed in the study area (Parize, 1988). However, the mapping of the injectites and depositional sand bodies (**Fig. A4.5**) is discontinuous because of the locally dense vegetation and the presence of inaccessible escarpments. Three types of injected sand bodies are observed in the area:

1- Dykes: they can be observed all over the interval, from Lower Aptian to Upper Albian. Their thickness ranges from a few mm to over 5 m, and most of them are between 5 and 40 cm-thick. The following features can be observed on the walls and within the dykes respectively: On the walls, one can locally observe current-related features like flute and groove casts, as well as plumose structures. The external features are poorly expressed because of the later compaction that induced "ptygmatic" folding, shearing and crenulations on the dyke walls due to compaction (Parize, 1988; Parize et al., 2007a,b). Within the dykes, the current-related features are only bands/laminae underlined by glauconitic grains and clasts of the host formation. They range from a few mm to a few cm in diameter.

2- Sills: they are concordant with the stratigraphy or slightly inclined (less than 20°). They are 1 m to a few meters thick (max. 12 m) and can be followed over 1 km (Le Puy outcrop). They are well exposed in the Upper Albian marls of Le Puy Hill, La Beaume and Pierre-Avon outcrops (**Fig. A4.5**).

3- Sedimentary laccoliths: they have a planar base, crosscutting margins, and a convex-up top, giving a shape of mushroom. They range from 2 m to 50 m in diameter and from 2 m to 10 m in thickness. They are massive and scattered in the Le Puy Hill, La Beaume, Vieux-Bevons and Pierre-Avon outcrops (**Fig. A4.5**).

The depositional sand bodies are turbidite channels approximately 100-300 m wide and 30 m thick. They are observed in Barnèche, Le Puy Hill, Les Rouines, La Beaume outcrops, and in Le Couvent outcrop (**Fig. A4.3**). They consist of well-sorted fine-to-medium grained sand, and are essentially composed of quartz and detrital glauconitic grains, and secondary minerals (e.g. tourmaline, zircon). Additionally, we measured the displacement of the two major N20-30° strike-slip faults crosscutting the study area (F_1 and F_2) that can reach 40 m in vertical and horizontal directions.

4.2. Cross sections and biostratigraphy

The Aptian-Albian sediments correspond to pelagic deposits (Blue Marls formation) of a deep-sea basin. The Albian marly formation is a succession of marl and limestone beds reflecting $CaCO_3$ and total organic carbon (TOC) fluctuations (Ferry & Rubino, 1987). The limestone beds are very continuous and can be easily followed on the study area were they provide good markers for correlation. The order of display in the correlation panel was chosen to best reflect the connectivity between the injectites and the depositional sand bodies (**Fig. A4.6**). We observed the thickest sills (4 to 12 m) in the western part of the study area. They are associated to large sedimentary laccoliths (logs 1, 6 and 7) (**Fig. A4.6**). The depositional sand bodies seen in Barneche, Les Rouines (logs 1, 2 and 3), La Beaume and Le Puy (logs 5 and 8) outcrops are located in the A_4 unit of the Upper Albian (**Fig. A4.6**). The lower and upper channel sand bodies are respectively named C_2 and C_3, and correspond to

concave-up massive sand bodies approximately 30 m thick and hundreds of meters wide (Beaudoin et al., 1985; Friès, 1987, Parize, 1988, Parize et al, 2007b). The main direction of C_2 is WNW-SSE whereas C_3 is approximately oriented N-S. The paleo-currents measured in the field tend to show that the sand source is to the west (Friès, 1987, Parize et Friès, 2003). The massive turbidite system found in the Le Couvent outcrop (C_1) overlies the "clansayesian bundle" (K_1) (**Fig. A4.2**). The marly deposits underlying and overlying this channel contain a lot of foraminifers and nannoflora indicating a Top early Albian to Middle Albian age (**Table 1**). This channel was previously interpreted as an Upper Albian deposit in Friès (1987) but because of the recent updating of the Cenozoic-Mesozoic biochronostratigraphy (Ogg et al., 2004; Hardenbol et al., 1998) we have re-evaluated this age.

Samples	Foraminifers	Nannoflora	Age
1	T. primula H. globigerinelloides H. delrioensis H. planispira T. bejaouensis	Ragodiscus angustus P. columnata A. albianus	Top Lower Albian – Middle Albian
2	T. primula H. globigerinelloides H. delrioensis H. planispira T. bejaouensis	Ragodiscus angustus P. columnata A. albianus Eprolithus floralis	Top Lower Albian – Middle Albian
3	T. primula H. globigerinelloides H. delrioensis H. planispira T. bejaouensis H. simplex	P. columnata B. stenorhetha	Top Lower Albian – Middle Albian

Table 1: Biostratigraphic data take off around the C_1 turbidite channel. See figure A4.12 for location of each sample. The interpreted ages are deduced from the Cenozoic-Mesozoic biochronostratigraphy (Hardenbol et al., 1998).

The sills, sedimentary laccoliths and major dykes identified in the study area have never been observed in direct connection with the channels, except for the injectites above the channel of Le Couvent outcrop. In the other outcrops they are generally very close to the channels (**Fig. A4.6**). The sills and sedimentary laccoliths of the study area are observed in a 60-80 m-thick interval of host rock in the upper A_3 and lower A_4 units (**Fig. A4.6**). Because there are no sills in some places (logs 3, 5 and 9), we know that sills are not continuous over the whole area. It appears however that they develop at some preferential stratigraphic levels (**Fig. A4.6**).

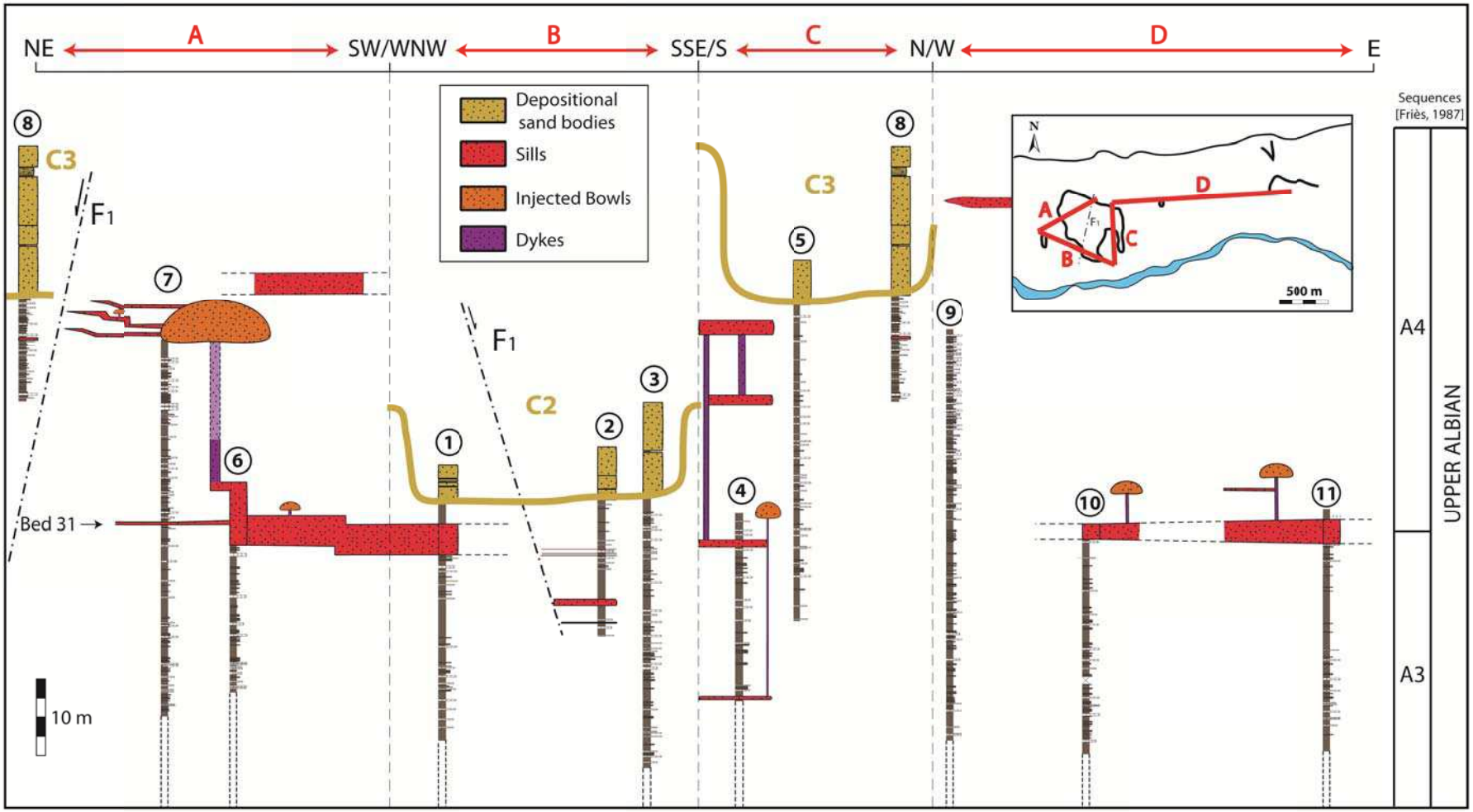


Fig. A4.6: Transect across the study area showing the stratigraphic location of the turbidite channels, the sills and the sedimentary laccoliths. These sand bodies are located in the Upper Albian (units A_3 and A_4). The base of the A2 unit (see figure A4.2b) is used as datum for the correlation of logs. In the absence of sedimentary logs (no possibility to measure), the stratigraphic position of some sills is deduced from the digital elevation model of the study area.

4.3. Synthesis

The dykes cross-cut strata ranging from the Bedoulian to the Upper Albian, whereas the sills and sedimentary laccoliths are only injected in the Upper Albian between the upper A_3 and lower A_4 units (**Fig. A4.6**). The sand turbidite channels are filled up during the Albian, more precisely the C_1 channel is in the A_2 unit (Lower-Middle Albian), and the other two C_2 and C_3 channels are in the A_4 unit (Upper Albian) (**Fig. A4.2b**). The studied injectite network is also geographically well constrained: Thus, the dykes are identified in a 2-km wide stripe running for 5 km along the northern flank of the syncline, whereas the sills and associated sedimentary laccoliths are identified over a stripe 5 km long (E-W) and 1 km wide. Injectites are also locally present in an isolated outcrop located 5 km to the west of the main set (Le Couvent), over 500 m². The C_1 and C_2 channel sand bodies are aligned along the Bevons syncline. The identification of all these sand bodies depends mainly on the recent erosion. The C_3 channel is perpendicular to the axis of the syncline and is observed from the axis to 1 km north of the axis. The overdipping of the depositional sand bodies found in the study area is consistent with the dip direction, i.e maximum in the western and southern parts (**Fig. A4.6**). The present E-W syncline structure of the study area mainly developed during the Eocene, but a slight tilt of approximately 5-7° was present on the northern margin of the syncline during the Cretaceous sand injection (Friès, 1987; Parize, 1988). This tilting was deduced from the direction of turbidites (Friès, 1987) and its value from the angle between the northern vertical dykes (parallel to the syncline axis) and the stratigraphy. Finally, the projection of the channel sand bodies, the sills and dykes on a North-South cross-section shows the stratigraphical and geographical position of each sedimentary and post-sedimentary object on a vertical section at the time of sand injection (**Fig. A4.7**). The dykes are identified in Bedoulian to Upper Albian sediments but their present maximum vertical thickness is 110 m (Le Puy outcrop), and the dykes are also never encountered below the base of the C_1 channel (**Fig. A4.7**).

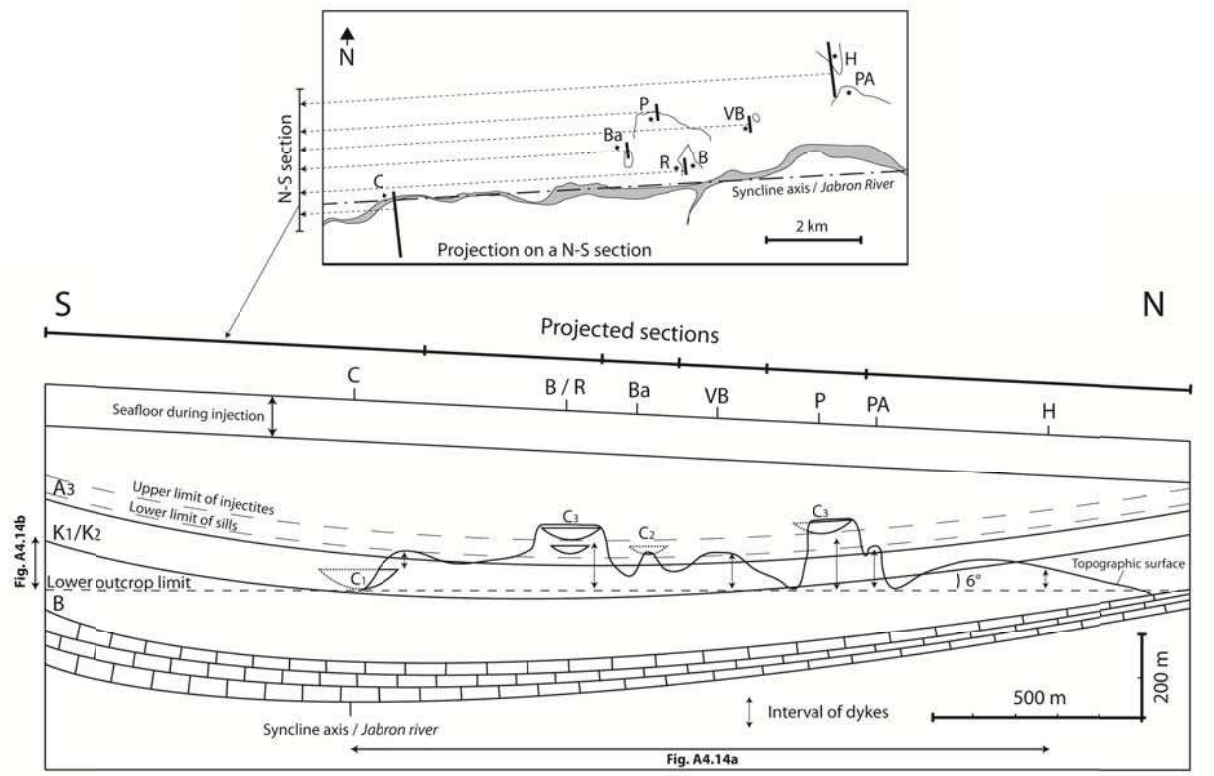


Fig. A4.7: Projection of the channel sand bodies, the sills and dykes intervals and the outcrop limits on a North-South cross-section across the study area at the estimated time of sand injection.

5- The networks of sand injectites

The injectite network observed in the Bevons area is encased in the apto-albian marls, called the "Blue Marls" formation. Sills and dykes have been encountered in an area of approximately 10 km^2, and over 500 m^2 in Le Couvent (west of Bevons) (**Fig. A4.3**). Stratigraphical correlation and precise mapping have shown that a few dykes crosscut the Apto-Albian interval over 110 m (accounting for the compaction), and sills are only observed in the upper Albian sediments. Sills and dykes range from cm to m in thickness while the average thickness of the sills is commonly metric to pluri-metric and the average thickness of the dykes is centimetric to decimetric.

5.1. Metric to pluri-metric sills: La Beaume and Le Puy outcrops

In the La Beaume outcrop sand injectites are observed in a 60 m thick sediment package, 300 m long and 100 m wide (**Fig. A4.8**). Dykes, sills and a few m-thick sedimentary laccoliths are observed in this area. This injectites network is encased in the upper Albian succession (see logs 4 and 5 on Figure A4.5). In the southern part of the outcrop three levels of sills are regularly spaced by about 20 m in depth. The thickness decreases with depth from 80 cm for the lower sill to 5.8 m for the upper sill (mean values) (**Fig. A4.8**). On the northern flank of the syncline the stratigraphy is dipping 10° to the south but the sills are not exactly parallel to the stratigraphy. In fact, the lower sill is horizontal, the middle sill is dipping slightly to the north and the upper sill is dipping 20° to the south. A sedimentary laccolith, approximately 10 m thick and 30 m wide, is observed in the northern part, approximately 25 m below the base of C_2 turbidite channel (**Fig. A4.8**). The thickest dykes, 1 to 5 m, are observed on this outcrop.

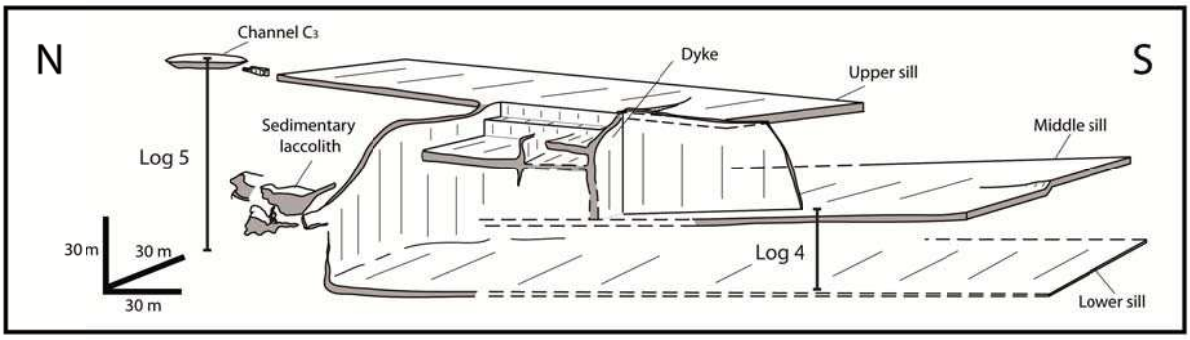


Fig. A4.8: 3D representation of the injectites network of the La Beaume outcrop. Sills, dykes, a sedimentary laccolith, and a part of C_3 turbidite channel are shown on the figure. The location of logs 4 and 5 are also shown.

On the northern part of the Le Puy Hill outcrop, a sand injectite network outcrops along a 150 m high and 500 m long escarpment. On the top, the C_3 turbidite channel has been identified in the A_4 sequence of Friès (1987) (**Fig. A4.6**). Both outcrops show centimetric to pluri-metric sills (up to about ten meters) in the Upper Albian succession which follow a

horizon and jump up to a higher level to form step structures (Waterson, 1950; Beaudoin et al., 1985a; Parize et al., 2007b) (**Fig. A4.9 & A4.10a**). These upward-climbing features are also called "wing" structures by some authors, and are commonly found in upward sand injection systems associated to sandy turbidite channels (Huuse et al., 2004; Huuse et al., 2007; Jackson, 2007). The thickness of the lower wing located on the western part decreases to the north (**Fig. A4.9**). Two sedimentary laccoliths, respectively 5 m thick and 10 m wide and 20 m thick and 100 m wide, are also present on this hill. The biggest sedimentary laccolith located on the northern part shows smaller wings, 50 cm to 5 m thick and ten meters long, on its eastern flank (**Figs. A4.9 & A4.10a**). Additionally, on the northern outcrop some dm-scale dykes cut the marls from bottom to top with a braided shape ending both to the top or to the bottom (anastomosing features, see Parize 1988) (**Figs. A4.10b)**, and their number also increases in the vicinity of the syn-sedimentary N°20 fault (F_1) which post-dates the dykes (Beaudoin and Friès, 1982; Huang, 1988) (**Fig. A4.5a**). On this outcrop two near parallel dykes located on the same stratigraphic interval ("clansayesian bundle", K_1) cut the marls with a different shape: a straight network and a winding network (**Figs. A4.10b & A4.10c**).

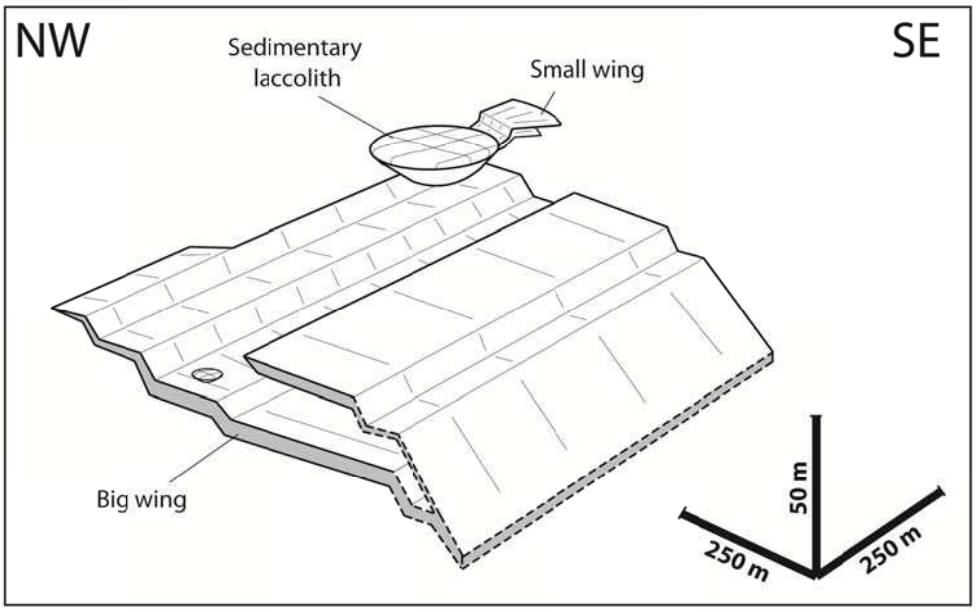


Fig. A4.9: 3D representation of the injectites network of the Le Puy outcrop. Only sills/wings and sedimentary laccoliths are drawn because all the dykes are below the meter scale on this outcrop.

5.2. Cm to dm dykes network: Vieux-Bevons and Les Houlettes outcrops

The Les Houlettes outcrop is located on the northern flank of the syncline, where the middle Aptian (Gargasian) marls crop out (**Fig. A4.3**). Only a few dykes 2 to 10 cm thick were identified. They can be followed laterally over tens of meters and are oriented along two main directions: N0° and N90° (**Figs. A4.5b & A4.10d**). The walls of the dykes are affected by crenulations or micro-folds. There are two main dipping dykes (45-60° and 80-90°). The 45-60° dipping dykes turn into sills in a few dm forming many steps as a zigzag structure (**Fig. A4.10e**).

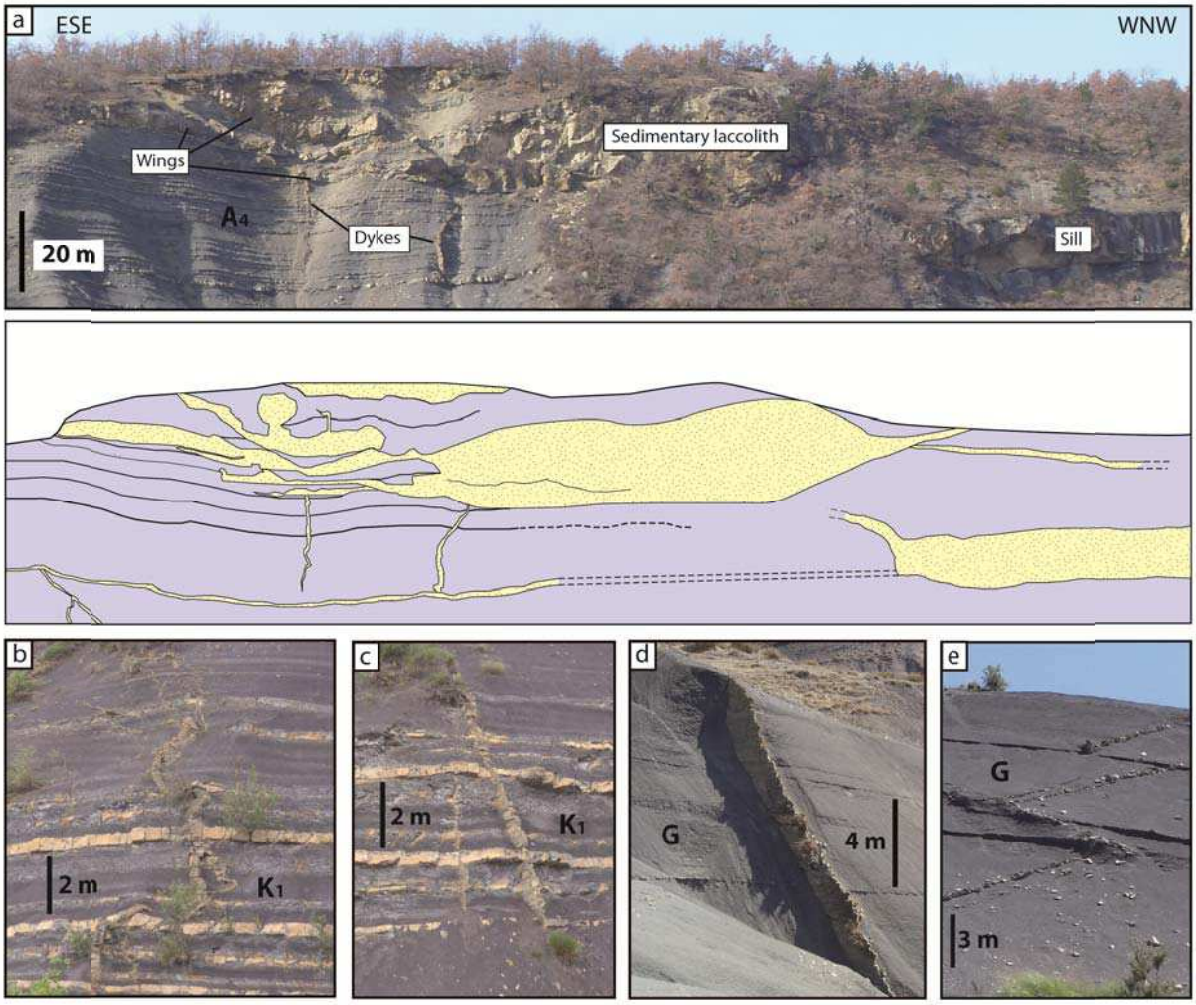


Fig. A4.10: Pictures of injectites over the study area. (a) Upper part of the northern flank of the Le Puy hill outcrop where sills, wings, sedimentary laccoliths and dykes are all observed in the A_4 unit. (b) and (c) Lower part of the northern flank of the Le Puy hill outcrop. Twodykes crosscutting the "clansayesian bundle" of the K_1 unit are shown, one with a winding shape (b) and the other straight (c). (d) and (e) Les Houlettes outcrop where a straight dyke (d) and a zigzag dyke (e) crosscutting the Gargasian marls of the G unit are shown.

Vieux-Bevons is located on the northern flank of the syncline and on the eastern part of the study area. Only cm to dm-thick dykes outcrop over a surface of approximately 2 km^2 (**Fig. A4.11**). The hilly and bare surface of this outcrop allowed the vertical and lateral characterization of the dyke network. Additionally, a Digital Elevation Model (DEM) was acquired in order to define the three-dimensional configuration of the dyke network. The dykes crosscut Upper Aptian ("clansayesian bundle") to Upper Albian (top A_3 unit) units (**Fig. A4.7**). They can be followed over hundreds of meters (in map) and vary in thickness from 1 cm to 40 cm without clear areal trend (**Fig. A4.11)**. The dip of the dykes is bimodal like in the Les Houlettes area, meaning that the 45-60° and 80-90° families of dipping dykes have been measured (**Fig. A4.11**). The dykes are very sharp or winding and crenulations features are observed on their walls. In the Vieux-Bevons area, the sets of dykes are oriented along two major directions: N50-60° (set 1) and N140-150° (set 2), and a minor direction is also measured: N90° (set 3) (**Fig. A4.11)**. The N50-60° dykes (set 1) are usually thicker than

the others (sets 1 & 3). Numerous dykes occur in the vicinity of the syn-sedimentary faults, i.e. where N140-150° (set 2) and N20-30° (set 4) syn-sedimentary strike-slip faults are observed (**Figs. A4.5a & A4.11**). Whenever the angle between a dyke and a fault is high (more than 45°), the dyke stops at the fault (**Fig. A4.11**).

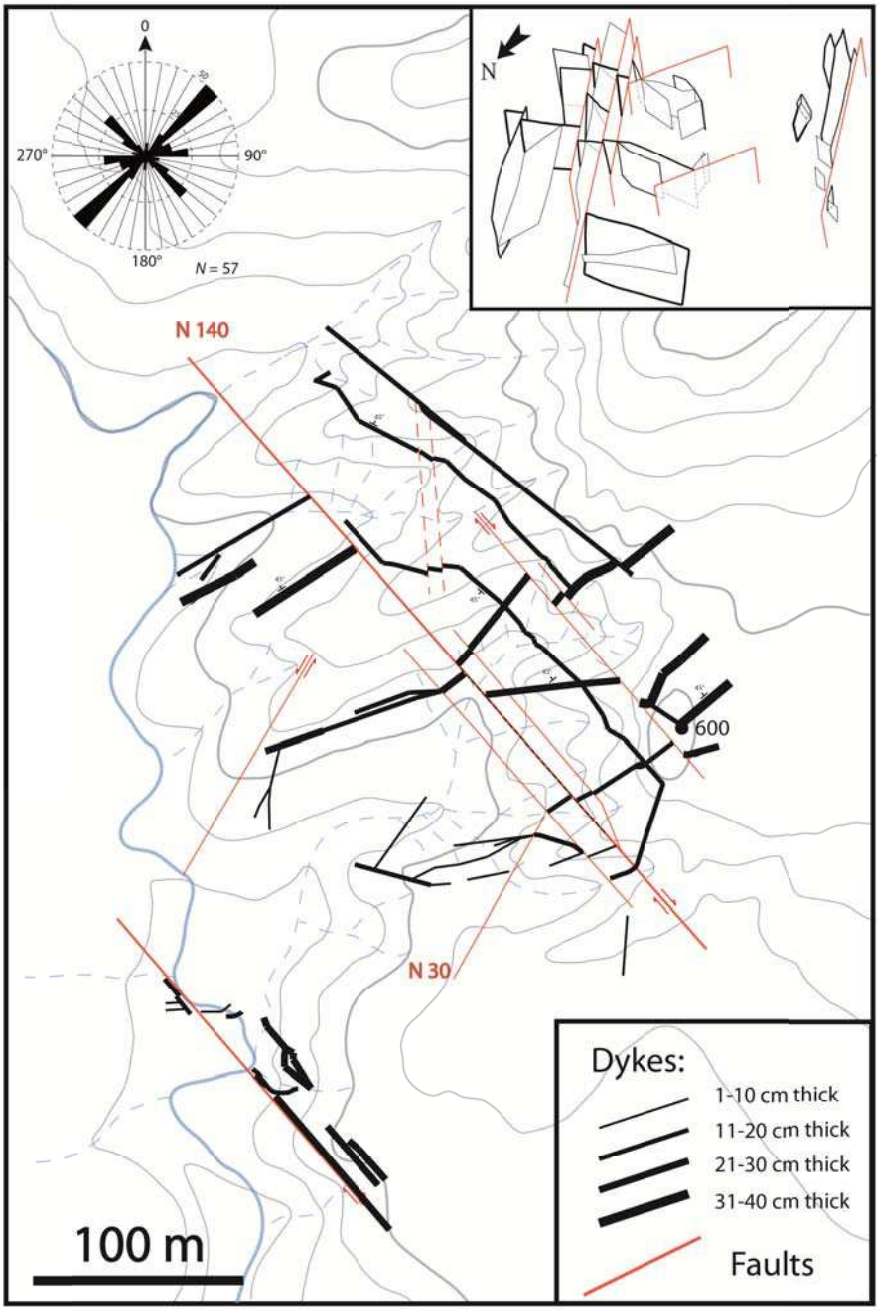


Fig. A4.11: Structural map of the Vieux-Bevons outcrop. The rose diagram of dykes is given. Upper right hand side, 3D representation of the dykes and faults complex of the Vieux-Bevons outcrop. The thickness of dykes ranges from 1 cm to 40 cm, and their orientation is divided in three families (N50-60°, N80-90° and N130-140°).

5.3. Turbidite sand and metric dykes and sills: Le Couvent outcrop

In the Le Couvent area (**Fig. A4.12**), located about 5 km west of the Puy Hill (**Fig. A4.3**), metric sills/wings, dykes and sedimentary laccoliths have been identified above a 30 m-thick sandy turbidite channel. The wide of this channel is not measurable in the outcrop but it is stratigraphically located above the clansayesian horizon (K_1). Current ripples in the channel sands indicate a local sediment transport from W to E. Because of the dense vegetation, correlation with the Bevons area was deduced from biostratigraphic age-dating of marls directly over and beneath the azoic sand channel. The C_1 turbidite channel is located in the A_2 unit, i.e. Top early-Middle Albian age (**Table 1**). The strike of dykes and low-angle sills is comprised between 40°N and 70°N, and sills seem folded with a N-S shortening axis (**Fig. A4.12**).

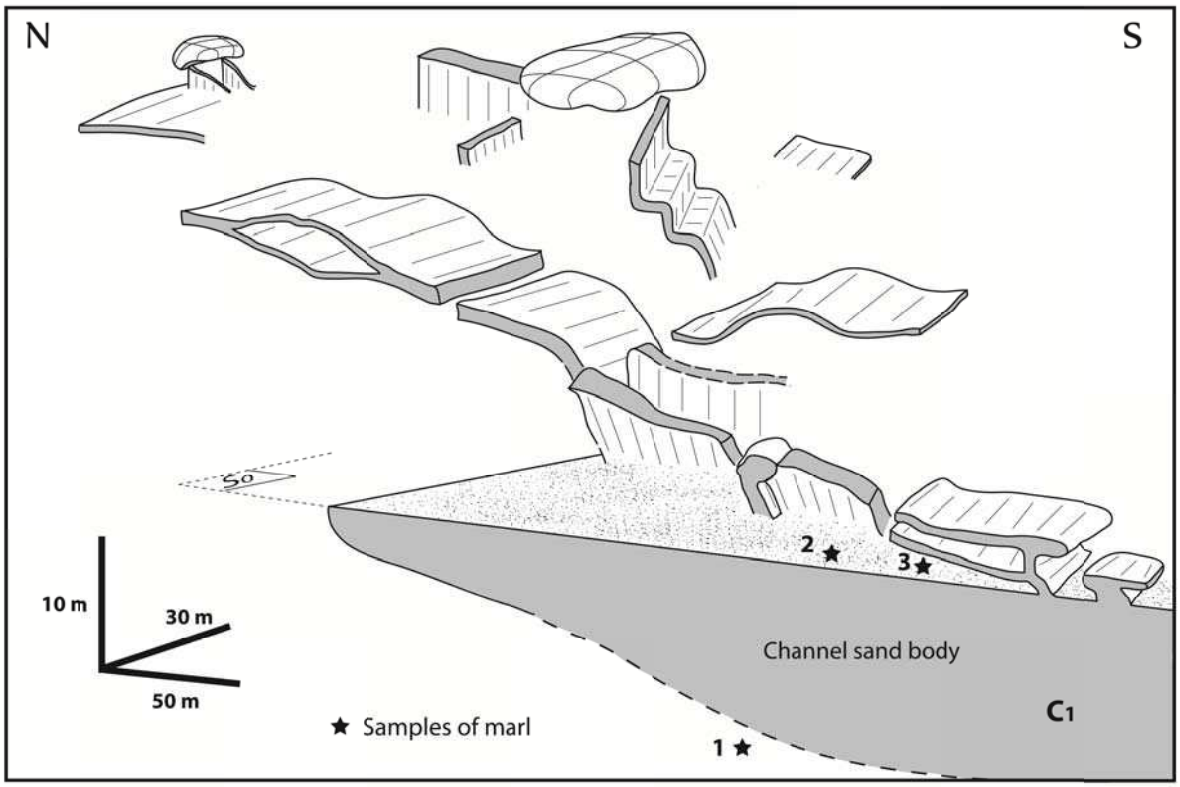


Fig. A4.12: 3D representation of the injectites network of the Le Couvent outcrop. Sills, dykes and sedimentary laccoliths are located above a massive and thick sand turbidite channel (C_1) dated Middle Albian.

6. Discussion

In order to discuss the sand injection model in the study area (**Fig. A4.13**), all features governing their morphology have to be established. Based on the outcrop observations, we will discuss the local *in situ* stress field induced during sand injection, the preexisting faults, the rheology of the host rock, their "burial" depth, and the distance to the potential sand sources.

6.1. Sand injectites vs. stress field

It is accepted that the sand injectites studied in our area are formed by hydraulic fracturing of the host rock (Beaudoin et al., 1985, Friès, 1987; Parize et al., 2007a), and consequently the intrusion can only occur when the fluid pressure (P_f) in a sand body reaches the sum of the minimum stress (σ_3) and the tensile strength (T) of the host rock (Anderson, 1951; Hubbert & Willis, 1957; Price & Cosgrove, 1990). Because the sand injectites fossilized tensile cracks perpendicular to the minimum compressive stress σ_3 (Anderson, 1951), the injectite network can be used as an indicator of paleostress orientation (Delaney et al., 1986; Huang, 1988; Beacom et al., 1999; Boehm & Moore, 2002, Bureau et al., 2012). Hydraulic fracturing induced a set of fractures oriented perpendicular to σ_3 but they are commonly associated with a set of fractures oriented parallel to the regional σ_3. This secondary set of fractures is interpreted to be formed thanks to the local relaxation/rotation of stress induced by the compressive forces developed in the host rock between two dilative fractures (Hubbert & Willis, 1957). The system of dykes studied on the Vieux-Bevons outcrop shows two main perpendicular sets of fractures oriented N50-60° (set 1) and N140-150° (set 2), also commonly observed in other places of the study area. The N50-60° dykes are more abundant and usually thicker than the other sets of dykes, and are never associated with preexisting faults, therefore we suggested that set 1 corresponds to the fractures perpendicular to the minimum compressive stress σ_3 during sand injection. It means that the minimum compressive stress was horizontal (σ_h) and approximately oriented N140° during sand injection, likely induced because of a NW-SE regional extensive phase (Huang, 1988). The uppermost sand injectites intruded Upper Albian sediments, indicating that injection occurred during or after this time. During sand injection, the topography of the seafloor was already folded in the study area (**Fig. A4.7**) (Friès, 1987), therefore it is suggested that the early Albian – late Cenomanian durancian bulge recorded in the southern platform of the Vocontian basin (Gignoux, 1925) was also recorded in the study area. The Durancian uplift was likely formed in response to a NW-SE extensional regime (Chorowicz & Mekarnia, 1992), fossilizing the regional paleostresses in the dykes orientation.

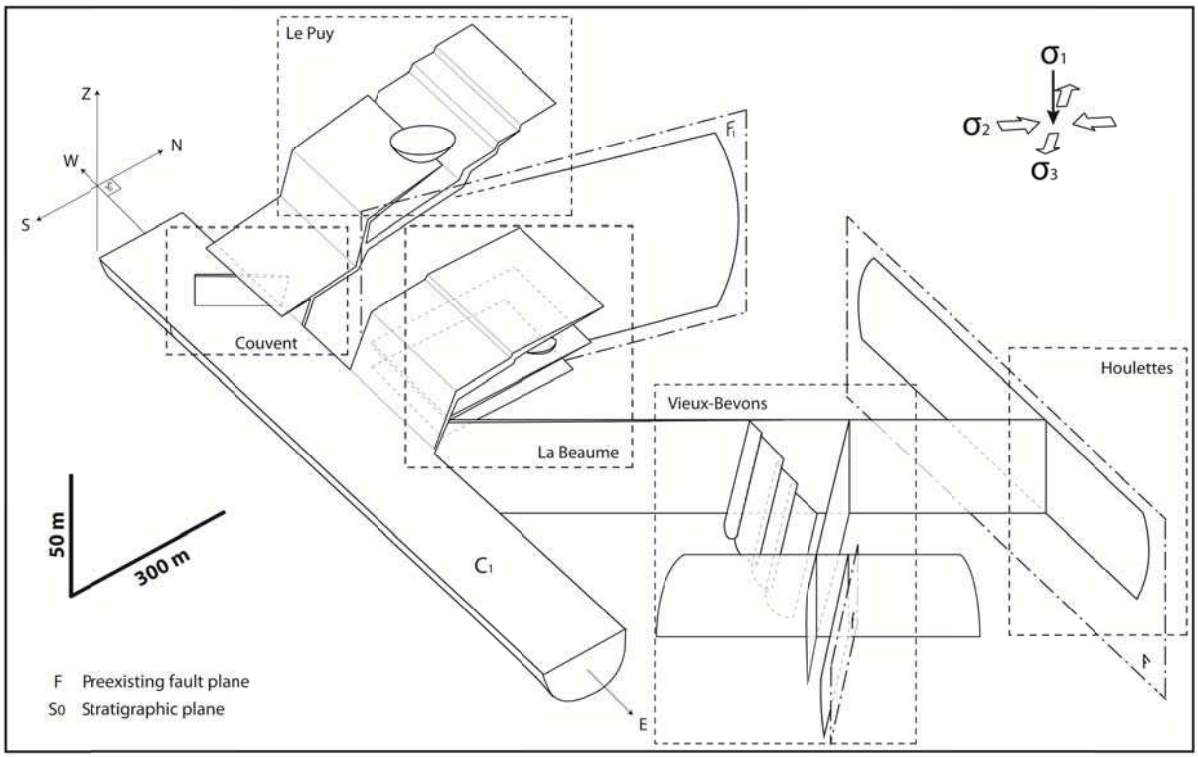


Fig. A4.13: 3D synthetic model of the injectite network observed in the Bevons area and combining observations from all the outcrops. The orientation of paleostress during sand injection is proposed. Note that sandy C_2 and C_3 turbidite channels are not represented on this figure for a better visualization.

6.2. Sand injectites vs. preexisting faults and lithology

The nucleation and propagation of sand injectites are mainly controlled by the paleostress field, the tensile strength of the rock, and the pore fluid pressure (Secor, 1965) but the anisotropy of the host rock or pre-existing fractures or faults are also responsible for local geometry variations (Harms, 1965; Jolly & Sanderson, 1995). In the study area, the dykes are mainly oriented perpendicular and parallel to the regional minimum compressive stress N140° during sand injection (respectively, sets 1 and 2), whereas secondary directions are oriented N20-30° and N90° as pre-existing faults (respectively, sets 3 and 4). Set 2 is also locally associated to N140° pre-existing faults, as in Vieux-Bevons outcrop (**Fig. A4.11**). Therefore, the dykes have followed and sealed pre-existing syn-sedimentary faults (sets 2 and 3) (Beaudoin & Friès, 1982) and pre-existing deeper faults (set 4) (Friès, 1987). It means that the normal compressive stress (σ_n) plus the normal tensile strength (T_n) of the pre-existing fault planes were smaller than the regional minimum compressive stress (σ_h) plus the horizontal tensile strength (T_h) during sand injection. The pre-existing strike-slip faults of the study area dip steeply, facilitating the intrusion of sand along faults (Bureau et al., 2012). However, sills or dykes having an abrupt intersection with steeply dipping fault planes are blocked, i.e. they do not crosscut the fault, suggesting that fault planes acted as a barrier or a conduit for the fracture propagation depending on the angle of intersection.

The anisotropy of the host rock induced by the bedding has the same effect as pre-existing faults on the propagation of injectites, and is responsible for the formation of sills when $\sigma_h + T_h > \sigma_v + T_v$, with σ_v is the maximum compressive stress and T_v is the vertical tensile strength (Price & Cosgrove, 1990; Hillier & Cosgrove, 2002). This condition is generally satisfied when the injectites (dykes) come close to the surface, even if the depth at which a dyke turns into a sill in anisotropic sediment is a function of coupled parameters including the original sealing depth of the isolated sand body, the difference in horizontal and vertical tensile strengths, and the value of the pore fluid pressure (Vigorito & Hurst, 2010, Gressier et al., 2010). In the study area, the sills are mainly observed in the Upper Albian sediments (**Fig. A4.6**), but a few of them are found close to the C_1 channel in the Lower-Middle Albian sediments (**Fig. A4.12**).

Finally, we can discuss the morphology of the dykes in term of dip and geometry. Because the dip of dykes is bimodal on the study area, i.e. vertical or 45-60°, the mode of hydraulic fracturing ranges from tensile fracture (mode I) to shear dilatancy failure (mode I/II). It seems that the dip of individual dykes does not depend on the lithology or buried of the host rock because inclined and vertical dykes are evidenced at the same stratigraphical level (**Figs. A4.10b & A4.10c**). At constant rock properties, a high differential stress ($\sigma_v - \sigma_h$) favors shearing whereas low differential stress favors tensile (Grauls, 1999). Therefore, the mode of fracturing in our study area depends only on the value of the horizontal compressive stress that is a function of the dyke orientation. Then, the dykes with a zigzag geometry were formed when the hydraulic fractures used two orthogonal fracture set orientations to propagate (Hoek, 1991; Jolly & Lonergan, 2002, Parize et al., 2007a). In the study area, these dykes propagated vertically or inclined and can locally turn parallel to the stratigraphy along discontinuities (**Fig. A4.10e**).

6.3. Sand injectites vs. depth and distance to the potential sand sources

Individual outcrops are approximately a few hundred meters long (La Beaume, Vieux-Bevons, Les Houlettes) and tens of meters thick (Vieux-Bevons, Le Puy). The dykes do not show any consistent thickening or thinning in a preferential direction at the scale of individual outcrops. However, some thickness variations can be established at the scale of the whole study area.

The turbidites sand bodies (C_1, C_2 and C_3) found in the study area are the expected sand sources for injectites. The E-W direction of the modern syncline is consistent with the E-W direction of the Vocontian confined valley during Cretaceous (Friès, 1987). Consequently, turbidite channels are mainly located in the present E-W Jabron syncline axis. Thicker dykes (meter to a few meters) have been found close to the syncline axis. They thin out away from the syncline axis, i.e. towards the north (**Fig. A4.14a**). Moreover, the thicker dykes and sedimentary laccoliths are also generally more frequent in the upper part of the sedimentary succession, as are the sills on La Beaume outcrop where thicken up on any vertical section (**Fig. A4.14b**). The thickness of sills/wings overall decreases away from the syncline axis (**Fig. A4.14a**). However, like for the dykes, the upward thinning of wings is not consistent likely because the thinning away from the feeder is compensated by the thickening towards the paleosurface (**Fig. A4.14c**).

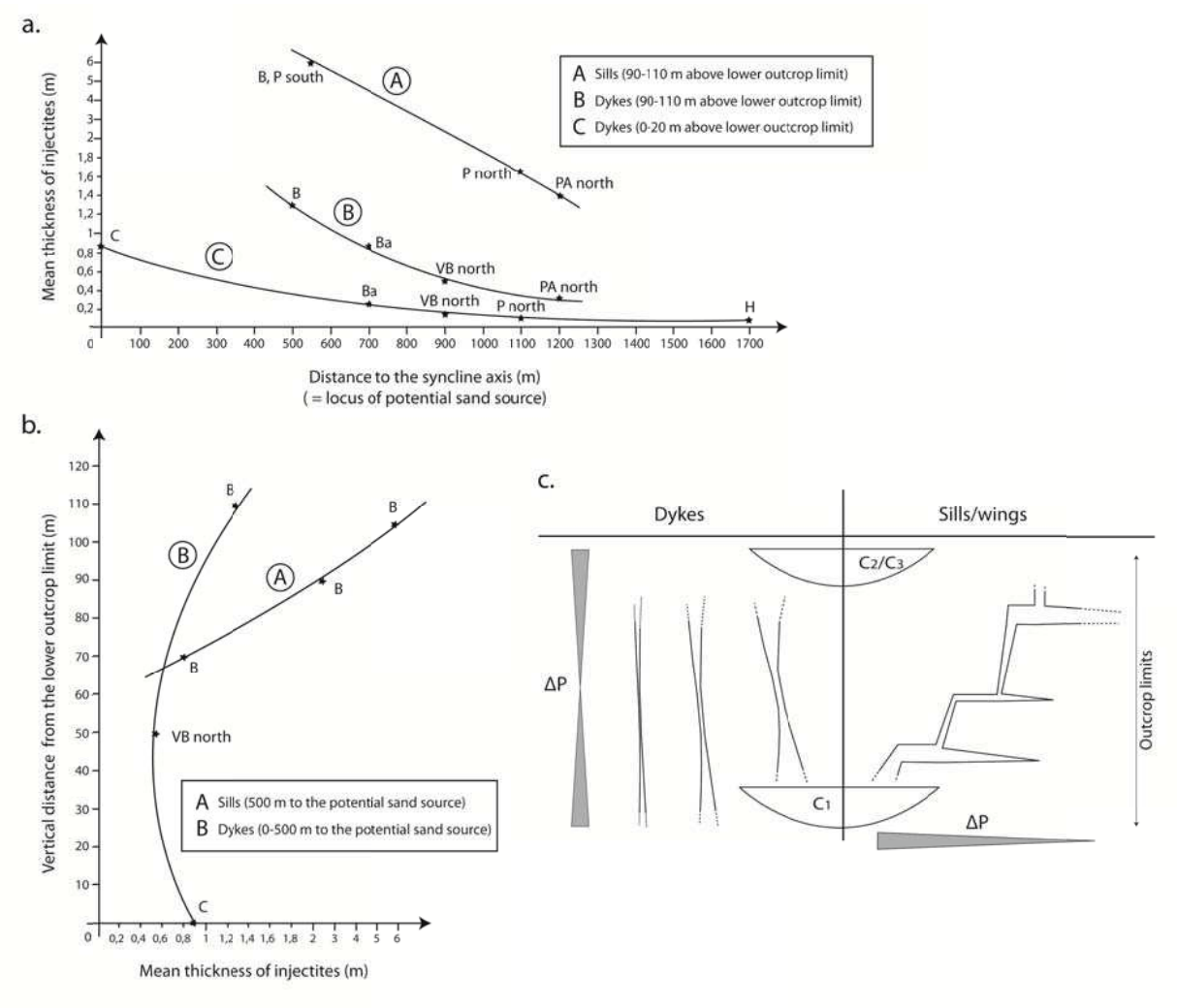


Fig. A4.14: Diagrams illustrating the thickness variations of injectites as a function of: a) the distance to the syncline axis (see figure A4.7) at constant vertical distance, and b) the vertical distance from the lower outcrop limit (see figure A4.7) at constant distance to the potential sand source. Note the non-regular vertical scale. c) Schematic cartoon illustrating the thickness variations of dykes and sills and wings on a section. The thickness is correlated with the varations of the differential of pressure ΔP (= $P_f - (\sigma_3 + T)$).

For the closure of injectites to occur, the fluid pressure in the sand has to decrease below the sum of the minimum stress and the tensile strength of the host rock ($P_f < \sigma_3 + T$). This can result from either a pressure drop or a tensile strength increase or a σ_3 increase. The pressure drop may be due to a number of reasons including the waning pressure in the sand source, the pervasive infiltration into the pore space of the host rocks (Hubbert & Willis, 1957), the frictional forces which depend on the fluid velocity and fluid viscosity, and the increases of the length of injectites. The tensile strength depends on the plasticity index and the rate of loading (Kim et al., 2012). Therefore, like for the minimum compressive stress σ_3, it depends on the depth, i.e. that the deeper the sediments, the higher the σ_3 and the tensile strength.

1- Considering σ_3 + T constant, the differential of pressure ($\Delta P = P_f - (\sigma_3 + T)$) depends on P_f: it means that ΔP_{max} occurs close to the sand source (Pf_{max}).

2- Considering T and P_f constant, the differential of pressure depends on σ_3: it means that ΔP_{max} occurs close to the surface (σ_{3min}) and along the minimum compressive stress at constant depth.

3- Considering $P_f + \sigma_3$ constant, the differential of pressure depends on T: it means that ΔP_{max} occurs close to the surface (T_{min}) and along discontinuities at constant depth.

Therefore, based on the field observations, we suggest that hydrofracturing occurs until $Pf < \sigma_3 + T$ and that the thickness of sills and dykes increase or decrease as a function of the differential of pressure, i.e. the higher the ΔP, the higher the sand injectites thickness.

6.4. Models of sand injection

Previous authors who worked on the sand injectites of the Vocontian Basin have all discussed the architecture of the injectites network and proposed a synthetic model of a downward and/or a lateral formation of these sand injectites (Rutten & Schonberger, 1957; Beaudoin & Friès, 1982; Beaudoin et al., 1985a,b; Parize, 1988; Huang, 1988; Parize & Friès, 2003; Parize et al., 2007a,b). Except in Huang's paper (Huang, 1988), the authors favor syn-depositional injection. They estimate that during the deposition of a high-density turbidity flow in the erosive channels, the mixture of sand and seawater penetrated in open preexisting fractures. They proposed that fractures were formed by gravity sliding perpendicular to the dip direction and parallel to the channel margins (Beaudoin & Friès, 1982; Beaudoin et al., 1985a; Friès, 1987; Parize, 1988). However, to explain the crack opening and the sand penetration creating the impressive sand injectites network in the Vocontian basin, they also suggested a role of the natural hydraulic fracturing induced by centrifugal forces in bends of turbidite channels (Beaudoin et al., 1985a; Parize et al., 2007a). The injectite network of the study area was also used in order to understand the early fracturing occurring in the shallow muddy sediments of deep-sea marine environments (Parize et al., 2007a) or in order to estimate the paleostress during sand injection (Huang, 1988). Based on a world screening of subsurface studies of sand injectites (Huuse et al., 2004; Jackson, 2007; Cartwright et al., 2008; Andresen et al., 2009) and outcrop descriptions of sand injectites (Truswell, 1972; Hiscott, 1979; Hubbard et al., 2007; Levi, 2006; Kane, 2010; Vétel and Cartwright, 2010; Monnier et al., *submitted*), we suggest a second hypothesis of injection in the study area: post-depositional injection from a buried sand body. In most sedimentary basins, sand injectites associated to sand turbidites usually propagate upward and/or laterally (e.g. Smyers & Peterson, 1971; Truswell, 1972; Hiscott, 1979; Hillier & Cosgrove, 2002; Huuse et al., 2004; Hubbard et al., 2007; Cartwright et al., 2008; Monnier et al., *submitted,* and numerous others), sometimes downward (e.g. Gottis, 1953; Parize, 1988; Huang, 1988; Scholz, 2009, 2010), and rarely in all directions (Philips & Alsop, 2000; Surlyk, 2001, 2007; Rowe et al., 2002; Ribeiro et Terrinha, 2007). As shown by Figure A4.7, at the time of intrusion (structure at the time of intrusion deduced from a low angle (< 10°) between dykes and host mudstone rock) all the dykes we can observe today were restricted to a depth range between the base of the upper C_3 channel and the base of the lower C_1 channel. It means that sand injectites developed from these potential sand sources, and then propagated from below and/or above. We propose possible models of sand injection propagation deduced only from the geometrical analysis of the sand injectites network: 1- Propagation in all directions by the process of subtrusive forced injection, and 2- Lateral and upward propagation by the process of forceful injection.

6.4.1. First model: propagation in all directions of the intrusions

We demonstrated that the sand intrusions of the study area formed actively and that the wings propagated upward, consequently the sand injectites cannot be interpreted as Neptunian dykes. In a glacial environment sand injectites are typically injected downwards (Jolly & Lonergan, 2002) and turn parallel to the bedding with depth beneath the ice sheet (Brunn & Talbot, 1986; Boulton & Caban, 1995). They are injected upwards at and beyond its margin (Rijsdijk et al., 1999). These injectites are formed by hydraulic fracturing as a result of the loading and drag forces induced beneath an ice sheet (Boulton & Caban, 1995). Downward intrusions typically penetrate from a few centimeters to a few tens of meters down on fields, but models suggested possible higher values (250-400 m) with a large potential gradient (Boulton & Caban, 1995). In the case of mass-transport deposits (MTDs) are composed of low porosity and permeability sediments, the same conditions are likely reached during its deposition on the seafloor. These sediments precluding fluid escape and increasing the fluid pressure below by instantaneous load (Jonk, 2010). Downward forced sand injection is also suggested to occur during the massive flux of sand in an erosive turbidite channel (Parize et al., 2007a). Because the dykes are partially intruded along pre-existing faults (**Fig. A4.11**), we propose a first model of the propagation of sand injectites in all directions formed by the process of subtrusive forced injection. It means that the sand - fluid mixture of a pressurized sand body is implosively sucked downward and/or upward within re-opened high-permeability faults or within vertical tensile fractures (Rowe et al., 2002; Scholz et al., 2009). Adapted to our field observations, this model implies that the subtrusive injectites are locally downward (some dykes) and mostly upward (some dykes and all wings) (**Fig. A4.15b**). The wings developed when the dykes turned parallel to the bedding because of sedimentological or mechanical heterogeneities (Parize et al., 2007a). Then, the overpressured fluids tend to propagate upward beyond the channel margin in direction of the surface, until the overpressure drop down below the fracture pressure and limits the fracture propagation (Vétel & Cartwright, 2010) (**Fig. A4.15b**). In this model the triggering mechanism of sand injection could be related to the uplift of the Durancian during Upper Albian – Lower Cenomanian.

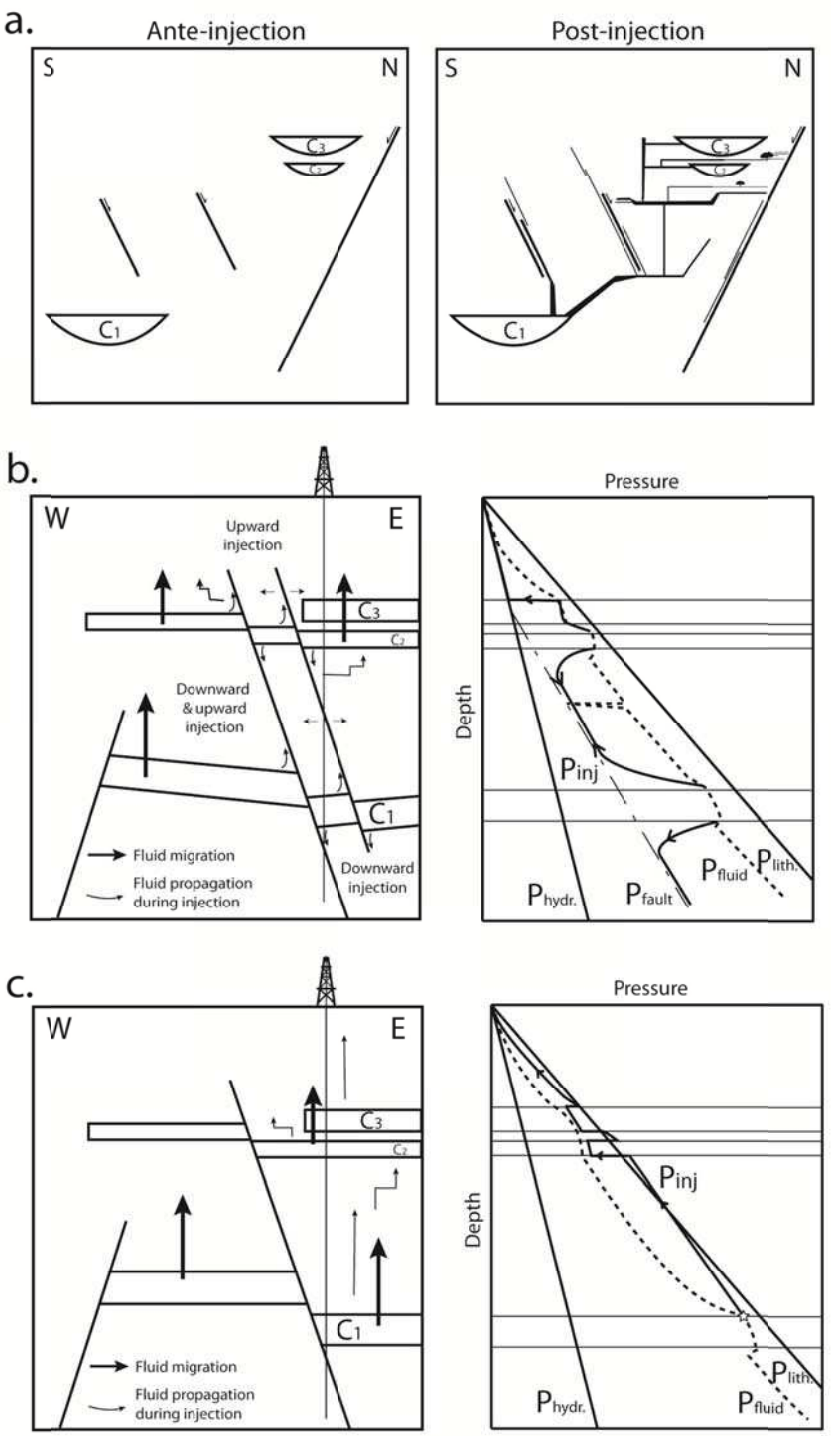


Fig. A4.15: Mode of propagation of the sand injectites studied. (a) The simplified structuration of the injectites network before injection and after injection. (b) Model of subtrusive forced injection that shows the possibility to induce simultaneously upward and downward injection along fault planes. (c) Model of forceful injection that shows the upward injection from an overpressured sand body. In this last case, the pore fluid pressure in the sand injectites can exceed lithostatic pressure during their ascension.

6.4.2. A second model: lateral and upward propagation of the intrusions

Most authors who worked on the Bevons outcrops suggested that sand injection occurred during the deposition of Upper Albian massive sand turbidites (C_2 and C_3) (Beaudoin et al., 1982; Friès, 1987; Parize, 1988). The interpretation was based on the lack of any lower sand source. Our own field observations revealed that a Lower-Middle Albian sand turbidite (C_1) lying close to the "clansayesian bundle", is also a potential sand source for sand injectites in the area. We found meter-scale dykes emanating upward from this sand turbidite channel (**Fig. A4.12**). Furthermore, no evidence of dykes penetrating a lower level has been found in the area (**Fig. A4.7**). We propose a second model of sand injectites that propagate upward and laterally from the sand source (**Fig. A4.15c**). We suggest that the sand injectites of Bevons could be the result of forceful injection from an overpressured sand body sealed by low-permeability lithologies. Once the fluid overpressure reaches the fracture pressure of the seal, hydraulic fractures can form at the top of the overpressured sand body and are subsequently filled by fluidized sand (Jonk, 2010). Overpressure can develop in an isolated sand body for many reasons including disequilibrium compaction, the rapid influx of deeper seated fluid or following a large earthquake (Jolly & Lonergan, 2002). During the upward propagation of the fractures, the fluid pressure contained in the sand-fluid mixture can reach the supralithostatic state to form sills and dykes simultaneously ($P_f > \sigma_1$) (Vigorito & Hurst, 2010). The hydraulic fracture propagates in direction of the water pressure gradient, i.e. generally towards the paleo-seafloor. In this model, the sand injectites of the study area propagated from the lower-middle Albian channel (C_1) towards the surface and they probably penetrated into the upper Albian channels (C_2 and C_3) increasing their pore fluid pressure (**Fig. A4.15a-c**). If the rapid influx of overpressured fluid in these channels increases their pore fluid pressure above the fracture pressure, a new set of hydraulic fractures is initiated and sand injection can be reactivated. Therefore, sand injection can be considered as the result of a chain of events (another trigger for injection) leading to a connection between sand-rich sequences at different stratigraphic levels.

7. Conclusion

The Aptian-Albian formation ("Blue Marls") of the Vocontian basin represents a field analogue for the architecture of sand injectite networks commonly encountered in deep-sea environments and associated to hydrocarbon reservoirs. In the study area, the sand injectites, dykes and sills/wings, range in thickness from a few mm to several meters. They propagated through a 110 m thick interval of the host rock (compacted value) and laterally 1000-2000 m away from their feeder sandbody or sandbodies. They are associated to large and massive, 100-200 m wide and tens of meters thick, sand turbidite channels (C_1, C_2, and C_3). Additionally, some meter to pluri-meter sedimentary laccoliths are also randomly distributed over the study area. The outcrop observations show that the morphology of the sand injectites in the marls is governed by the local *in situ* stress field, the preexisting faults, the lithology, the compaction, and the distance to the potential sand sources, as it is demonstrated in the following points:

1- Four sets of dykes are observed. Three of them correspond to faults. The fourth one, which is statistically the most abundant (N50°) does not correspond to any fault. It is thus interpreted to correspond to pure hydrofracture in a homogeneous isotropic host rock, and is therefore oriented perpendicular to σ_3. Because dykes are indicators of the paleostress, sand

injection of the study area likely happened during the Upper Albian – Lower Cenomanian, in response to the regional NW-SE extensional regime (σ_3) (durancian uplift).

2- The other three sets are all intruded along preexisting faults oriented N140-150° (set 2), N20-30° (set 3) and N90° (set 4). It means that $\sigma_h + T_h > \sigma_n + T_n$ during sand injection. Additionally, we observed that the sills or dykes which have an abrupt intersection with fault planes are blocked. Therefore, the fault planes can act either as a barrier or as a conduit for hydrofracture propagation. The anisotropy and discontinuities of the host rocks are partially responsible for the formation of the sills when $\sigma_h + T_h > \sigma_v + T_v$.

3- The mode of failure (mode I or I/II) of the dykes depends only on the value of the horizontal compressive stress σ_h, normal to the direction of dykes.

4- Field observations revealed that a Lower-Middle Albian sand turbidite (C_1) lying close to the "clansayesian bundle" on the one hand and Upper Albian sand turbidites (C_2 and C_3) on the other, are potential sand sources for sand injectites in the area.

5- The sills and dykes are thicker close to their potential sand sources and thin laterally out away from the syncline axis. The vertical thickness variations of the dykes and wings are more complex because thinning away from the potential sand sources is often compensated by thickening towards the paleosurface. The thickness of sills and dykes increase or decrease as a function of the differential of pressure, i.e. the higher the ΔP, the higher the sand injectites thickness.

The injectites of the Bevons area intruded Aptian-Albian marls in an interval of depth ranged from the depth of a Lower-Middle Albian channel (C_1) and the depth of Upper Albian channels (C_2 and C_3). The sand injectites originated either from C_1 or from C_2 and/or C_3. The injections can be possibly related to the episode of stretching (NW-SE) by the process of subtrusive forced injection or by the process of forceful injection from an overpressured sand body sealed by low-permeability lithologies. This study shows that sand injection can connect together sand-rich sequences at different stratigraphic levels, which is of high interest for petroleum exploration.

Bilan chapitre 4

Dans le précédent chapitre nous nous sommes attachés à caractériser des intrusions sableuses sur les données de sismique 3D mais les limites d'acquisition de la sismique ne permettent pas d'identifier les structures subverticales ou des objets trop petits (min. 10 m sur de la haute résolution). Par conséquent, pour mieux comprendre l'ensemble des procédés inhérents à l'intrusion de sable dans une roche hôte argileuse, il est fondamental de connaître la géométrie détaillée et les contraintes cinématiques à partir d'analogues de terrain appropriés. Nous avons donc choisi de caractériser un large réseau d'intrusions sableuses constitué de dykes et de sills/wings d'épaisseur centimétrique à pluri-métrique et de laccolithes sédimentaires d'épaisseur pluri-métrique à pluri-décamétrique, affleurant sur une zone d'environ 30 km^2 autour du village de Bevons, dans le sud-est de la France. Les sables sont injectés dans la formation des Marnes Bleues, constituée principalement de marnes pélagiques dont la monotonie est interrompue par des arrivées sableuses turbiditiques. Ces marnes apto-albiennes appartiennent au remplissage sédimentaire du bassin Vocontien. La zone d'étude est localisée au niveau de la pente sud de ce bassin à environ 20 km au nord de la plateforme carbonatée Provençale.

Les affleurements de Bevons sont discontinus; par conséquent, la géométrie initiale du réseau d'intrusions sableuses n'a pu être obtenue qu'à partir d'une étude géologique détaillée combinant la sédimentologie, la cartographie et la biostratigraphie. Ainsi, les principales observations et résultats sont :

1- Le réseau d'intrusions sableuses de Bevons est mis en place entre la base d'un chenal albien inférieur-moyen et la base d'un chenal albien supérieur sur une épaisseur de plus de 100 m. La partie inférieure de cet intervalle est dominée par les dykes et la partie supérieure est dominée par les sills/wings et les laccolithes sédimentaires. Les dykes sont d'épaisseur centimétrique à pluri-métrique et peuvent être suivis sur plus d'1,5 km de distance dans une même direction. Les sills/wings sont d'épaisseur décimétrique à pluri-métrique et peuvent être suivis sur plusieurs centaines de mètres dans un même intervalle stratigraphique.

2- De manière générale, les sills et les dykes s'amincissent en s'éloignant de leur source et s'épaississent en se rapprochant de la surface. Nous avons montré que ces variations d'épaisseur peuvent être liées à la valeur du $\Delta P = P_f - (\sigma_3 + T)$: plus le ΔP est grand et plus l'épaisseur de l'injectite le sera aussi. Avec ΔP le différentiel de pression, P_f la pression fluide, σ_3 la contrainte principale minimum et T la résistance à la traction de la roche-hôte.

3- L'architecture initiale du réseau a été largement guidée par les hétérogénéités de l'encaissant : les dykes se propagent préférentiellement le long de plans de faille préexistants et les sills, à plus faible profondeur, le long des plans de stratification des marnes. L'architecture du réseau semble donc largement guidée par les valeurs de la résistance à la traction T de la roche hôte.

4- Une famille directionnelle de dykes orientés NE-SW, non associée à des failles, prédomine dans la zone d'étude. Nous avons considéré que ces dykes se sont propagés perpendiculairement à la contrainte compressive minimum σ_3. Par conséquent, nous avons pu estimer les paléo-contraintes au moment de l'intrusion. Le résultat est cohérent avec le contexte extensif NW-SE de l'isthme durancien actif pendant la période albo-cénomanienne et principalement enregistré sur la plateforme Provençale (Gignoux, 1925).

La formation d'un large réseau d'injectites guidé par des mécanismes d'hydrofracturation est sans aucun doute issue de l'injection forcée de sable depuis les chenaux turbiditiques de la zone d'étude. Nous verrons dans le chapitre suivant que plusieurs indices nous permettent d'affirmer que la source de ces injectites correspond au chenal albien inférieur-moyen (C_1).

Finalement, les plus larges intrusions sableuses de Bevons ont des géométries et des dimensions très similaires aux intrusions identifiées sur les données sismiques. Par conséquent, à partir de cet analogue de terrain nous allons pouvoir mieux caractériser l'architecture des intrusions en assiette et des wings :

a) Les intrusions sableuses en assiette du bassin du Congo vs. les laccolites sédimentaires de Bevons

Dans le chapitre précédent, nous avons montré sur les données de sismique 3D que des intrusions sableuses coniques et en assiette, d'environ 20 à 80 m de hauteur, 50 à 300 m de diamètre, 10 à 20 m d'épaisseur et avec des flancs inclinés entre 25 et 50°, se propagent quelques dizaines de mètres au-dessus de la marge NW d'un lobe turbiditique miocène du bassin du Bas-Congo (**Fig. 4.4a**). Les limites de la résolution sismique ne nous ont pas permis de déterminer comment ces intrusions se connectent à leur source (intrusion en colonne ou dyke), ni de savoir si les branches de ces intrusions étaient constituées d'un ou de plusieurs dykes. Sur la base des observations de terrain, nous suggérons qu'à Bevons des injectites développent aussi une morphologie de type intrusion en assiette (**Fig. 4.4b**) :

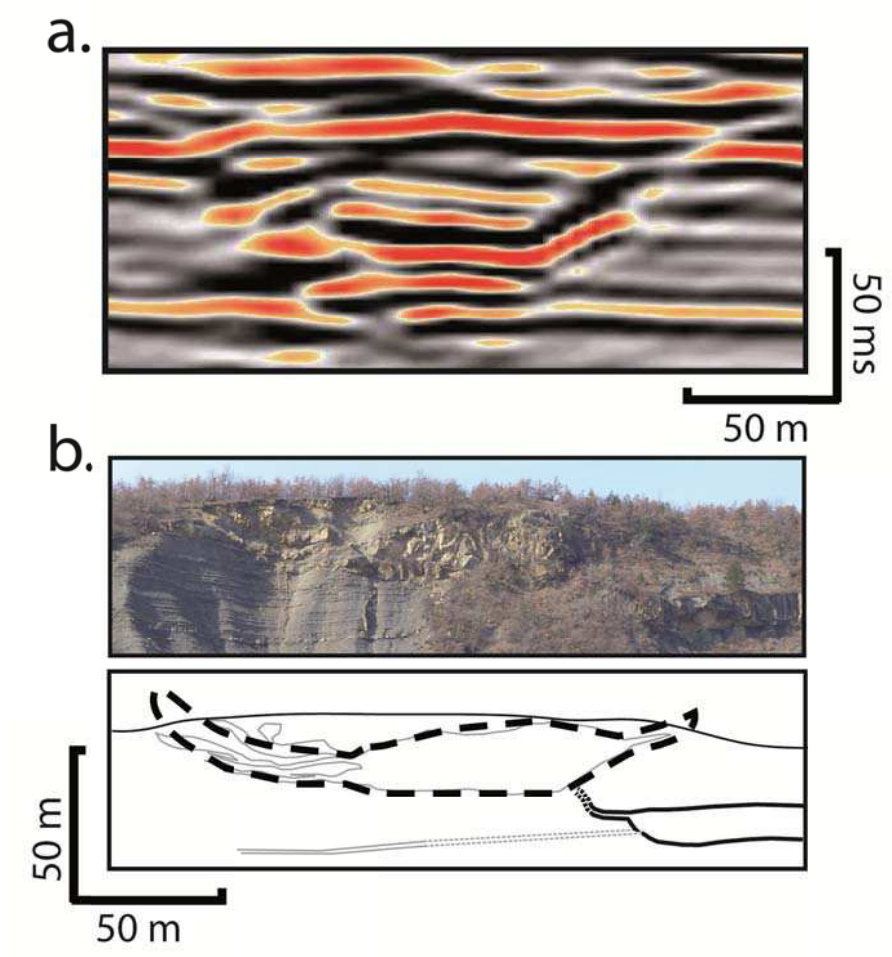


Fig. 4.4 : Intrusions sableuses en forme d'assiette identifiées (a) sur les données de sismique 3D du bassin du Bas-Congo (1 ms ≈ 1 m) et (b) sur les affleurements de Bevons, SE de la France. Noter le dyke qui semble « alimenter » l'intrusion sableuse dans la figure 4.4b.

Sur l'escarpement nord de la colline du Puy, un laccolite sédimentaire d'environ 20-30 m d'épaisseur et 80-100 m de diamètre a été identifié dans la partie sommitale du réseau d'injectites de Bevons (**Fig. 4.4b**). Un réseau dense de sills d'épaisseur métrique à pluri-métrique se propage depuis la marge est de ce laccolite, en remontant localement dans la stratigraphie sur une distance minimum de 30 m de hauteur et 80 m de longueur (limites d'affleurement). Les injectites qui se propagent depuis les marges d'un corps sableux sont nommées les wings (Huuse et al., 2004). L'inclinaison moyenne de ce réseau de wings est comprise entre 10 et 30° par rapport à la stratigraphie et l'épaisseur cumulée des intrusions sableuses et des interbancs argileux est d'environ 20 m. Sur la marge ouest de ce laccolite, ce n'est vraisemblablement qu'un dyke métrique incliné de 20° qui se propage dans les sédiments sus-jacents mais l'érosion ne permet pas de définir comment il se poursuit. Ce laccolite est de toute évidence nourri par un dyke métrique sub-vertical qui prolonge un sill de près de 10 m d'épaisseur (**Fig. 4.4b**). D'après notre caractérisation architecturale du réseau d'injectites de Bevons, ce sill fait partie d'un plus large complexe de wings.

Pris dans son ensemble, le laccolite et les wings qui s'en éloignent forment une structure de type intrusion en assiette, du même ordre de grandeur que les intrusions sableuses identifiées sur les données sismiques du bassin du Bas-Congo (**Fig. 4.4**). Par conséquent, nous pouvons suggérer que :

1- Les intrusions coniques et en assiette sont connectées à leur source par des dykes sub-verticaux. Les intrusions en colonne nourrissent vraisemblablement les volcans de sable mais elles n'ont jamais été mises en évidence à l'affleurement sous des intrusions en forme de cône ou d'assiette.

2- Les branches des intrusions en assiette et par extension, des intrusions coniques, peuvent être constituées par un réseau dense de wings (sills qui remontent progressivement dans la stratigraphie via des dykes faiblement inclinés) (**Fig. 4.5a**).

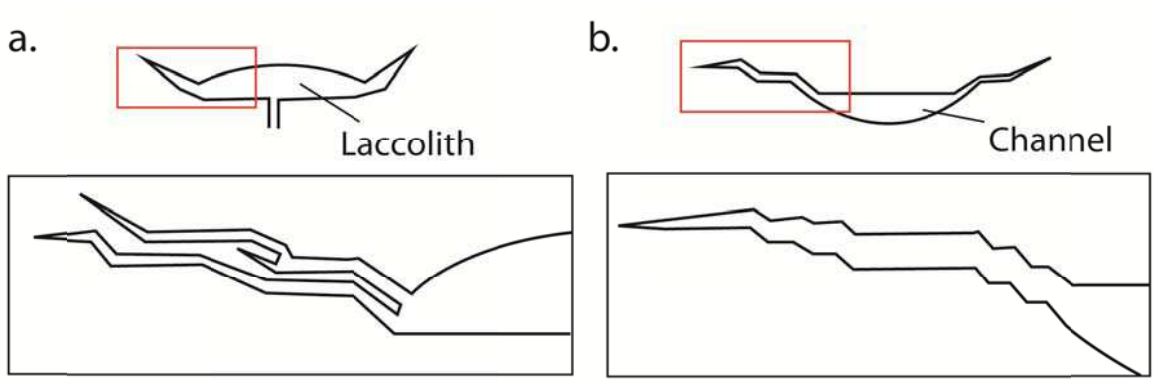


Fig. 4.5 : Schéma de synthèse, déduit des données d'affleurement, illustrant l'architecture (a) des wings se propageant depuis un laccolite et (b) des wings se propageant depuis les marges d'un chenal.

b) Les wings de Mer du Nord (Jackson, 2007; Jackson et al., 2011) vs. les wings de Bevons

Dans les deux premiers chapitres de ce mémoire, nous avons vu qu'il est fréquent d'observer sur les données sismiques de Mer du Nord, des réflexions sécantes vis-à-vis de la stratigraphie et connectées physiquement avec les marges d'un corps sableux dépositionnel (Huuse et al., 2004; Huuse et Molyneux, 2004; Jackson et al., 2011). Ces réflexions ont été interprétées comme des intrusions sableuses de type wing (Huuse et al., 2004). Jackson et al. (2011) ont caractérisé à partir de données géophysiques, la morphologie de ces wings selon 3 familles : (1) des dykes inclinés (typiquement < 10° mais jusqu'à plus de 20°), (2) des dykes inclinés se terminant par des sills au sommet, et (3) une série de sills qui en s'éloignant du complexe de chenaux passe à des niveaux supérieurs par l'intermédiaire de dykes, pour former finalement des sortes de marche d'escalier (**Fig. 4.6a**) (Jackson et al., 2011). Ces wings se propagent sur plus de 90 m de hauteur et jusqu'à plus d'1 km latéralement aux marges d'un chenal turbiditique.

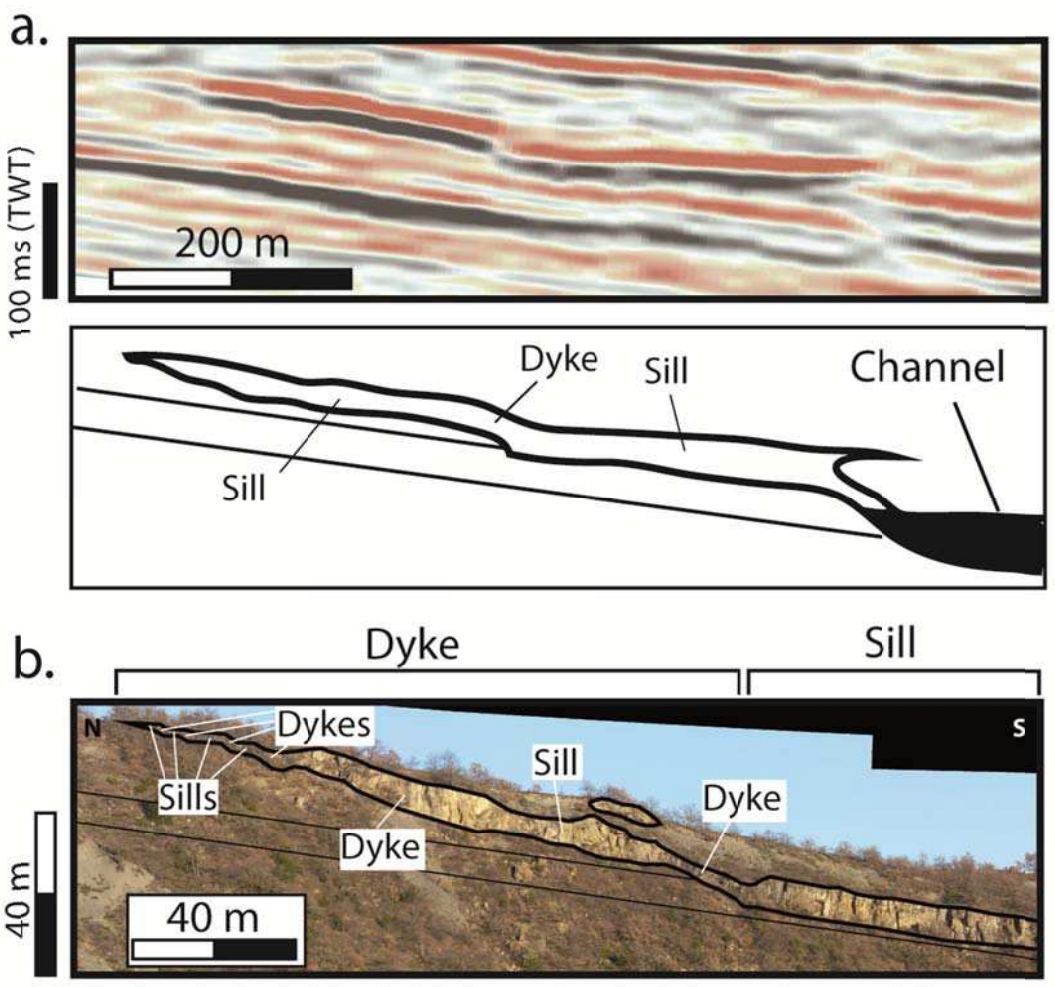


Fig. 4.6 : Wings se propageant depuis les marges de chenaux turbiditiques identifiés (a) sur les affleurements de Bevons, SE de la France et (b) sur les données sismiques de Mer du Nord (modifié de Jackson et al., 2011).

Sur l'escarpement ouest de la colline du Puy de Bevons, un wing d'épaisseur pluri-métrique (max 12 m) a été suivi sur environ 500 m de distance dans un intervalle argileux d'environ 30 m d'épaisseur (**Fig. 4.6b**). Dans le chapitre suivant, nous verrons que ce large wing se propage vraisemblablement sur une distance d'au moins 1 km depuis les marges du chenal albien inférieur-moyen (C_1) de la zone d'étude. Ce wing s'est donc propagé sur environ 100 m de hauteur. Sur la Figure 4.6a, on voit que ce wing est globalement constitué d'un sill qui se prolonge par un dyke incliné à environ 20° par rapport à la stratigraphie (**Fig. 4.6b**). Dans le détail, le dyke incliné est constitué de plusieurs sills et de plusieurs dykes de faible inclinaison et tend à s'amincir vers le nord.

En comparant les wings décrits par Jackson et al., (2007, 2011) sur les données de sismique 3D de Mer du Nord avec le wing identifié sur le flanc ouest de la colline du Puy de Bevons, il apparaît clairement que ces intrusions sont morphologiquement identiques. Par conséquent, nous pouvons suggérer que :

1- L'interprétation de Jackson et al. (2007, 2011) montre sur la sismique des wings se propageant depuis un complexe de chenaux turbiditiques, un processus que nous avons pu vérifier sur les affleurements de Bevons.

2- Les wings se propageant depuis les marges de chenaux turbiditiques sont probablement des « mono-intrusions sableuses » (= une seule injectite épaisse) de grande amplitude (sections d'environ 100 m) comme c'est le cas à Bevons. Les dykes faiblement inclinés qui constituent une partie de ces intrusions sableuses sont probablement des wings de plus petite amplitude (sections d'environ 5-40 m) (**Fig. 4.5b**).

D'après notre caractérisation architecturale, nous pouvons dire que la puissance du réseau d'injectites de Bevons a été largement sous-estimée, notamment car la majorité des affleurements sont localisés à plusieurs centaines de mètres latéralement de leur source de sable (injectites les moins épaisses) et que l'érosion et la végétation assez dense limitent la caractérisation de la partie sommitale de ce réseau. Nous avons montré que les plus larges intrusions de Bevons étaient morphologiquement similaires aux intrusions sableuses identifiées sur les données de sismique 3D du bassin du Bas-Congo et de Mer du Nord. Par conséquent, les intrusions sableuses du bassin Vocontien sont de très bons analogues pour améliorer notre compréhension des intrusions forcées de sable dans les sédiments marins argileux. Ainsi, les mécanismes d'hydrofracturation semblent guider la propagation des intrusions de Bevons, et nous avons choisi de discuter dans le chapitre suivant le sens de propagation des injectites de Bevons et leur dynamique. Définir précisément les sens de propagation d'un tel réseau d'injectites est fondamental pour comprendre les processus de mise en place des intrusions sableuses et le rôle des injectites sur la migration des fluides dans les bassins sédimentaires.

Chapitre V

Dynamique de propagation d'un réseau d'injectites et processus de mise en place. Exemple de Bevons, SE France

En-tête chapitre 5

A partir des données sismiques de haute qualité acquises dans le bassin du Bas-Congo, nous avons montré que dans l'histoire du bassin des fluides profonds (huile et/ou gaz) ont migré (verticalement) depuis des sources profondes puis ont été stockés dans des réservoirs miocènes (chenaux et lobes turbiditiques) à faible profondeur d'enfouissement (< 200 m) avant d'être littéralement expulsés jusqu'à la surface par le processus d'injection. Au vu des nombreuses cheminées d'expulsions de fluide identifiées sur la sismique au-dessus de ces objets, les intrusions sableuses coniques et en forme d'assiette résultants de cet évènement catastrophique d'échappement de fluide ont vraisemblablement continué à transporter les fluides longtemps après leur formation (pendant l'enfouissement) jusqu'à ce qu'elles soient totalement cimentées. La campagne de terrain menée à Bevons dans le bassin Vocontien (SE de la France), a montré qu'un réseau d'injectites était mis en place dans les marnes apto-albiennes du bassin entre la base du chenal turbiditique albien inférieur-moyen (C_1) et la base d'un chenal turbiditique albien supérieur (C_3). Ce large réseau d'injectites d'épaisseur centimétrique à pluri-métrique, qui s'étend sur plus d'1 km depuis la source de sable et traverse plus de 100 m de colonne sédimentaire, témoigne d'importantes circulations de fluides entre les chenaux albiens. Sur la base de l'interprétation d'injectites sur les données sismiques, ce réseau doit aussi probablement être le vecteur d'échappements de fluides après leur enfouissement tant que la diagenèse n'a pas cimenté totalement les injectites. Dans ce chapitre, nous allons tenter de caractériser le réseau de migration de fluides associé au système d'injectites de Bevons, et il s'agira notamment de déterminer :

1- la profondeur de la source au moment de l'injection ;
2- la direction et le sens de migration des fluides au cours de l'injection (vers le haut, vers le bas, latéralement ?) ;
3- si l'injection est un processus monophasé ou polyphasé ;
4- si la circulation de fluides associée à ce réseau est un processus instantané ou plus pérenne à l'échelle géologique (rôle de la diagenèse ?) ;
5- si cette étape de migration de fluides est un phénomène isolé dans le bassin ou si elle témoigne d'un contexte particulier lié à un évènement sédimentaire et/ou tectonique de grande ampleur.

Dans le précédent chapitre nous nous sommes uniquement focalisés sur la caractérisation géométrique du réseau d'injectites de Bevons, et nous avons émis des hypothèses sur les processus d'intrusion à l'origine de la formation d'un tel réseau. De toute évidence, la relation entre l'architecture du réseau d'injectites et les mécanismes d'hydrofracturation indique qu'il s'agit vraisemblablement d'intrusions sableuses actives, formées soit par le processus d'injection forcée pure (injection vers le haut et/ou latéralement) soit par le processus d'injection forcée subtrusive (injection possible dans toutes les directions) (cf. chapitre 1). Dans ce nouveau chapitre nous nous intéresserons à toutes les caractéristiques et méthodes susceptibles de nous renseigner sur les chemins de migration des fluides, notamment par le biais de l'analyse des figures d'écoulement internes et externes aux injectites, couplée à des analyses pétrographiques et géomagnétiques permettant de déterminer l'origine des fluides (cathodoluminescence) et la direction de l'écoulement (anisotropie de susceptibilité magnétique, méthode des intercepts, granulométrie).

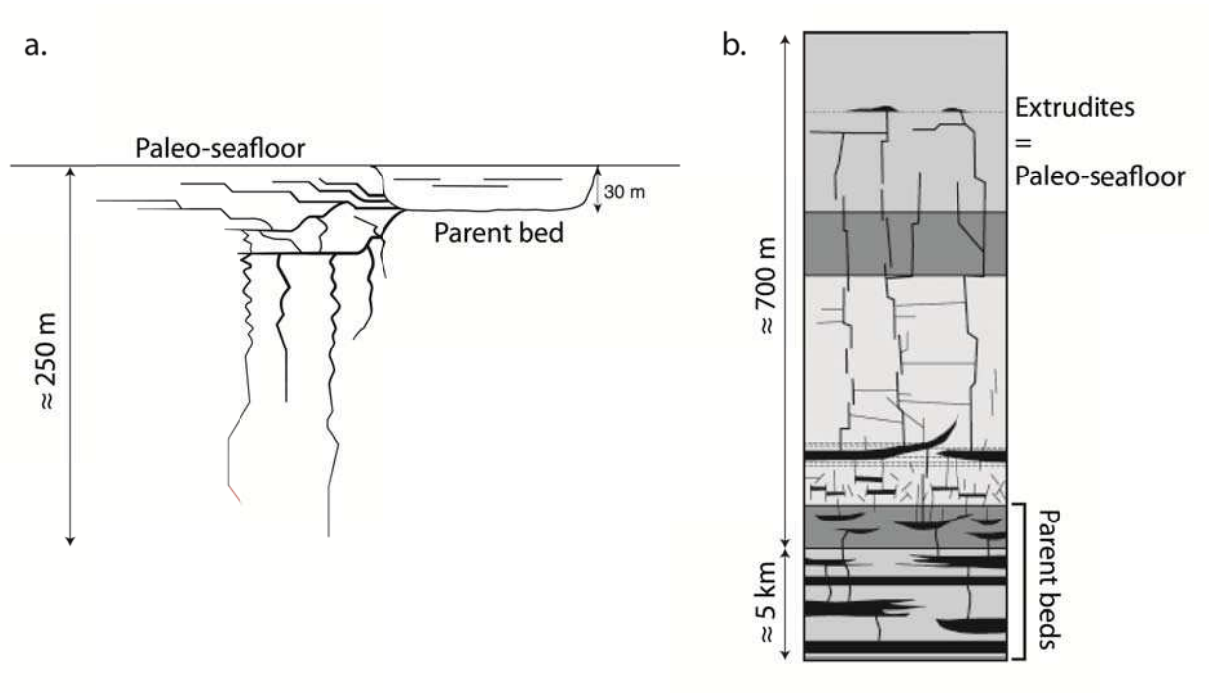


Fig. 5.1 : Modèle schématique de réseaux d'injectites associées à des chenaux turbiditiques. (a) modèle de Parize et Friès (2003) proposé à partir des affleurements de Bevons, SE de la France (b) modèle de Vétel et Cartwright (2010), modifié de Vigorito et Hurst (2008), proposé à partir des affleurements des collines du Panoche, Californie.

Définir le sens de propagation du réseau d'injectites de Bevons est aussi fondamental afin de vérifier si des larges réseaux d'injectites ont pu se développer sous les chenaux turbiditiques après leur enfouissement (Svendsen et al., 2010) ou au moment du remplissage sédimentaire des chenaux (Rutten et Schonberger, 1957; Beaudoin et Friès, 1982; Parize, 1988; Parize et Friès, 2003) (**Fig. 5.1a**). Ce type de modèle contraste radicalement avec les concepts acquis depuis des dizaines d'années, qui suggèrent plutôt que l'injection massive de sable depuis des corps sableux turbiditiques se fait principalement vers le haut ou latéralement (Newsom, 1903; Peterson, 1968; Winslow, 1983; Hurst et al., 2003a; Huuse et al., 2004; Cartwright et al., 2008) (**Fig. 5.1b**), suivant le gradient de pression lithostatique qui, de manière générale, diminue vers le haut (Jolly et Lonergan, 2002). Selon le sens de propagation des injectites, les processus d'initiation de l'injection diffèrent considérablement (profondeur de la source, taux de surpression, mécanisme déclencheur…). Pour déterminer le sens de propagation des injectites, et donc de la fracturation hydraulique, nous chercherons à définir des marqueurs structuraux (structures plumeuses, interactions avec l'encaissant, interactions entre injectites). Finalement, définir précisément le sens de propagation du réseau d'injectites (fractures hydrauliques + flux sédimentaire) est fondamental pour mieux comprendre le rôle des injectites sur la migration des fluides dans les bassins sédimentaires et les processus de mise en place des intrusions sableuses.

Ce chapitre est rédigé sous la forme d'un article scientifique qui sera soumis prochainement.

Réseau d'intrusions sableuses du bassin Vocontien, Bevons, SE France : Direction de propagation & Modèle génétique

Damien Monnier [1,2*], Aurélien Gay [1], Patrice Imbert [2], Roger Soliva [1] & Michel Lopez [1]

[1] Géosciences Montpellier, University of Montpellier 2, France
[2] TOTAL S.A., CSTJF, Pau, France
* Corresponding author: damien-monnier@hotmail.fr, Phone: + 33 (0) 4 67 14 36 41;

Mots-clés: Intrusions sableuses, Turbidites, Structures plumeuses, Ecoulement, Méthode des intercepts, AMS, Processus d'injection, Bassin Vocontien.

Résumé

La formation des « Marnes Bleues » du bassin Vocontien correspond à une épaisse succession apto-albienne de sédiments pélagiques, dans laquelle s'intercalent des chenaux turbiditiques sableux de largeur hectométrique. Depuis ces chenaux, de larges réseaux d'intrusions sableuses se propagent sur des dizaines à centaines de mètres, dans les sédiments argileux environnants. Trois familles d'injectites ont été identifiées sur le flanc nord du synclinal de Bevons : (i) les sills/wings ; (ii) les dykes ; et (iii) les laccolites sédimentaires. Les marqueurs ponctuels de propagation des injectites, tels que les structures plumeuses (fracture hydraulique) et les figures d'écoulement (flux de la mixture sable-fluide), ont montré que les sills se sont propagés vers le N-NW et les dykes se sont propagés principalement latéralement. Les wings, les laccolites sédimentaires, les variations granulométriques, la diagenèse issue de la circulation des fluides de formation des injectites et les interactions entre les dykes et sills, indiquent une composante de propagation secondaire verticale et vers le haut. Une étude détaillée de terrain, comprenant une cartographie minutieuse de la zone d'étude et la levée de logs sédimentaires systématique, montre que la source potentielle du sable est un chenal turbiditique de l'Albien inférieur-moyen, situé au sud de la zone d'étude. Ce réseau d'injectites est le produit de la remobilisation post-dépositionnelle des sédiments et de l'injection du sable dans les marnes environnantes. Par conséquent, sur la base du contexte sédimentaire et structurale de la zone d'étude, nous suggérons que la pression fluide dans la porosité du chenal a augmenté par déséquilibre de compaction après la compartimentalisation du chenal par des failles à faible rejet et au cours d'une période d'accélération du taux de sédimentation. Il a probablement atteint la pression de fracturation de l'encaissant suite à l'apport important de fluides profonds relatif au jeu des failles syn-sédimentaires de la zone. La première conséquence est une intrusion de sills qui témoignent d'une première phase d'injection précoce lors de l'enfouissement du chenal. La relation génétique et morphologique entre les sills et les dykes montre que ces derniers se sont mis en place lors d'une seconde phase d'injection et que leur propagation verticale a été globalement limitée par les sills. Cette dernière phase d'injection s'est produite alors que le chenal source était enfoui à approximativement 300-600 m de profondeur, i.e. entre la fin de l'Albien supérieur et le début du Cénomanien. Finalement, le réseau d'injectites de Bevons est un très bon analogue aux systèmes pétroliers modifiés par la remobilisation du sable.

1. Introduction

Les intrusions sableuses, aussi appelées « injectites », sont décrites depuis près de 200 ans dans de nombreux environnements de dépôts (Strangway, 1821; Murchinson, 1827; Jolly & Lonergan, 2002). Les injectites se forment le plus souvent à la suite de la mise en surpression d'un corps sableux (Hiscott, 1979; Huuse et al., 2004; Andresen et al., 2009; Kane, 2010; Vigorito et Hurst, 2010), parfois en association avec le rejeu de failles tectoniques (Vitanage, 1954; Harms, 1965; Rowe et al., 2002; Wall & Jenkyns, 2004; Ribeiro & Terrinha, 2007; Scholz et al., 2009, 2010), et rarement pendant le dépôt d'un sable (Richter, 1966; Mallarino, 2002; Črne & al., 2007). Les injectites rencontrées dans le bassin Vocontien du Sud-Est de la France ont été reconnues d'abord près de Serre-Chaitieu (Rutten & Schonberger, 1957), puis aux environs de Rosans, Nyons et Bevons (Beaudoin et al., 1982; Beaudoin et al., 1985a-b; Friès, 1987; Parize, 1988; Parize & Friès, 2003; Parize et al., 2007a,b) (**Fig. A5.1**). Ces intrusions sableuses se sont mises en place dans la formation des marnes bleues du bassin Vocontien du Sud-Est de la France et sont associées à des chenaux turbiditiques massifs (Beaudoin et Friès, 1982). Le réseau d'injectites de Bevons est caractérisé par des dykes d'épaisseur centimétrique à pluri-métrique intrudés dans plus de 100 m de colonne sédimentaire et des sills d'épaisseur métrique à pluri-métrique qui se sont propagés sur plusieurs centaines de mètres. Les dimensions de ce système en font un possible analogue aux systèmes d'injectites reconnues dans l'enregistrement sismique (Løseth *et al.* 2003; Huuse *et al.* 2004; Huuse & Mickelson 2004; Jackson 2007; Monnier et al., soumis). Une première étude a permis de mieux définir l'architecture du réseau et de le replacer à la fois spatialement et stratigraphiquement grâce à des levés systématiques de logs sédimentologiques et une cartographie très précise (cf. chapitre 4). Les résultats ont permis de proposer deux modèles : 1- l'injection forcée de sédiments depuis une source profonde en surpression, et 2- l'injection forcée subtrusive de sédiments.

Dans le but de déterminer lequel de ces processus est à l'origine des intrusions sableuses de Bevons, les marqueurs ponctuels de direction de propagation des injectites ont été étudiés dans le détail dans cet article. Ces marqueurs de directions incluent les structures de propagation de la fracturation (plumoses), les figures d'écoulement de la mixture sable-fluide pénétrant ces fractures (flûtes marks, groove marks, laminations) et les informations données par le milieu granulaire (imbrications des grains et variations de granulométrie). Ces marqueurs de propagation et/ou d'écoulement ont déjà été utilisés pour caractériser des sites d'injectites fossiles (Allen, 1984; Surlyk et Noe-Nygaard, 2001; Hillier et Cosgrove, 2002; Levi et al., 2006a; Hubbard et al., 2007; Vétel et Cartwright, 2008; Scott et al., 2009; Kane, 2010; Hurst et al., 2011), mais la particularité de Bevons est qu'ils sont tous présents sur ce site. Nous avons pu ainsi combiner les mesures directes de figures sédimentaires, la méthode des intercepts sur l'orientation des grains, l'anisotropie de susceptibilité magnétique et l'analyse pétrographique macroscopique et en lames minces. L'analyse pétrographique des injectites sera complétée par de la microscopie à cathodoluminescence qui permettra de déterminer les différentes phases diagenétiques subies par les injectites depuis leur formation. Celles-ci témoignent de l'histoire de circulation de fluides au travers des injectites depuis leur formation. Nous discuterons ensuite de la genèse des injectites de Bevons, depuis la remobilisation jusqu'à l'injection du sable.

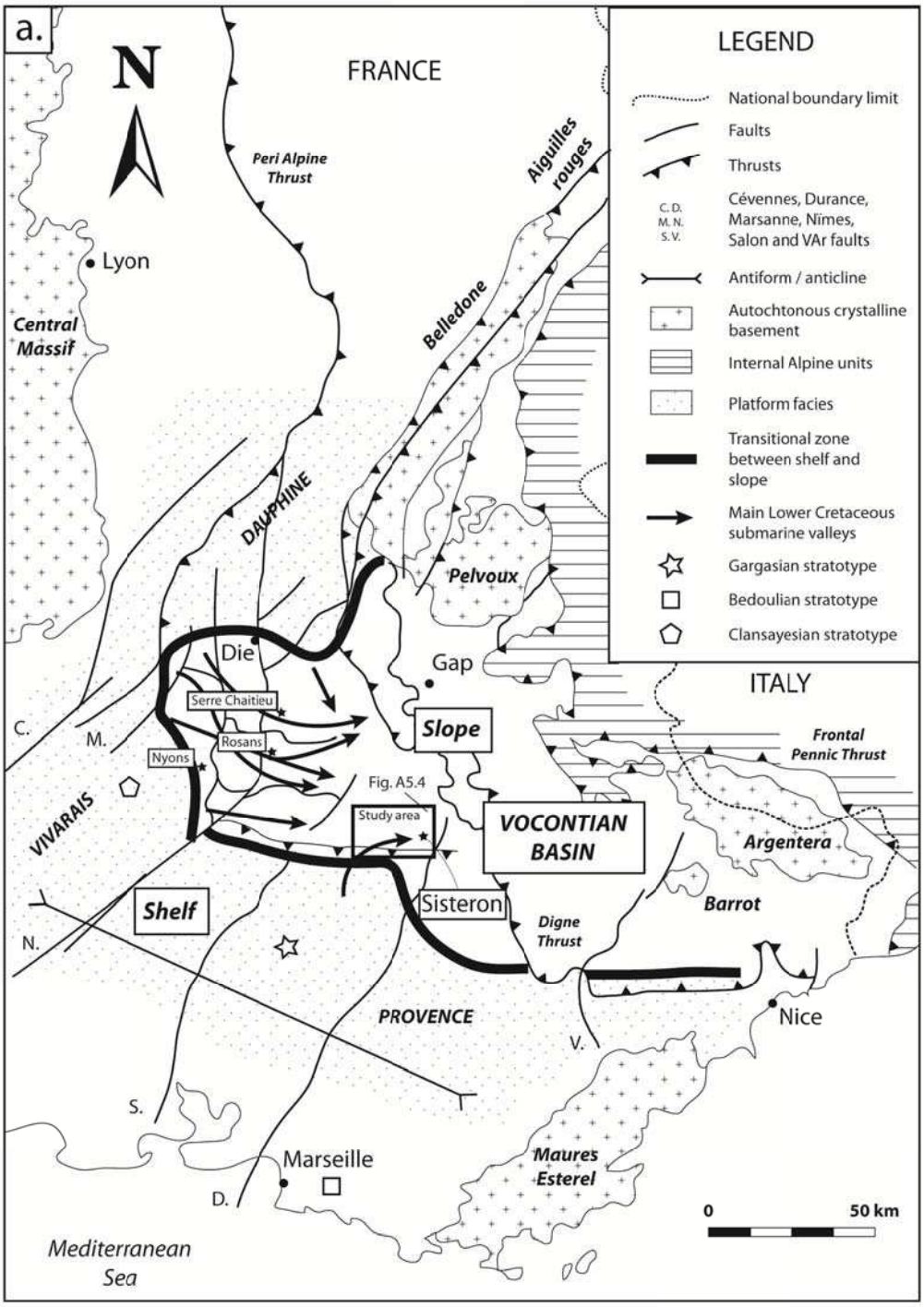


Fig. A5.1 : Contexte paléogéographique du bassin Vocontien d'après Friès et Parize (2003). La zone d'étude (Bevons, proche de Sisteron), ainsi que d'autres affleurements à injections sableuses du bassin (Serre-Chaitieu, Rosans et Nyons) sont localisés sur cette carte.

2. Contexte géologique

Après la période d'orogénèse hercynienne jusqu'à la fin du Paléozoïque, la Téthys s'ouvre d'est en ouest, séparant le Gondwana au Sud de la Laurasia au Nord (Stampfli, 2000). Pendant cette période d'ouvertures océaniques, les bassins Parisien, Aquitanien et du Sud-Est

de la France se forment. Le bassin du Sud-Est correspond à la paléo-marge passive de la Téthys Alpine (Océan Alpin). Cette paléo-marge est subdivisée en trois domaines : la plate-forme continentale Dauphinoise au NW, les zones de hauts fonds Briançonnais en pied de marge au sud, et les domaines marins Piémontais à l'est. A la fin du Jurassique, l'Océan Alpin atteint son maximum d'extension alors que la Téthys a continué à progresser vers l'ouest (Stampfli, 2000). Dans la plate-forme Dauphinoise, des zones plus subsidentes s'individualisent, tel que le bassin Vocontien (ou « fosse Vocontienne ») (Debrand-Passard, 1984). La zone d'étude (Bevons), ainsi que d'autres sites à injectites (Nyons, Rosans et Serre-Chaitieu), sont localisés dans le domaine de pente ou profond de ce bassin, bordé par le plateau du Vivarais au nord-ouest, la plate-forme Provence au sud et la plate-forme du Vercors au nord (**Fig. A5.1**). Au Crétacé inférieur, le début de l'ouverture de l'Atlantique Nord commence par l'ouverture du Golfe de Gascogne et la rotation associée de la plaque Ibérique (Debrand-Passard et al., 1984). En résulte, dans la zone d'étude, des accidents syn-sédimentaires en majorité décrochants (N25° senestre et N160° dextre) (Souquet, 1978 ; Beaudoin et al., 1986 ; Maillart et al., 1987). Ces mouvements décrochant ont été attribués à un décrochement senestre profond de direction N040° (Beaudoin et al., 1986 ; Joseph et al., 1987, Friès, 1987). Il est à noter que certains dispositifs considérés d'origine tectonique (plis ou failles), peuvent toutefois résulter d'un effet de compaction des marnes (Beaudoin et al., 1986 ; Joseph et al., 1986). A partir de l'Albo-Cénomanien, la plateforme est soumise à une phase de déformation connue sous le nom de bombement durancien (Gignoux, 1925) induisant des antiformes d'axes E-W sur la plateforme Provençale. Ce bombement s'explique par un régime en extension NW-SE qui a induit un bombement thermique (Philip et al., 1987; Chorowicz et Mekarnia, 1992). Au Santonien, la phase tectonique « pyrénéenne » débute et provoque une inversion tectonique et la fermeture du bassin jusqu'au début de l'Oligocène (Baudrimont et Dubois, 1977; Roure et al, 1994). Cette convergence se traduit par des chevauchements N090°E (Mt Ventoux-Lure, Lubéron, Alpilles, La Lance) (**Fig. A5.1**) (Roure et al., 1994), et les failles préexistantes rejouent en inverse (Montenat et al., 2004).

Le « rifting » Jurassique inférieur lié à l'ouverture de la Téthys Alpine, est caractérisé dans la zone d'étude par des dépôts syn-rift calcaires et marno-calcaires. Au Jurassique moyen et supérieur, il s'agit d'abord de faciès plus marneux (Terres-noires du Callovien et Oxfordien) qui passent progressivement à une alternance marno-calcaire (alternance Argovienne à l'oxfordien supérieur et Kimmeridgien) puis à des calcaires massifs (Thitonique). Au début du Crétacé, la subsidence tectonique généralisée de la marge engendre un approfondissement des faciès sédimentaires avec le dépôt de sédiments marno-calcaires et de marnes (Gay et al., 1984), alors que dès le Barrémien deux zones se distinguent : les plates-formes « Urgoniennes » faites de calcaire récifal massif et la « fosse vocontienne » formée d'une puissante barre calcaire et d'une alternance de bancs calcaréo-marneux. L'Aptien est le début d'une sédimentation marneuse ou marno-calcaire (« Marnes bleues ») qui se poursuivra jusque pendant l'Albien, même si au Clansayésien (Aptien supérieur) des dépôts carbonatés réapparaissent sur les marges du bassin Vocontien (Debrand-Passard, 1984). Dans la zone d'étude, la formation des marnes bleues débute par une épaisse succession de sédiments pélagiques marneux intercalés de slumps argileux, puis se poursuit par l'alternance de bancs calcaires décimétriques et de marnes à partir de l'Albien. L'Albien moyen-supérieur est remarquable pour ses corps sableux massifs qui remplissent des chenaux érosifs de 100 à 300 m de large et 20 à 40 m de profondeur (Parize et Friès, 2003, Friès et Parize, 2003). La série de l'Apto-Albien a ensuite été recouverte par une épaisse série marneuse (250 à 900 m) cénomanienne, où s'intercalent progressivement des bancs calcaires de plus en plus serrés (Gay et al., 1984; Friès, 1987). Le taux de sédimentation connaît une brutale accélération à la base du Cénomanien, passant de 40 m/Ma entre l'Aptien et l'Albien sup. à plus de 165 m/Ma entre l'Albien sup. et le Turonien (Friès, 1987).

3. Les injectites de Bevons

Parmi quelques sites apto-albiens à intrusions sableuses que l'on peut trouver dans le bassin Vocontien, celui de Bevons fait partit des plus exceptionnels de par sa superficie et la qualité des affleurements qui permettent d'identifiés de larges réseaux injectés (Parize et Friès, 2003). Sont ainsi exposés dans des alternances marno-calcaire dite de la formation des « Marnes-Bleues », des dykes d'épaisseur millimétrique à pluri-métrique, des sills/wings d'ordre métrique et pouvant atteindre près de 12 m d'épaisseur, ainsi que des laccolites sédimentaires de plusieurs mètres à dizaines de mètres d'épaisseur (cf. chapitre 4)). Les injectites de Bevons sont composées essentiellement de grains de quartz sub-anguleux (90%) compris entre 0,1 et 0,2 mm, de quelques grains de glauconie détritique (5%) et de minéraux secondaires (5%) tels que des grains de calcite, des feldspaths ou encore des micas. La porosité est nulle à cause d'un ciment principalement calcitique. Quelques clastes argilo-carbonatés millimétriques à pluri-centimétriques et issus de l'encaissant peuvent à certains endroits être incorporés dans les injectites.

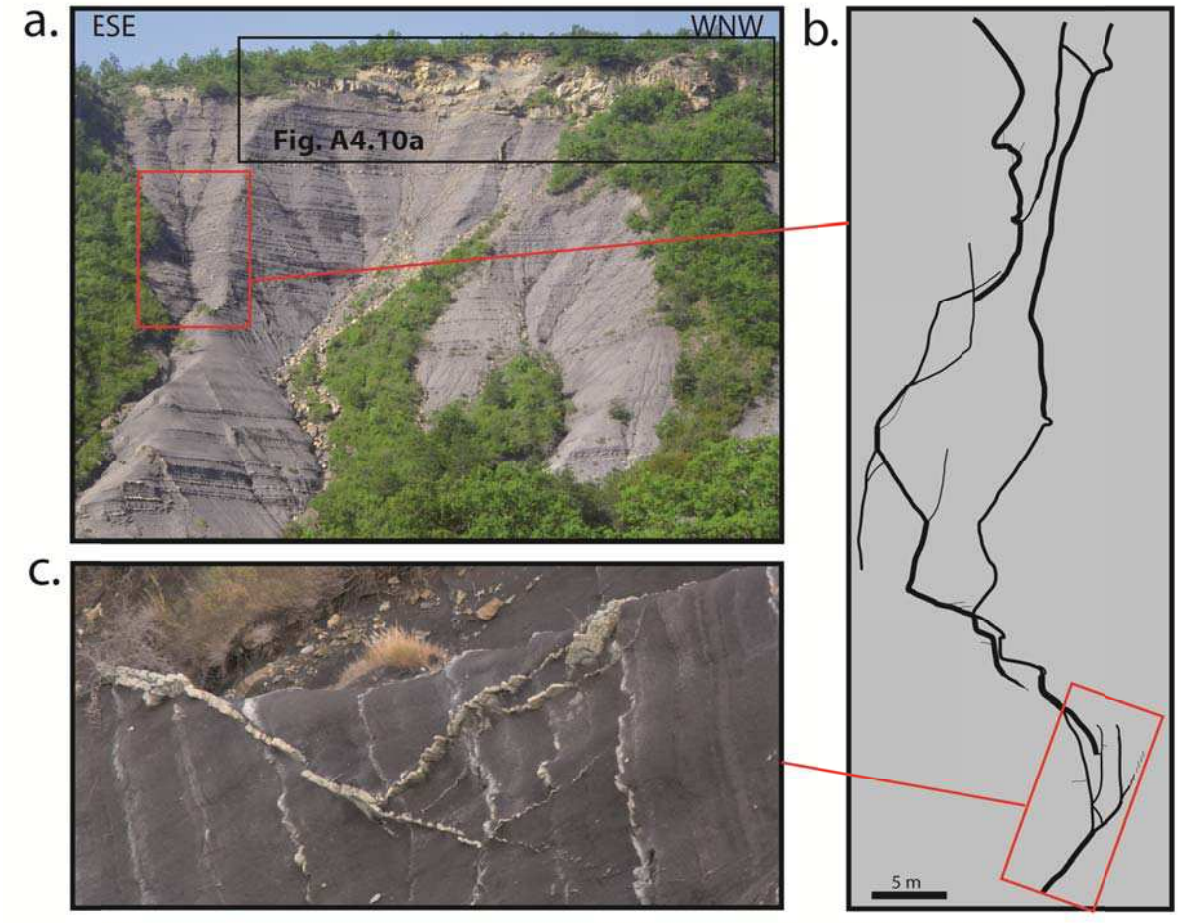


Fig. A5.2 : Réseau « anastomosé » de dykes au niveau de l'escarpement Nord de la colline du Puy, modifié de G. Martin (non publié) (Fig. A5.4 pour la localisation). (a) schéma synthétique du réseau de dykes depuis l'Albien moyen jusqu'à l'Albien supérieur. (b) photo d'affleurement d'une partie de ce réseau de dykes.

3.1. Les dykes de Bevons

Les dykes sont sans aucun doute les intrusions sableuses les plus facilement identifiables à l'affleurement. Dans la zone d'étude, ce type d'injectites recoupe de manière nette l'encaissant argileux avec un fort angle d'inclinaison compris entre 45-60° ou 80-90° sur des distances atteignant plusieurs centaines de mètres de longueur et 110 m de hauteur (cf. chapitre 4). La profondeur de pénétration des dykes est ici sous-estimée du fait de la compaction tardive d'un encaissant non totalement compacté au moment de la mise en place des injectites. La compaction post-injection de l'encaissant peut être déterminée en « décompactant » les dykes qui subissent cette même compaction par plissement, micro-plissement ou cisaillement (Parize et al., 2007a). Le plissement des dykes n'est pas uniquement lié à la compaction de l'encaissant car peut être issu de leur sinuosité originelle (Gottis, 1953; Kane, 2010). Les dykes peuvent aussi être très droits ou avoir des trajectoires en zig-zag (**Fig. A4.10d-e**) sans aucune évidence de recoupement de segments individuels. Ils sont très souvent anastomosés/ramifiés et s'amincissent dans la direction de propagation dans la plupart des cas d'injectites connus (Jonk et al., 2003). Les bifurcations de dykes de Bevons sont plus importantes à proximité des failles et se font aussi bien vers le haut que vers le bas sur les affleurements verticaux (**Fig. A5.2**). Les bifurcations latérales de dykes ont été plus rarement identifiées (Figure 9 dans Parize et Friès, 2003), à cause du manque d'affleurements propices à leur identification. L'épaisseur des dykes est maximum à proximité de leur source et de la surface (cf. chapitre 4). Enfin, les dykes de Bevons se regroupent selon quatre familles directionnelles principales : N50-60° (set 1), N140-150° (set 2), N20-30° (set 3) et N80-90° (set 4) dans l'ordre de leur fréquence à l'affleurement (cf. chapitre 4). Les trois dernières familles sont intimement liées à des réseaux de failles syn-sédimentaires préexistantes auprès desquelles la densité de dykes est beaucoup plus importante (**Fig. A4.11**) (cf. chapitre 4).

3.2. Les sills de Bevons

A cause de l'analogie de composition, de morphologie et de relation avec l'encaissant sédimentaire, les sills peuvent être interprétés comme des chenaux turbiditiques sableux que ce soit à l'affleurement ou bien en carotte. Bien que les sills et les chenaux de Bevons soient tous deux très homogènes et non granoclassés, il existe des critères pour les différencier : (i) les chenaux turbiditiques du bassin Vocontien sont très massifs mais des rides et des laminations planaires, parfois *convolutées,* ont été identifiées à leur sommet (Parize et al., 2007b) et des bioturbations ou des figures d'érosion sont visibles à la base ; et (ii) les sills sont différenciés des corps sableux dépositionnels grâce aux possibles sauts stratigraphiques abrupts dans l'encaissant (Waterson, 1950), aux fréquents changements latéraux d'épaisseur (Surlyk et Noe-Nygaard, 2001), à la marge supérieure qui peut éroder l'encaissant (Vigorito et al., 2008), ainsi que leur association commune avec les dykes (Hiscott, 1979 ; Parize et Friès, 2003). Les sauts stratigraphiques sont appelés des « Wing », qui se propagent depuis les marges d'un corps sableux (Huuse et al., 2004). Les sills et wings de Bevons sont présents sur un intervalle d'une cinquantaine de mètres dans la partie sommitale de la série apto-albienne affleurant et s'étendent sur plusieurs centaines de mètres, alors qu'ils tendent à s'amincir en s'éloignant de leur source et s'épaissir vers la surface (**Fig. A4.9**) (cf. chapitre 4).

3.3. Les laccolites sédimentaires

Associés aux dykes et sills de la zone d'étude, des laccolites sédimentaires sont cartographiés sur divers affleurements dans l'intervalle à sills (**Fig. A4.6**). Ce sont de grosses lentilles de quelques mètres à plusieurs dizaines de mètres, à surface inférieure plane et surface supérieure convexe vers le haut. Le bombement des séries sus-jacentes propre aux laccolites n'est cependant pas visible à cause de l'érosion actuelle des sédiments. Les bordures de ces intrusions sableuses peuvent être bombées ou bien très droites laissant apparaître de véritables murs à l'affleurement. On trouve systématiquement un ou plusieurs dykes connectés à leur base et parfois des wings qui se propagent depuis les flancs (cf. chapitre 4). Tout comme les sills, les laccolites peuvent être confondus avec des corps sableux dépositionnels remobilisés mais nous verrons dans la suite du papier (section 4.1) que des figures externes à ces objets témoignent de leur formation par injection forcée.

4. Le développement de fractures associées au processus d'injection

L'étude détaillée du réseau d'injectites de Bevons a montré que les seuls processus capables de former ces injetites étaient l'injection forcée pure ou l'injection forcée subtrusive (cf. chapitre 4). Ces deux processus impliquent que le mélange de fluide et de sable pénètre dans un réseau de fractures hydrauliques qui se développe lorsque la pression fluide excède la pression de fracturation de l'encaissant (Jolly et Lonergan, 2002). La nucléation et la propagation de fractures hydrauliques dépend de très nombreux paramètres tels que la pression du fluide, la rhéologie de l'encaissant et le champ de contrainte *in situ* (Hubbert et Willis, 1957; Secor, 1965). La fracturation hydraulique (fracture en Mode I) peut être reconnue à l'affleurement grâce aux « structures plumeuses », comme sur la surface des diaclases d'une roche fracturée par exemple (Bahat, 1991).

4.1. Les structures plumeuses

Malgré les micro-plissements présents sur les épontes des injectites suite à la compaction tardive de l'encaissant, il est souvent possible de distinguer des structures plumeuses (« plume » ou « plumose ») constituées par un axe, une origine et des lignes divergentes (**Figs. A5.3a-b**) (Pollard et Aydin, 1988). Ce type de structure ressemble fortement aux striations identifiées sur des injectites étudiés dans d'autres endroits à travers le monde (e.g. Martill et Hudson, 1989, Surlyk et al., 2007). La structure plumeuse est bordée par les franges où les lignes divergentes sont plus marquées qu'à proximité de l'origine (Quesada, 2008). Ces structures se forment lors de l'ouverture des fractures hydrauliques (ou « diaclases hydrauliques ») et donnent de nombreuses indications sur leur amorçage et leur propagation. Ainsi, l'origine est comme son nom le laisse entendre le point d'amorçage, l'axe de la structure plumeuse marque l'avancée de la pointe de fissure et les lignes divergentes indiquent la direction de propagation latérale (Bahat, 1991). L'analyse systématique des structures plumeuses observées sur les injectites de Bevons a montré que la propagation des dykes se faisait toujours horizontalement par rapport à la stratigraphie avec parfois un « pitch » de quelques degrés (3-10°) vers le haut dans la direction de propagation. Quelques plumoses ont pu être mesurés à la base de certains sills et sous le plus gros laccolite sédimentaire de la zone (**Fig. A5.3b**). La synthèse des mesures de directions de propagation des injectites indique que les sills se propagent en moyenne vers le nord avec des directions comprises entre N350° et N20°, alors que les dykes des différentes familles de directions (sets

1-4) ont pu se propager dans des directions opposées même si la direction N-NE est la plus marquée (**Fig. A5.4**).

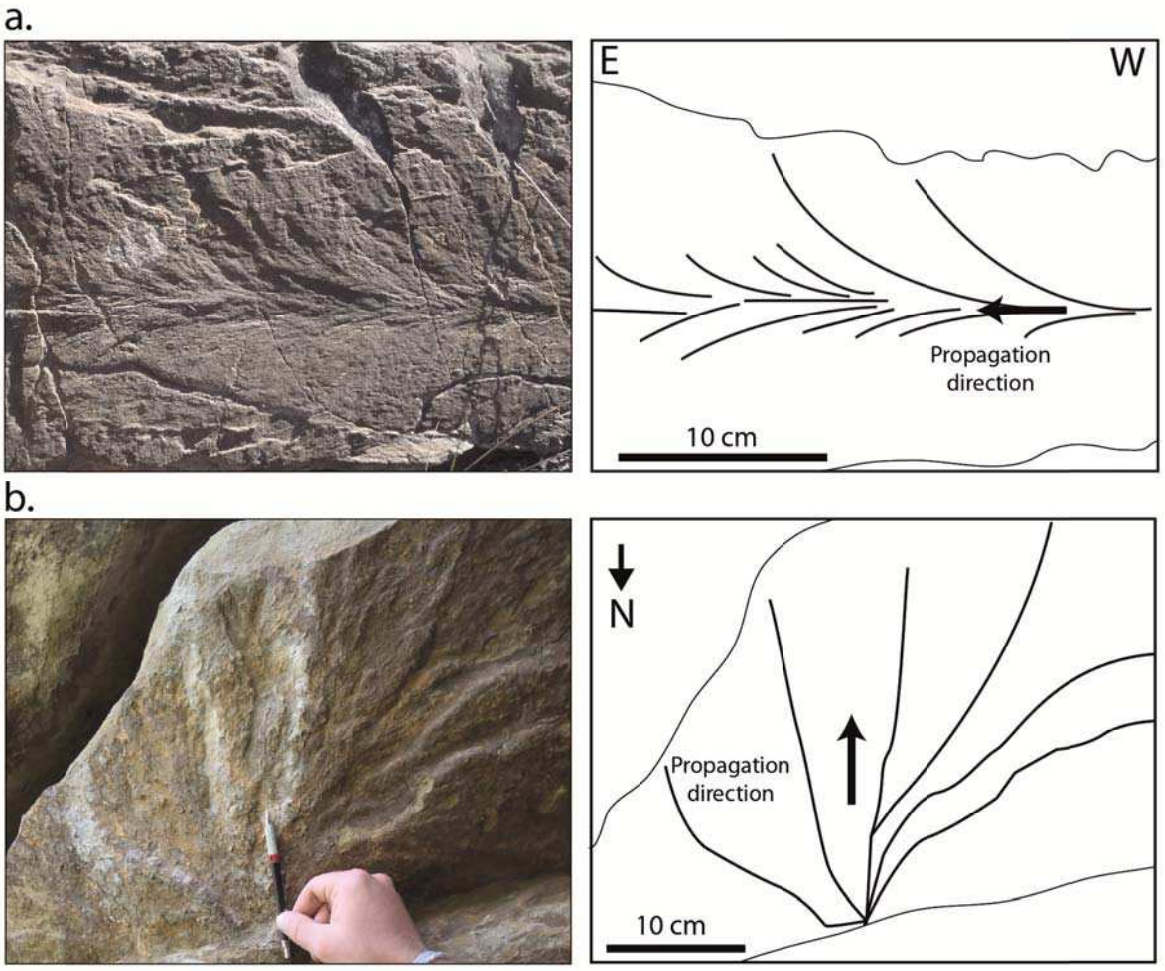


Fig. A5.3 : Structures plumeuse sur la surface externe d'injectites. (a) Plumose sur un mur de dyke situé sur l'affleurement de Pierre-Avon (Fig. A5.4 pour la localisation) et qui indique une propagation de la fracturation vers l'Est. (b) Plumose à la base d'un laccolite sédimentaire situé sur le flanc Nord de la colline du Puy (Fig. A5.4 pour la localisation) qui indique une propagation de la fracturation vers le Sud.

4.2. Les interactions

La propagation de la fracturation hydraulique est contrôlée par de nombreux paramètres mais est surtout dépendante des propriétés mécaniques de la roche hôte et du champ de contrainte *in situ* (Hubbert et Willis, 1957; Secor, 1965). Les injectites de Bevons sont orientées selon quatre directions préférentielles dont une, orientée N50-60° (set 1), a confirmé le contrôle du champ de contrainte au moment de l'injection (cf. chapitre 4). A l'affleurement, plusieurs interactions entre les injectites et la roche hôte ont été observées et permettent dans certains cas de déterminer le sens de propagation des intrusions sableuses.

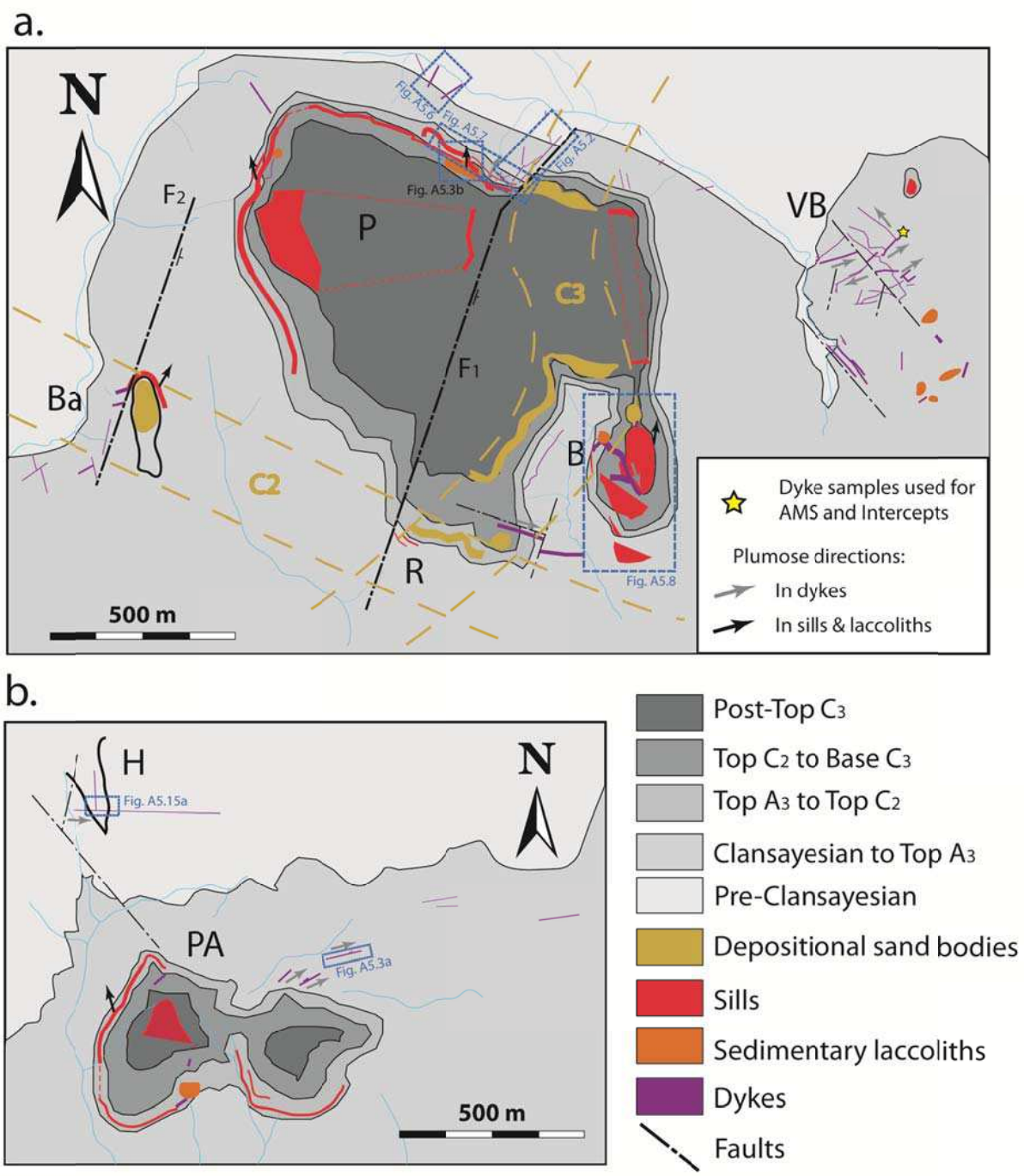


Fig. A5.4 : Carte structurale de la zone d'étude et directions de propagation de la fracturation déterminée à partir des structures plumeuses. Les différents affleurements d'étude sont localisés, ainsi que l'ensemble des injections sableuses (rouge, orange et violet) et l'ensemble des corps sableux dépositionnels (jaune). Les deux failles décro-normales majeures (F_1 et F_2) de la zone d'étude et le niveau repère du Clansayésien sont aussi représentés sur la figure.

4.2.1. Dykes vs. marnes

Dans la zone d'étude, le plan de stratification S_0 des différents affleurements varie selon leur position par rapport à l'axe du synclinal de Bevons. Le pendage des couches n'est cependant que très faible dans la majorité des affleurements d'étude (0-10°S) sauf dans la

partie la plus septentrionale (Les Houlettes) où le pendage est d'environ 30° vers le sud. La schistosité des marnes marque la compaction et est donc naturellement parallèle au plan de stratification S_0. A proximité des dykes il est très fréquent de voir un rebroussement de la schistosité (**Figs. A5.5a-d**). Ce rebroussement est interprété comme marqueur de la direction de propagation des dykes (Dillier, 1889; Newsom, 1903; Rowe et al., 2002) ou comme résultant de l'effet pilier des dykes qui ont un facteur de compaction moins important que les marnes environnantes (Hiscott, 1979; Parize, 1988). Dans la zone d'étude, le rebroussement des marnes se fait essentiellement vers le haut (**Fig. A5.5a**) et dans de très rares cas vers le bas (**Fig. A5.5b**). Il est soit progressif, i.e. le pendage des marnes se verticalise progressivement en se rapprochant des bordures du dyke (**Fig. A5.5a**), ou bien brutal et les marnes verticales de bordures de dyke sont en contact direct avec des marnes horizontales (**Fig. A5.5c**). Lorsque les dykes sont segmentés ou cisaillés, la schistosité autour des extrémités de ces dykes est rebroussée vers le bas ou le haut selon le sens de la terminaison (**Figs. A5.5d**).

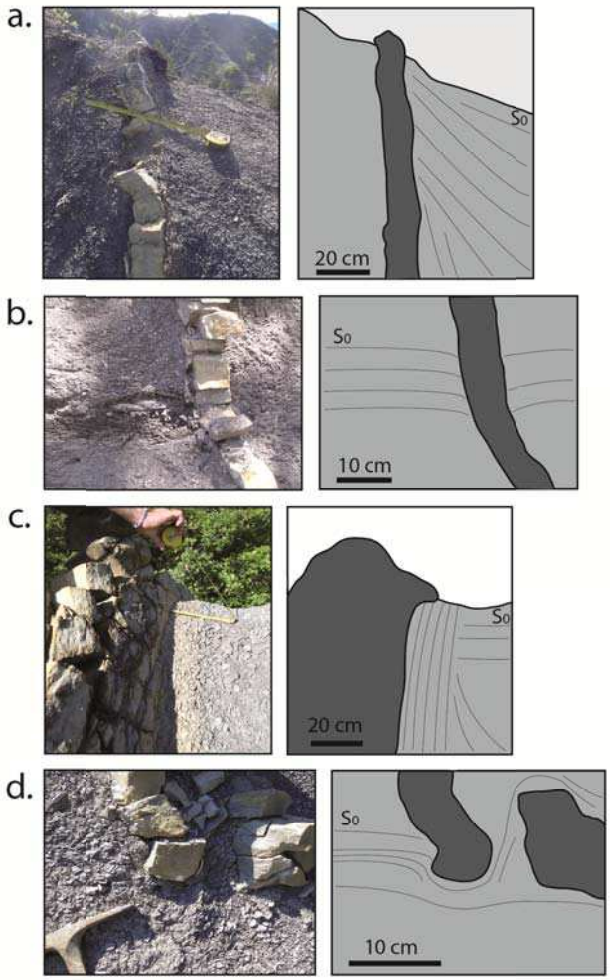


Fig. A5.5 : Interactions entre les dykes et leur encaissant, mises en évidence par la schistosité héritée des marnes. (a) La schistosité est rebroussée vers le haut à proximité du flanc du dyke et s'horizontalise progressivement en s'en éloignant. (b) La schistosité est rebroussée vers le bas à proximité des flancs du dyke et s'horizontalise progressivement en s'en éloignant. (c) La schistosité est verticale et parallèle au flanc d'un dyke sur quelques centimètre puis s'horizontalise brutalement en s'en éloignant. (d) La schistosité contourne les extrémités de d'un dyke décalé, marquant les effets de la compaction tardive.

4.2.2. Dykes vs. bancs calcaires

De manière très générale, les intrusions sableuses traversent les alternances marno-calcaire apto-albiennes du bassin Vocontien sans aucune variation notable de morphologie en fonction de la nature lithologique de la roche hôte (Parize et al., 2007a). Le pendage des dykes par rapport au plan de stratification (à distribution bimodale : 45-60° ou 80-90°) n'est d'ailleurs pas non plus dépendant de la rhéologie de l'encaissant mais est uniquement contrôlé par la valeur de la contrainte compressive horizontale σ_h perpendiculaire à la direction des dykes (cf. chapitre 4). De manière plus précise, il semble qu'il existe parfois une différenciation du passage des dykes au travers de bancs calcaires par rapport aux marnes. L'analyse des interactions observées entre les dykes et les bancs calcaires a permis de mettre en évidence deux familles distinctes (**Figs. A5.6a-b**) : 1- Les zigzags qui correspondent au changement de direction du dyke au niveau de la surface inférieure ou supérieure d'un banc calcaire (**Fig. A5.6a**), et 2- Le recoupement net avec ou sans conservation de l'épaisseur du dyke au passage du banc calcaire (**Fig. A5.6b**).

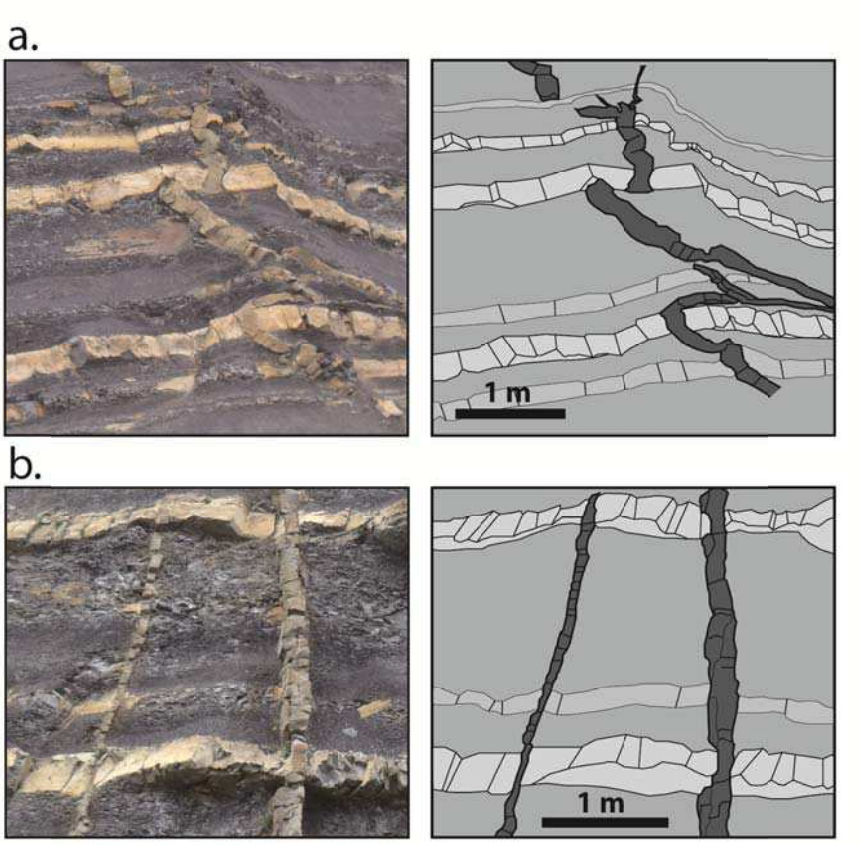


Fig. A5.6 : Interactions entre les dykes et les bancs calcaires de l'encaissant (Fig. A5.4 pour la localisation). (a) Les bancs calcaires influence la propagation du dyke, qui à l'approche des bancs change de direction. (b) Les bancs calcaires ne semblent pas influencer la propagation des dykes, même si l'épaisseur des dykes diminue localement lorsqu'ils pénètrent les bancs calcaires.

4.2.3. Dykes vs. sills

Les sills sont par définition des intrusions entre deux couches sédimentaires qui se propagent parallèlement au plan de stratification. A Bevons, les sills suivent ces plans de

stratification mais peuvent localement sauter sur un horizon stratigraphiquement au-dessus par l'intermédiaire d'un dyke et former ce que l'on appelle les « wings ». Ce changement de niveau stratigraphique peut être répété plusieurs fois au cours de la propagation du sill. Dans la zone d'étude, trois autres interactions entre les dykes et les sills ont été recensées (**Figs. A5.7a-c**) : 1- La pénétration du dyke dans un sill sus-jacent avec une limite peu nette au contact des deux objets mais qui permet néanmoins de les distinguer **(Fig. A5.7a**), 2- la déviation de dykes systématiquement vers l'est à l'approche d'un sill sus-jacent (**Fig. A5.7b**), et 3- le dyke qui recoupe un sill, parfois le long d'un plan de faille (**Fig. A5.7c**). Le diachronisme apparent entre la formation de certains dykes et les sills sera discuté dans la partie *6.2.1.* sur la chronologie de formation des injectites.

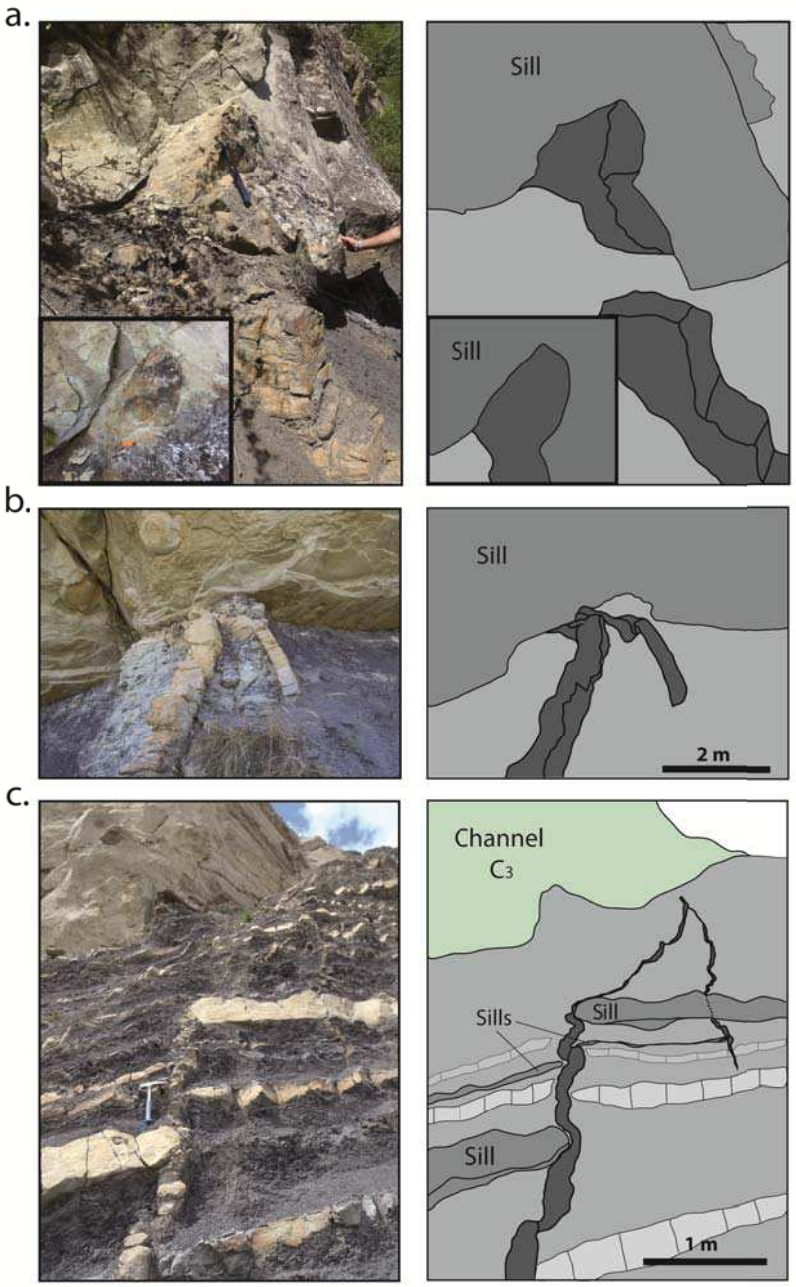


Fig. A5.7 : Interactions entre les dykes et les sills (Fig. A5.4 pour la localisation). (a) Le dyke pénètre dans la base d'un sill non consolidé. (b) Les dykes sont dévié fortement à l'approche de la base d'un sill. (c) Un dyke recoupent un sill et un autre traverse le sill le long d'un plan de fracture.

5. Circulations de fluides associées aux intrusions sableuses

La formation des intrusions sableuses est le résultat de l'écoulement d'un mélange de sable et de fluide à l'intérieur d'une fracture ouverte. Le régime d'écoulement pendant l'injection sableuse a été défini sur divers sites à travers le monde et a été attribuée aux deux types de régime d'écoulement connus : 1- laminaire (Dott, 1966 ; Peterson, 1968) ou 2- turbulent (Obermeier, 1996 ; Levi et al., 2006b ; Hubbard et al., 2007 ; Scott et al., 2009). Le passage d'un flux laminaire à turbulent est fonction du nombre de Reynolds (Re) (Singhal et Gupta, 1999) mais il semble que le flux est systématiquement turbulent dans des fractures de plus de 2 cm de large (Rodriguez et al., 2009). Dans la zone d'étude, les écoulements ont parfois été enregistrés sur les parois externes des dykes ou bien par le matériel qui compose les injectites, donnant occasionnellement des indications sur le sens d'écoulement de flux qui n'est pas nécessairement celui du sens de propagation de la fracturation.

5.1. Structures externes d'écoulement

Les structures identifiées sur les épontes des intrusions sableuses de la zone d'étude que nous avons décrit précédemment, telles que les structures plumeuses associées à la propagation de la fracturation ou encore les micro-plissements induits par la compaction tardive de l'encaissant, rendent difficile l'indentification de tout marqueurs de direction de flux. Par conséquent, les quelques figures d'érosions observées le long des épontes des injectites sont interprétées avec prudence. Les structures externes d'écoulement usuellement reconnues sur les injectites sont des « groove ou des flute casts » (Allen, 1984; Hillier et Cosgrove, 2002; Vétel et Cartwright, 2010) mais des « frondescent casts » ou des « ridge-like » structures ont aussi été observées à l'affleurement (Surlyk et Noe-Nygaard, 2001; Surlyk et al., 2007). Dans la zone d'étude, les structures externes d'écoulement observées sur les dykes sont très rares et correspondent à des flûtes casts hélicoïdaux, des groove casts ou encore des bounce casts qui ressemblent fortement à des griffes (**Figs. A5.8a-e**). Les figures d'érosion sont aussi observées à la base des sills mais elles sont aussi très rares et uniquement sous forme de flutes casts (**Fig. A5.8f**). Les directions relevées sur les parois des dykes indiquent que le flux de sédiments fluidisés s'est propagé dans les fractures ouvertes soit verticalement (rare) soit horizontalement (**Figs. A5.8b-e**). Le flute-cast hélicoïdal de la figure A5.8c montre que l'écoulement était non seulement vertical mais aussi vers le haut.

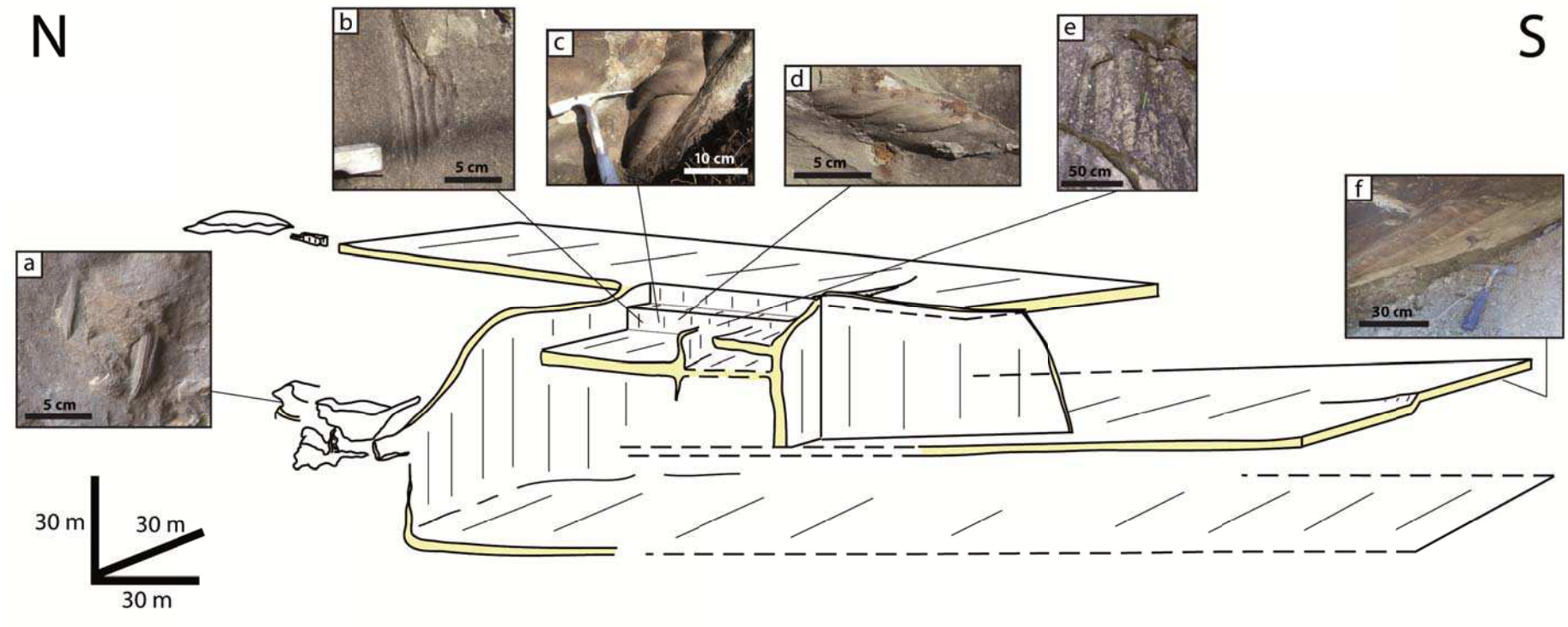


Fig. A5.8 : Réseau complexe d'injections sableuses pluri-métriques affleurant dans le Ravin de la Beaume (Fig. A5.4 pour la localisation). Plusieurs figures externes de direction d'écoulement y sont visibles : (a) bounce marks à la base d'un laccolite sédimentaire, (b) grooves-casts verticaux sur le flanc d'un dyke, (c) et (d) flûtes-casts en forme d'hélicoïde, respectivement verticale et horizontale, (e) grooves-casts verticaux en forme d'orgue, et (f) flûtes-casts à la base d'un sill.

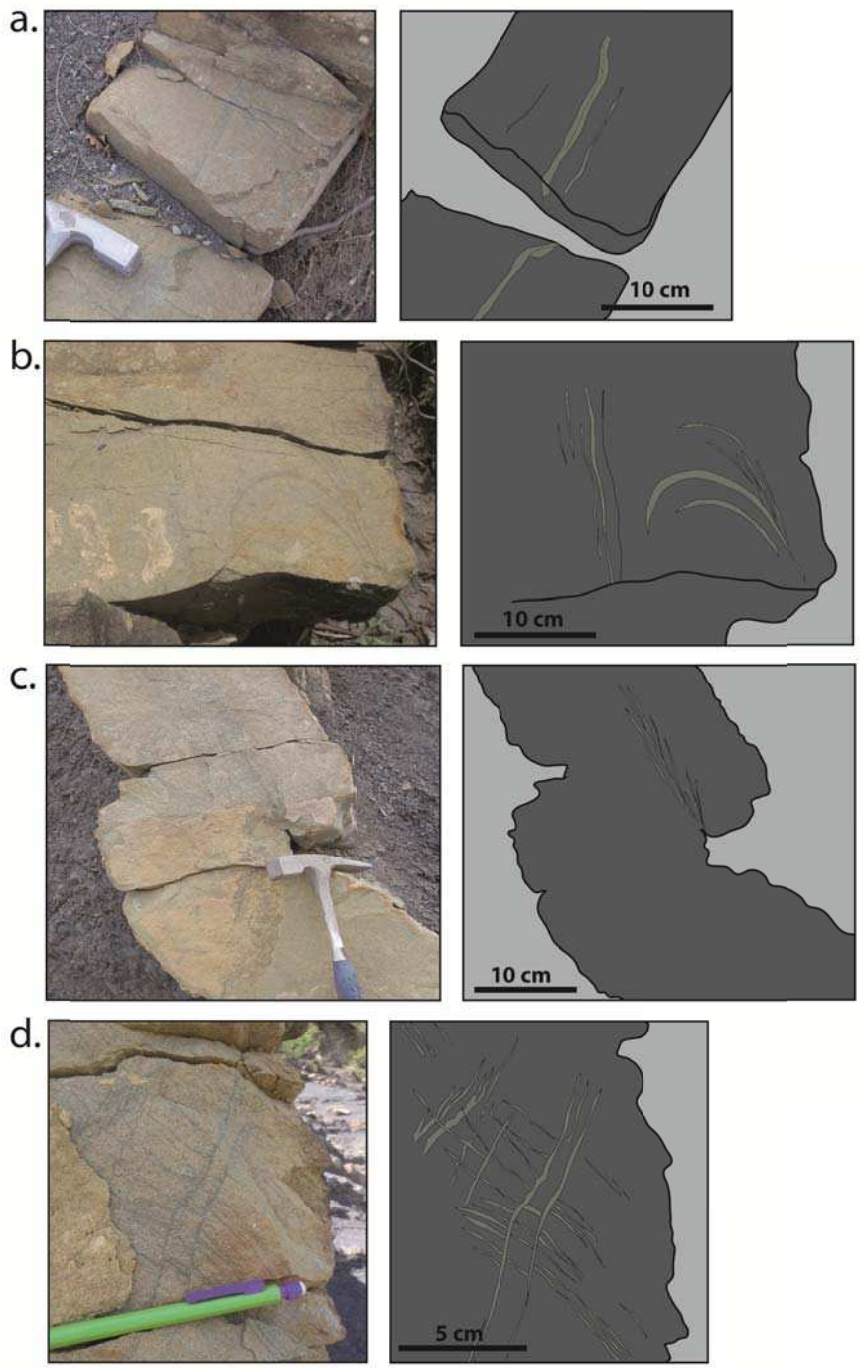


Fig. A5.9 : Figures sédimentaires et post-sédimentaires des injectites soulignées par la glauconie. (a) Laminations sédimentaires subparallèles aux épontes du dyke. (b) Laminations sédimentaires complexes, subparallèles aux épontes du dyke et circulaires. (c) Bandes de compaction localisées dans les plis internes du dyke. (d) Bandes de cisaillement formées par la conjugaison de deux familles opposées de bandes cisaillantes pentées à environ 60° par rapport au plan de stratigraphie. Ces bandes sont par conséquent uniquement visibles sur des plans verticaux par rapport au plan de stratigraphie.

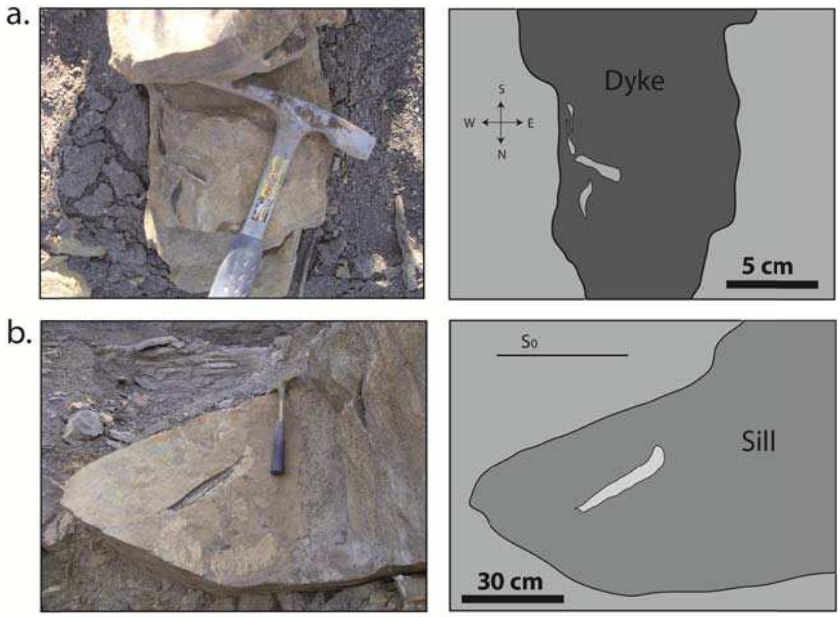


Fig. A5.10 : Macro-clastes présent dans les injectites. (a) Des clastes argileux sub-anguleux, allongés, de quelques centimètres et issus de l'encaissant, sont subparallèles aux épontes du dyke. (b) Un claste carbonaté d'environ 30 cm, sub-anguleux, allongé et issu de l'encaissant, est subparallèle aux marges d'un sill.

5.2. Structures internes d'écoulement

Les intrusions sableuses sont le plus souvent très homogènes et non structurées (Allen, 1984 ; Hillier et Cosgrove, 2002) ce qui permet a priori de les différencier des corps sableux dépositionnels. Des structures internes d'écoulement ont cependant été identifiées dans les injectites, telles que le granoclassement perpendiculaire à l'axe des dykes et le long des dykes (Obermeier, 1996 ; Hubbard et al., 2007), des laminations (Hubbard et al., 2007 ; Scott et al., 2009), une foliation de minéraux allongés ou de clastes argileux (Allen, 1984 ; Taylor, 1982), ou encore une imbrication de clastes argileux alignés aux épontes (Kane, 2010 ; Hurst et al., 2011). Dans la zone d'étude, quelques-unes de ces structures internes d'écoulement ont pu être observées.

5.2.1. Les données d'affleurements

Les intrusions sableuses de Bevons sont essentiellement composées de grains de quartz détritiques mais apparaissent avec une couleur verdâtre due à des grains de glauconie détritiques. C'est justement la glauconie qui met en évidence des bandes vertes alignées par rapport aux épontes des injectites (**Figs. A5.9a**), ou alors formant des structures plus complexes (**Figs. A5.9b**), que nous interprétons comme des bandes sédimentaires formées au cours de l'injection. La glauconie, qui peut se déformer, met aussi en évidence des bandes de compaction au niveau de la charnière des plis de dykes (**Fig. A5.9c**) (Parize, 1988) et des bandes conjuguées cisaillantes avec un angle compris entre 30 et 45° par rapport à l'axe du dyke (**Fig. A5.9d**). Les clastes argileux ou carbonatés de forme allongée sont retrouvés localement, généralement regroupés en masse, le long des bordures des injectites. Le nombre de clastes carbonatés augmente lorsque les dykes recoupent un banc calcaire (Parize, 1988;

Scott et al., 2009). Les clastes identifiés à Bevons sont généralement de taille centimétrique et peuvent atteindre jusqu'à plusieurs décimètres, surtout dans les sills (**Fig. A5.10a-b**). Leur grand axe affleurant est le plus souvent subparallèle aux bordures et au plan de stratification S_0. Il n'y a pas d'imbrication suffisamment nette des clastes pour pouvoir déterminer un sens de courant, et il n'est surtout pas toujours certain que le grand axe affleurant correspond au grand axe réel du claste.

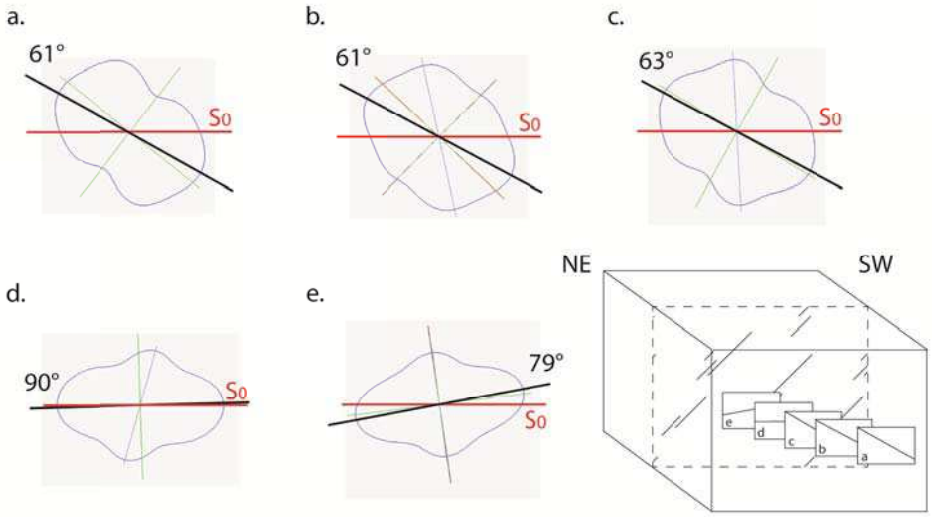


Fig. A5.11: Orientations préférentielles des minéraux à l'intérieur d'un dyke (voire l'étoile jaune de la figure A5.4 pour la localisation) par la méthode des intercepts, extraites de cinq lames-minces prisent depuis la marge d'un dyke vers son cœur (a vers e). Les minéraux sont inclinés d'environ 30° vers le SW le long de la bordure du dyke (a, b et c) et s'horizontalisent vers le cœur du dyke (d et e). La figure en bas à droite synthétise les résultats.

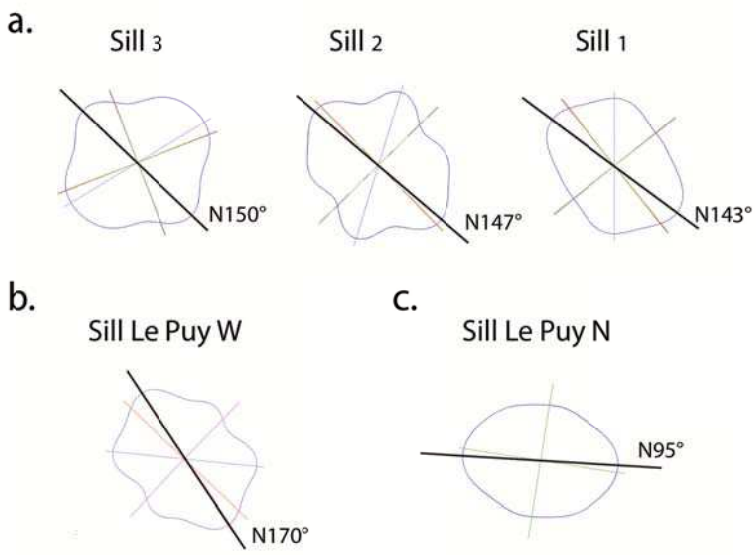


Fig. A5.12 : Orientations préférentielles des minéraux de cinq sills par la méthode des intercepts. (a) L'orientation des grains issus des trois niveaux de sill de l'affleurement du Ravin de la Beaume donnent tous une direction proche de N145°. (b) L'orientation des grains du sill/wing situé à l'Ouest de la colline du Puy est de N170°. (c) L'orientation des grains du sill/wing situé au Nord de la colline du Puy est de N95°. Voir figure A5.4 pour la localisation des affleurements.

5.2.2. Les analyses directionnelles

Dans le but d'obtenir des informations supplémentaires sur les directions et sens d'écoulement, deux analyses ont été dirigées parallèlement : 1- La méthode des intercepts sur lames minces (Launeau et Robin, 1996), et 2- L'anisotropie de susceptibilité magnétique (AMS) sur plugs (Sizaret et al., 2003; Levi et al., 2006a,b).

La méthode des intercepts permet de retrouver l'orientation préférentielle de forme des cristaux (anisotropie) en deux dimensions. Lorsque trois analyses d'intercept faites sur des lames perpendiculaires sont combinées, il est possible de calculer les ellipsoïdes 3D à l'aide d'un microscope polariseur tournant (Launeau *et al.*, 2010). Les résultats issus d'un dyke orienté N50° de la zone de Vieux-Bevons, ont montré une différenciation notable entre l'axe d'anisotropie des grains détritiques des bordures et du cœur des dykes (**Fig. A5.11**). Ainsi le grand axe des grains allongés est oblique au plan de stratification (~ 30° vers le SW) le long des bordures internes et parallèle dans le cœur. Les résultats obtenus sur les trois niveaux de sills du Ravin de la Beaume (**Fig. A5.8**) indiquent tous la même orientation préférentielle des grains allongés, soit un axe orienté N140-150° (**Fig. A5.12a**). Les résultats obtenus dans le sill observé à l'ouest de la colline du Puy donnent une direction préférentielle N 170° (**Fig. A5.12b**), alors que les nombreux sills à l'est du laccolite sédimentaire situé au nord de la colline du Puy donnent des orientations préférentielles N95° (**Fig. A5.12c**).

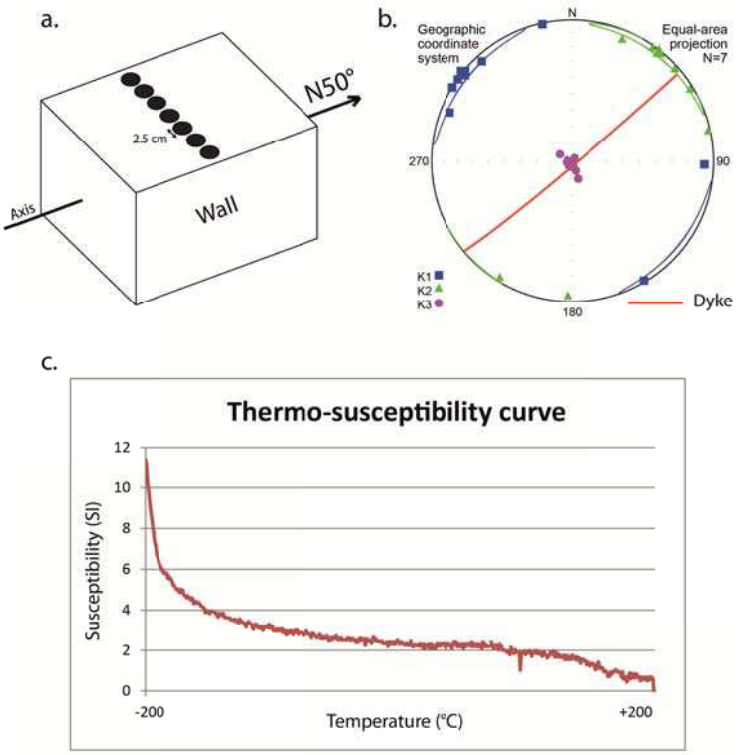


Fig. A5.13 : Foliation des minéraux paramagnétiques des dykes par la méthode de l'Anisotropie de Susceptibilité Magnétique (ASM). (a) L'échantillonnage (plugs de 2,5 cm de diamètre et 2,2 cm de hauteur) d'un dyke orienté N50° (voir l'étoile jaune de la figure A5.3 pour la localisation), est pris depuis une bordure vers l'autre bordure pour avoir une véritable signification. (b) Le grand axe K_1 est orienté perpendiculairement à l'axe du dyke, l'axe intermédiaire K_2 est parallèle à l'axe du dyke et le petit axe K_3 est perpendiculaire au plan de stratigraphie. (c) La courbe de thermosusceptibilité indique que la réponse magnétique provient de minéraux paramagnétique car aucun minéraux magnétique n'a été détecté.

L'anisotropie de susceptibilité magnétique (AMS) est due aux orientations préférentielles des réseaux cristallins, à la forme des cristaux ou à la distribution des cristaux (Sizaret et al., 2003). Les fabriques AMS peuvent être utilisées pour déterminer les directions et parfois le sens du flux au moment du transport d'un sédiment mais aussi son régime et sa vitesse d'écoulement (Levi et al., 2006a-b). Cette méthode a été appliquée par Levi et al. (2006a-b) dans des dykes clastiques du bassin de la Mer Morte. Ils ont considéré que la compaction tardive ou l'expulsion de fluide contenue dans les injectites ont pu légèrement modifier la fabrique magnétique initiale mais n'ont pas modifié ces formes triaxiales originelles (Levi et al., 2006a). Cette méthode implique néanmoins la présence d'un ou plusieurs minéraux magnétiques pour être viable. Dans notre zone d'étude, les mesures AMS ont été effectuées sur 7 échantillons pris dans la largeur d'un dyke orienté N50° (le même que celui échantillonné pour les mesures des intercepts) (**Fig. A5.13a**). Les résultats de la fabrique AMS de ce dyke représentatif montrent un ellipsoïde triaxial associé avec des axes K_3 subverticaux bien groupés et des axes K_1 et K_2 subhorizontaux bien groupés (**Fig. A5.13b**). L'axe K_1 est perpendiculaire à l'axe du dyke, l'axe K_2 est parallèle à l'axe du dyke et l'axe K_3 est très légèrement allongé perpendiculairement à l'axe du dyke (**Fig. A5.13b**). Par conséquent, les mesures d'AMS ont enregistré un allongement préférentiel des minéraux perpendiculaire à l'axe du dyke. Les courbes de thermosusceptibilité montrent qu'il n'y a pas de porteur magnétique dans les dykes (**Fig. A5.13c**) et par conséquent, que la signature magnétique est liée aux minéraux ferrugineux paramagnétiques. La calcite ferrifère néoformée qui compose le ciment, est probablement à l'origine de la réponse magnétique. Dans les sections suivantes, nous verrons qu'il existe plusieurs phases de circulation de fluides associées aux dykes depuis leur formation, et par conséquent, que la réponse donnée par les mesures d'anisotropie de susceptibilité magnétique des cristaux de calcite authigène est probablement associé à l'une de ces phases.

5.3. Pétrographie

Dans le but de faire des analyses microscopiques représentatives, près de 80 lames-minces, extraites de 40 échantillons de dykes, 3 échantillons de laccolites sédimentaires, 10 échantillons de sills et 16 échantillons de sables dépositionnels de la zone d'étude, ont été réalisées et analysées pour l'étude pétrographique et de cathodoluminescence. Ainsi, les injectites de Bevons sont composées essentiellement de grains de quartz sub-anguleux (90%) compris entre 0,1 et 0,2 mm, de quelques grains de glauconie détritique (5%) et de minéraux secondaires (5%) tels que de la calcite détritique, des feldspaths ou encore des micas. Quelques clastes argilo-carbonatés millimétriques issus de l'encaissant peuvent à certains endroits être incorporés dans les injectites.

Les précédentes structures soulignées par la glauconie à l'affleurement ont été analysées en lames minces. Ainsi, les bandes sédimentaires (**Figs. A5.9a-b**) correspondent à une réduction de la taille de grain, de la microfracturation stylolithique (probablement postérieure) et un changement de composition (**Fig. A5.14a**), les bandes de compaction (**Fig. A5.9c**) correspondent à des zones de grains compactés/serrés associés à de la pression-solution et de la microfracturation (**Fig. A5.14b**), enfin les bandes de cisaillement (**Fig. A5.9d**) correspondent à une réduction drastique de la taille des grains, du cisaillement et des grains déformés et fracturés (**Fig. A5.14c**). L'analyse de lames minces prises entre la bordure d'un dyke et son cœur a mis en évidence la présence de micro-clastes argileux allongés. Ces clastes se trouvent uniquement au cœur du dyke et leur grand axe est orienté préférentiellement selon le plan de stratification S_0.

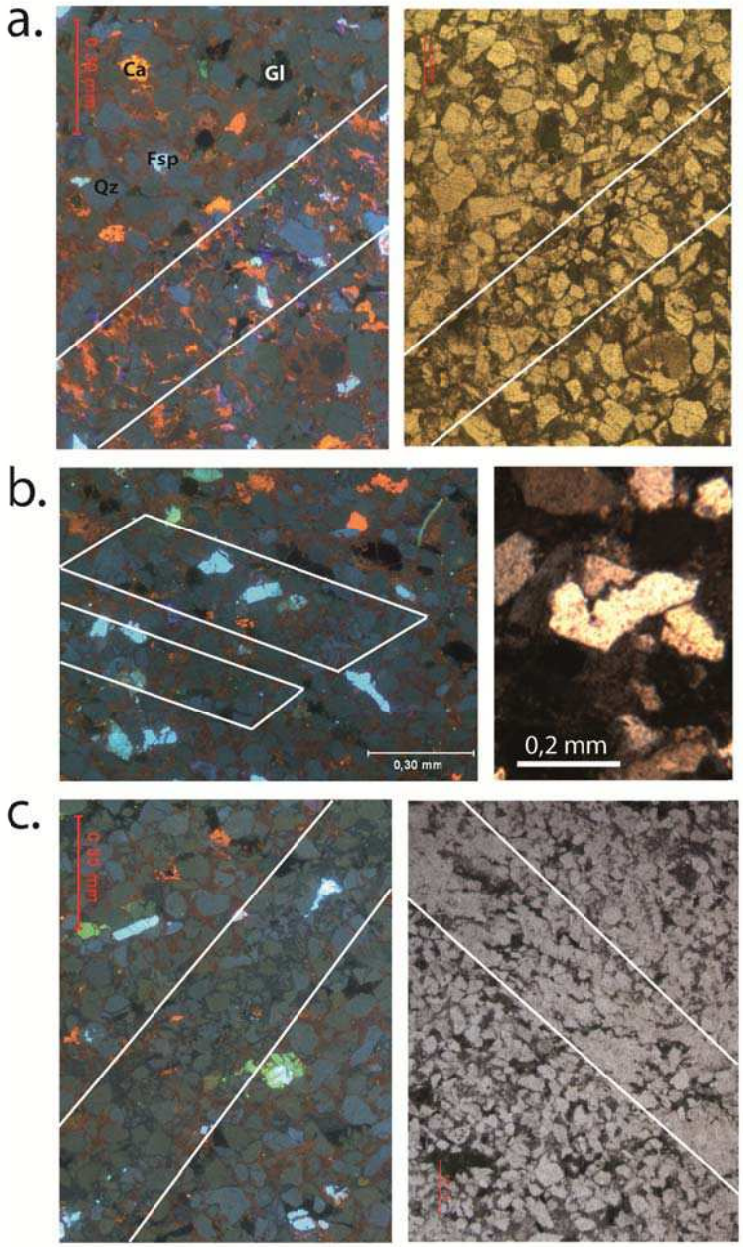


Fig. A5.14 : Images de la pétrographie des injectites prisent sous microscopes à cathodoluminescence (à gauche) et lumière naturelle (à droite). (a) Bande sédimentaire : réduction de la taille de grain, microfracturation stylolithique et changement de composition. (b) bandes de compaction : grains compactés/serrés associés à de la pression-solution (à doite) et de la microfracturation. (c) bande de cisaillement : réduction drastique de la taille des grains, cisaillement et grains déformés et fracturés.

Dans l'ensemble des lames, les minéraux principaux sont identifiés en cathodoluminescence par des couleurs caractéristiques : les grains de quartz détritiques apparaissent en bleu-vert, les feldspaths en bleu ou vert brillant, les grains de calcite détritiques (ou débris de micro-fossiles carbonatés) en orange brillant et les grains de glauconie sont non-luminescents (noir) (**Fig. A5.14a**). Trois types de minéraux néoformés ont été identifiés dans les lames minces :

1- La silice authigénique n'a été identifiée que dans certains dykes (14/40) et n'est que très peu luminescente, le plus souvent zonée dans les échantillons. On la retrouve notamment dans les bandes de cisaillement (**Fig. A5.14c**), ou dans le cœur de certains dykes (**Fig. A5.15**).

2- La calcitisation est le ciment de la quasi-totalité des échantillons. Il s'agit de grandes plages néoformées non-luminescentes de calcite ferrifère (marron), que l'on appelle calcite poecilitique. En faible quantité (<10%), on trouve du ciment calcitique non-ferrifère (orange) inclus dans la calcite non-luminescente dominante et on la retrouve aussi systématiquement dans les bandes sédimentaires (**Fig. A5.14a**). On retrouve également les deux types de calcite dans les veines ou micro-veines tardives qui recoupent l'ensemble des minéraux mais avec cette fois ci une texture fibreuse.

3- La silice hydrothermale est issue de la circulation d'un fluide chaud chargé en éléments chimiques, et apparaît vert bouteille en cathodoluminescence. Elle est très présente dans les chenaux mais aussi dans la plupart des sills, ainsi que dans les dykes les plus épais.

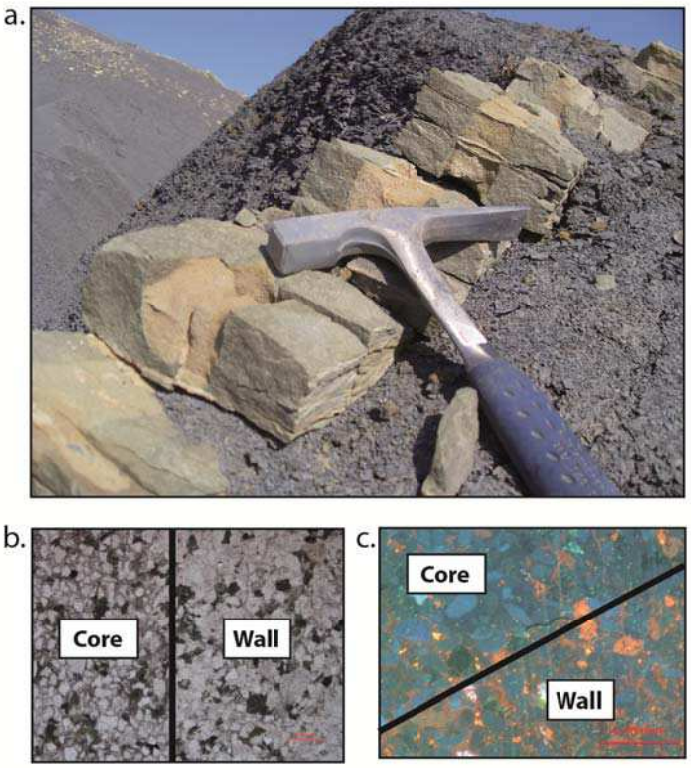


Fig. A5.15 : Diagenèse différenciée entre les épontes et le cœur d'un dyke (Fig. A5.4 pour la localisation). (a) vu macroscopique de cette différenciation marquée par la coloration. (b) vu microscopique en lumière naturelle. (c) vu microscopique en cathodoluminescence. Le cœur est principalement silicifié (ciment verdâtre) alors que l'éponte est principalement calcitisée (ciment orange-marron).

La granulométrie moyenne des grains de quartz qui composent les dykes est de 100-140 µm. Cependant, une légère grano-décroissance a été identifiée sur un même niveau stratigraphique (Albien moyen) depuis le SW vers le NE de la zone d'étude (**Fig. A5.16a**). Cette même observation est faite entre les dykes les plus bas et les plus hauts stratigraphiquement (**Fig. A5.16b-c**). Ainsi, les dykes les plus bas et les plus au Sud ont une

granulométrie constante de 130-140 µm (jusqu'à 190 µm) alors que les dykes les plus hauts et les plus au Nord ont une granulométrie constante de 100-120 µm (**Fig. A5.16**).

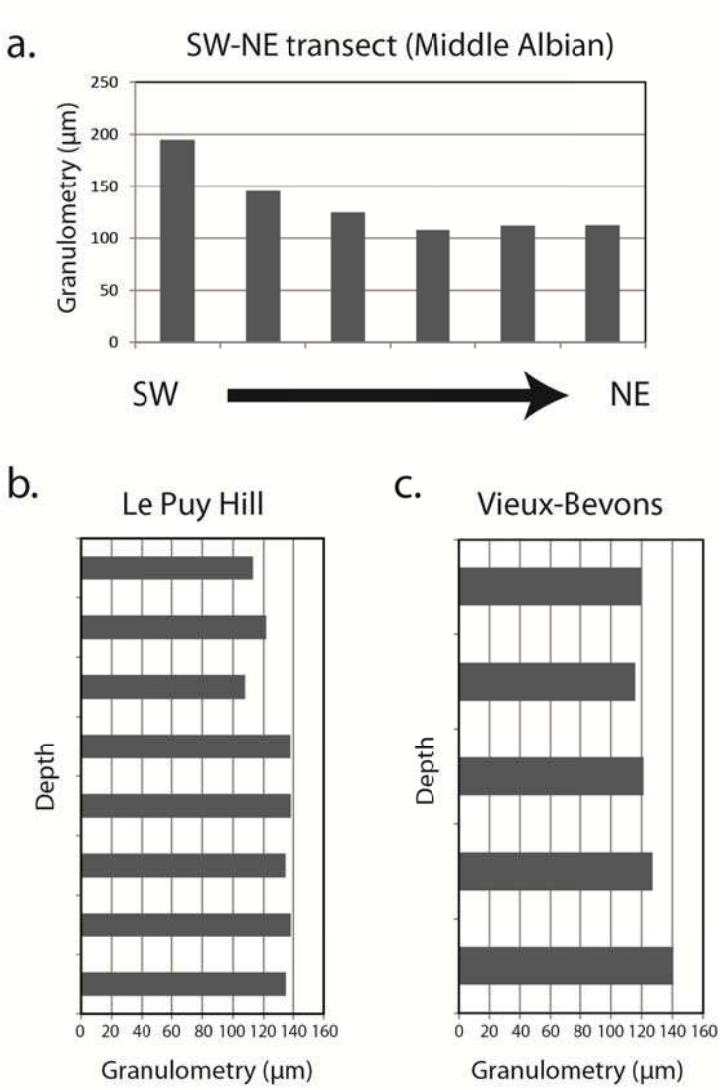


Fig. A5.16 : Diagramme de granulométrie des dykes. (a) sur un transect SW-NE dans l'intervalle Albian moyen. (b) en fonction de la profondeur sur l'affleurement Nord de la colline du Puy. (c) en fonction de la profondeur sur l'affleurement de Vieux-Bevons. Voir la figure A5.4 pour la localisation.

5.4. Les cheminées carbonatées

De nombreuses cheminées et concrétions carbonatées ont été identifiées sur une vingtaine de mètres d'épaisseur dans tout le Gargasien supérieur, au-dessous d'un slump d'épaisseur pluri-métrique (**Fig. A4.2**). Ces cheminées, le plus souvent perpendiculaires à la stratigraphie, mesurent quelques centimètres jusqu'à 2 m de hauteur, entre 1 et 50 cm de diamètre et ont des formes très variées (généralement tubulaires, parfois allongées et rarement grumeleuses/amalgamées) avec la présence ou non d'un canal central minéralisé (**Fig. A5.17**). Ces cheminées sont présentes dans plusieurs zones du bassin Vocontien et ont une forte similitude avec les actuelles cheminées d'expulsion de gaz (Gay, 2002; Imbert et al., en préparation). Elles ont fait l'objet d'études pétrographiques et isotopiques dans le but de

déterminer leur relation avec l'histoire du bassin et notamment l'histoire du système pétrolier (Imbert et al., en préparation). Les résultats isotopiques ont montré que ces cheminées correspondent principalement à des circulations de gaz, plus particulièrement à du méthane ($\delta^{13}C$ compris entre -35 ‰ et -20 ‰ PDB) (Imbert et al., en préparation). Plusieurs indices indiquent que la formation des cheminées s'est faite à faible profondeur dans les sédiments, i.e. de quelques décimètres à quelques dizaines de mètres sous la paléo-surface (Mostefaï, 1997 ; Imbert et al., en préparation), suite à l'oxydation du méthane combinée avec la réduction des sulfates de l'eau de mer par des consortiums bactériens en condition anaérobie (Imbert et al., en préparation). Les signatures géochimiques des cheminées de Bevons indiquent des valeurs de $\delta^{13}C$ comprises entre -19 et -9 ‰ PDB, à la limite entre des signatures de carbonates dérivés du méthane et des carbonates marins normaux (Imbert et al., en préparation). La signature isotopique des cheminées est très probablement liée à un mélange entre une fraction de carbonate des marnes encaissantes cimentées au cours de leur formation et une fraction de calcaire authigénique issu de l'oxydation du méthane (Imbert et al., en préparation).

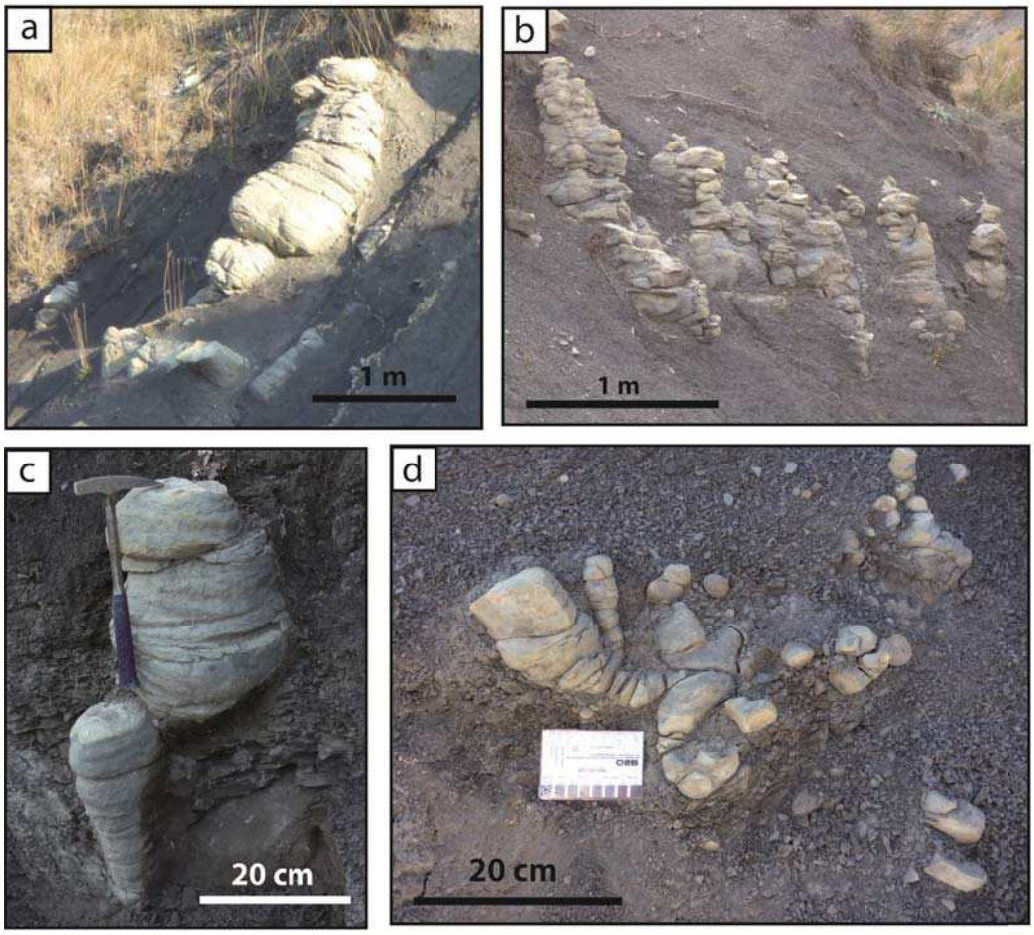


Fig. A5.17 : Cheminées carbonatées présentent dans un intervalle de 15 à 25 m au niveau du Gargasien supérieur de la zone d'étude. (a) cheminée tubulaire verticale d'environ 2 m de hauteur et 50 cm de diamètre présentant un canal central minéralisé. (b) cheminées grommeleuses verticales d'environ 1 m de hauteur et 30 cm de diamètre, alignées sur un même horizon. (c) cheminées tubulaires verticales et décimétriques avec canal central minéralisé. (d) cheminées centimétriques amalgamées.

6. Discussion

L'architecture 3D du réseau d'injectites de Bevons ainsi que les mécanismes qui contrôlent sa géométrie sont actuellement bien contraints (cf. chapitre 4). Cependant, les processus à l'origine de la formation de ces intrusions sableuses sont encore incertains et ne peuvent être établis qui si l'on détermine avec certitude leur sens de propagation dans l'encaissant marneux.

6.1. Sens de propagation des injectites de Bevons

Les intrusions sableuses de Bevons ont fait l'objet de plusieurs études depuis les années 80 et ont toujours été interprétées comme des intrusions se propageant vers le bas, que ce soit pendant le dépôt des sables sus-jacents (Beaudoin & Friès, 1982 ; Beaudoin et al., 1985a,b ; Friès, 1987 ; Parize, 1988 ; Parize & Friès, 2003 ; Parize et al., 2007a,b) ou après un certain enfouissement (Huang, 1988). Cependant, nous avons montré que : 1- une source de sable albien inférieur-moyen est située sous l'intervalle injecté de la zone d'étude (cf. chapitre 4), 2- les dykes et les sills sont clairement connectés à des laccolites sédimentaires (et non des chenaux de l'Albien supérieur), 3- les variations d'épaisseur de dykes se justifient mécaniquement en fonction de leur profondeur de mise en place et de leur distance à la source (cf. chapitre 4), et les bifurcations sont observées autant vers le bas que vers le haut (**Fig. A5.2**), et 5- d'autres sites à injectites dans le bassin témoignent de l'injection de sable latéralement (Rosans) ou vers le haut (Nyons) depuis des chenaux turbiditiques de l'Aptien supérieur et de l'Albien moyen (Friès et Parize, 2003).

6.1.1. Direction de propagation de la fracturation hydraulique

Puisque les injectites de Bevons se sont formées par l'injection forcée pure ou l'injection forcée subtrusive de sable liquéfié (cf. chapitre 4), ces injectites résultent en partie de la fracturation hydraulique de l'encaissant (Jolly et Lonergan, 2002). La fracturation hydraulique peut se propager dans toutes les directions car elle ne fait que suivre un gradient potentiel (Hubbert & Willis, 1957). Dans la zone d'étude, plusieurs indices visibles à l'affleurement nous renseignent non seulement sur la direction de propagation de la fracturation mais aussi sur son sens, notamment grâce aux nombreuses structures plumeuses présentes sur la surface des injectites et aux différentes interactions entre les injectites et la roche hôte. Les mesures de direction déduites des structures plumeuses à la base des sills, indiquent que la propagation des fractures horizontales (sills) s'est faite en moyenne vers le nord (entre N350° et N°20), alors que les plumoses mesurés sur les flancs de dykes indiquent que la fracturation verticale s'est propagée latéralement dans des directions variées (N-NE principalement) (**Fig. A5.4**). La direction de propagation des fractures horizontales déduites des plumoses (vers le nord) semble être confirmée par la morphologie apparente des wings qui remontent également dans la stratigraphie dans cette même direction (**Fig. A4.8**). La propagation latérale des fractures verticales (dykes) peut expliquer : 1- pourquoi les dykes bifurquent vers le haut et le bas sur une section verticale (**Fig. A5.3**), 2- les changements de direction des dykes à la base et/ou au sommet de quelques bancs calcaires (**Fig. A5.6a**), et 3- la verticalisation de la schistosité à proximité des dykes (**Fig. A5.5**). La fracturation hydraulique verticale (dykes) s'est propagée beaucoup plus loin latéralement (au moins 2 km) que verticalement (environ 200 m si l'on décompacte l'encaissant) depuis son point d'initiation. Cela signifie qu'une hétérogénéitée dans l'encaissant a limité la propagation

verticale (**Fig. A5.18**) et a ralenti l'arrêt de l'injection en empêchant la pression de se dissiper en surface. Cette hétérogénéité peut être attribuée à une couche plus résistante ou au contraire à une couche trop molle pour être fracturée. Les relations géométriques entre dykes et sills ont montré que la propagation de nombreux dykes d'épaisseur décimétrique était postérieure à l'emplacement des sills (**Figs. A5.7a-c**). Par conséquent, la fracturation hydraulique verticale (dyke) possède aussi une composante de propagation verticale vers le haut qui était très probablement limitée par la présence des sills gréseux dans la partie supérieure de la série de Bevons.

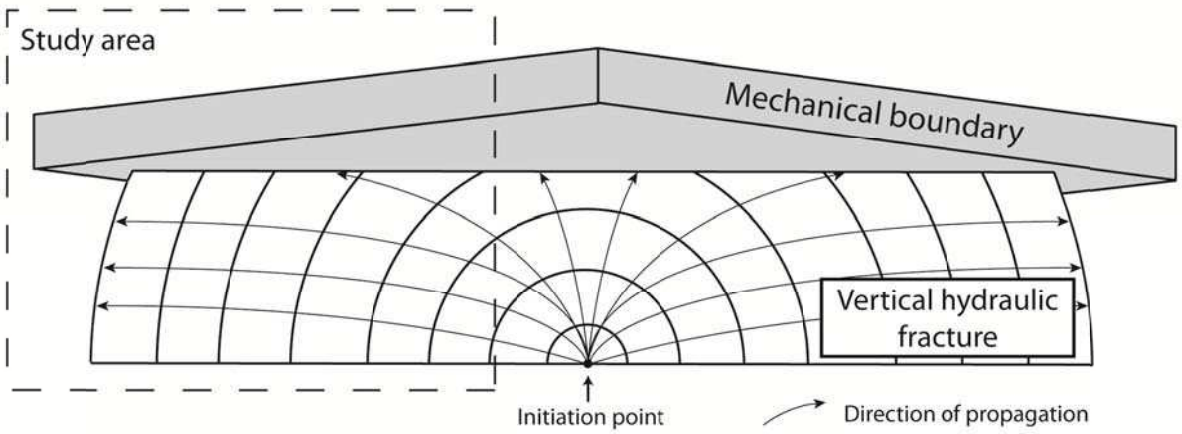


Fig. A5.18 : Schéma de principe de la propagation de la fracturation hydraulique verticale (dyke) influencée par une limite mécanique supérieure. La composante principale de propagation devient horizontale. Les différentes observations de terrain sur la propagation de la fracturation (figures A5.3 et A5.6), indiquent que la zone d'étude est éloignée du point d'initiation de la fracturation.

6.1.2. Direction d'écoulement du flux sédimentaire dans la fracturation

Le flux de sédiments liquéfié se propage à travers la fracturation lorsque la vitesse de circulation de fluide est plus grande que la vitesse minimum de fluidisation, i.e. lorsque le mouvement du fluide qui transporte les grains contrebalance la force exercée par leur poids (Obermeier, 1996). La fluidisation sera d'autant plus facile à initier que les forces de cohésion du milieu granulaire source sont faibles, que la viscosité du fluide est importante (Jonk, 2010) et que le différentiel de pression est suffisamment important (Vigorito & Hurst, 2008). Le sens de circulation de la mixture fluide-sable est le même que le sens de propagation de la fracturation hydraulique (radiale depuis un point source) mais peut potentiellement changer lorsque la fracturation atteint la surface (la propagation s'arrête mais l'écoulement peut se poursuivre en direction du point de fuite en surface). Ce découplage a déjà été observé dans un réseau d'injectites encaissé dans les sédiments Carbonifères du bassin de Craven en Angleterre (Kane, 2010). Dans la zone d'étude, les structures d'écoulement sont très rares sur les épontes des injectites mais les quelques flutes-casts ou encore groove-casts observés montrent des directions d'écoulement horizontales et parfois verticales (**Fig. A5.8**). Les structures d'écoulement interne sont visibles macroscopiquement grâce à la glauconie verdâtre qui souligne des bandes sédimentaires (**Fig. A5.9a-b**), reconnues microscopiquement par des bandes de grains de tailles réduite et un changement de composition (**Fig. A5.14a**). Ces bandes nous renseignent sur le régime d'écoulement au moment de l'injection et sont aisément différenciées des structures de compaction (**Fig. A5.9c**) ou d'effondrement

(**Fig. A5.9d**) également soulignés par la glauconie. Ainsi, les bandes sédimentaires sont le plus souvent subparallèles aux épontes, tout comme les clastes marneux arrachés à l'encaissant lors du transport de la mixture sable-fluide.

La direction de flux à l'intérieur de la fracturation peut être déduite de l'imbrication des minéraux retrouvés le long des bordures de dykes (Levi et al., 2006a,b). Dans le cas où des minéraux magnétiques sont transportés dans l'écoulement, l'imbrication des grains peut être déduite de la fabrique magnétique des minéraux qui composent l'injectite. Dans la zone d'étude, aucun minéral magnétique n'est présent dans les injectites (**Fig. A5.13c**) mais une réponse paramagnétique est obtenue grâce à la calcite ferrifère qui a précipité après la formation des injectites. La fabrique AMS obtenue (**Fig. A5.13b**) indique une pénétration latérale des fluides (Levi et al., 2006b), i.e. perpendiculaire à l'axe du dyke. Cela signifie que les fluides issus de l'encaissant ont précipité depuis les bordures des injectites vers leur cœur, comme cela avait été observé sur la lame mince d'un dyke différencié (**Fig. A5.15b-c**) et suggéré dans une étude précédente (Parize, 1988).

L'enregistrement pétrographique du transport de sédiments peut aussi être quantifié en mesurant la fabrique de la roche lorsque celle-ci est anisotrope (Launeau et Robin, 1996). Les résultats obtenus par la méthode des intercepts ont montré dans un dyke NE-SW que la fabrique des grains était oblique au plan de stratification (~30°SW) sur sa bordure NW, alors que la fabrique était horizontale en son cœur (**Fig. A5.11**). Cette double réponse signifie que la compaction tardive n'a pas affecté (ou pas totalement) la fabrique originelle des dykes, probablement parce que la cimentation calcitique était précoce. La fabrique minéralogique donne la direction de propagation de l'écoulement, par conséquent il peut y avoir eu une direction d'écoulement différenciée entre le cœur et les épontes des dykes (écoulement polyphasé par exemple). On peut suggérer également que l'obliquité des grains détritiques des bordures de dykes est due à l'imbrication des minéraux (Levi et al., 2006b) et implique que l'écoulement de la mixture sable-fluide, transportée dans les fractures, était horizontale dans le dyke échantillonné. D'après le résultat obtenu sur le dyke de la figure A5.10, l'écoulement se fait vers le NE dans la même direction que la propagation de la fracturation mesurée sur ce dyke (**Fig. A5.4**). Les directions d'écoulement mesurées sur les plus gros sills de la zone d'étude sont en moyenne orientées NNW-SSE (**Fig. A5.12a-b**), ce qui est très proche de la direction de fracturation mesurée sur les sills (**Fig. A5.4**). Les sills/wings localisés à l'est du laccolite sédimentaire du nord de la colline du Puy, se propagent vers l'est au regard des marches d'escalier (**Fig. A4.9a**). Là encore, la direction de propagation de la fracturation est dans la même direction que la direction de l'écoulement (**Fig. A5.12c**).

La dernière mesure directe qui permet de déterminer le sens d'écoulement dans des sédiments, est la mesure granulométrique des grains transportés. En effet, lorsque des grains de même composition sont transportés dans un écoulement déplétif avec la distance (Kneller & Branney, 1995), les grains les plus fins sont transportés le plus loin. La grano-décroissance à l'intérieurs des dykes peut se faire depuis les marges vers le cœur des injectites ou l'inverse (Hubbard et al., 2007) et en direction des zones les plus distales à la source (Taylor, 1982; Hubbard et al., 2007). La granulométrie des intrusions sableuses de Bevons est très homogène comme dans la plupart des intrusions sableuses reconnues (Allen, 1984), d'autant plus que la source correspond à des sables bien triés (Rubino, 1989). Cependant, les graphiques de granulométrie en fonction de la profondeur et en fonction d'un transect SW-NE, montrent systématiquement une légère grano-décroissance de 130-140 µm à 100-120 µm vers le haut et vers le nord (**Fig. A5.16**). Ce léger granoclassement suggère un écoulement vers le nord et vers le haut.

6.1.3. Histoire de circulation des fluides dans les injectites

L'étude des lames-minces en cathodoluminescence permet de définir la chronologie des différentes phases diagenétiques et des circulations de fluides associées. Les bandes de cisaillement ou bandes de déformation retrouvées dans les dykes de Bevons, sont issues de l'effondrement rapide de la structure granulaire qui a suivi la chute soudaine des pressions fluide (Jonk et al., 2003). Le cisaillement intra-granulaire induit une réduction de la taille des grains ainsi que des microfissures remplies par la suite par du quartz authigène (**Fig. A5.14c**). Cette minéralisation qui n'est retrouvée que dans ces bandes et pas à l'extérieur, est donc vraisemblablement issue de la circulation du fluide de formation des injectites. Les bandes sédimentaires, formées au cours de la mise en place des injectites, sont cimentées par de la calcite non-ferrifère luminescente (**Fig. A5.14a**). Cette calcite est elle aussi considérée issue des fluides d'injection dans la mesure où elle n'apparaît qu'en très faible quantité en dehors de ces bandes. Par conséquent, les fluides d'injection ont été piégés au cours d'une diagenèse très précoce (1ère phase de diagenèse) dans les bandes de cisaillement et dans les bandes sédimentaires. Les intrusions sableuses forcées sont formées suite à l'expulsion rapide de fluide surpressurisé capable de transporter les grains détritiques. La précipitation précoce de la calcite dans les bandes sédimentaires s'est probablement produite en réponse à la chute de pression soudaine lors de la remontée des fluides d'injection. Cette chute de pression permet le dégazage du CO_2 et la libération d'ions H^+ qui en résulte. En solution avec le calcium des eaux de formation, du bicarbonate (HCO_3^-) se forme. C'est ensuite que le bicarbonate va réagir avec le calcium pour rendre la solution super-saturée en $CaCO_3$ et précipiter la calcite, bien que le fluide ai refroidit en même temps (Zhang & Dawe, 1998, dans Jonk et al., 2003). L'évolution diagenétique communément observée dans les injectites est caractérisée par une phase de calcitisation puis de silicification (Morad, 1998). C'est aussi vrai dans les corps sableux nourriciers mais leur phase de silicification est généralement plus importante (Parize, 1988 ; Jonk et al., 2005). Les résultats de l'analyse AMS ont montrés que la calcite authigène non-luminescente est issue des fluides provenant de l'encaissant. Cette calcitisation abondante dans les injectites, est induite par la percolation des fluides de l'encaissant depuis les bordures des injectites vers leur cœur. Dans certains cas, cette phase diagenétique n'atteint pas le cœur à cause de la première phase diagenétique siliceuse (**Fig. A5.15**).

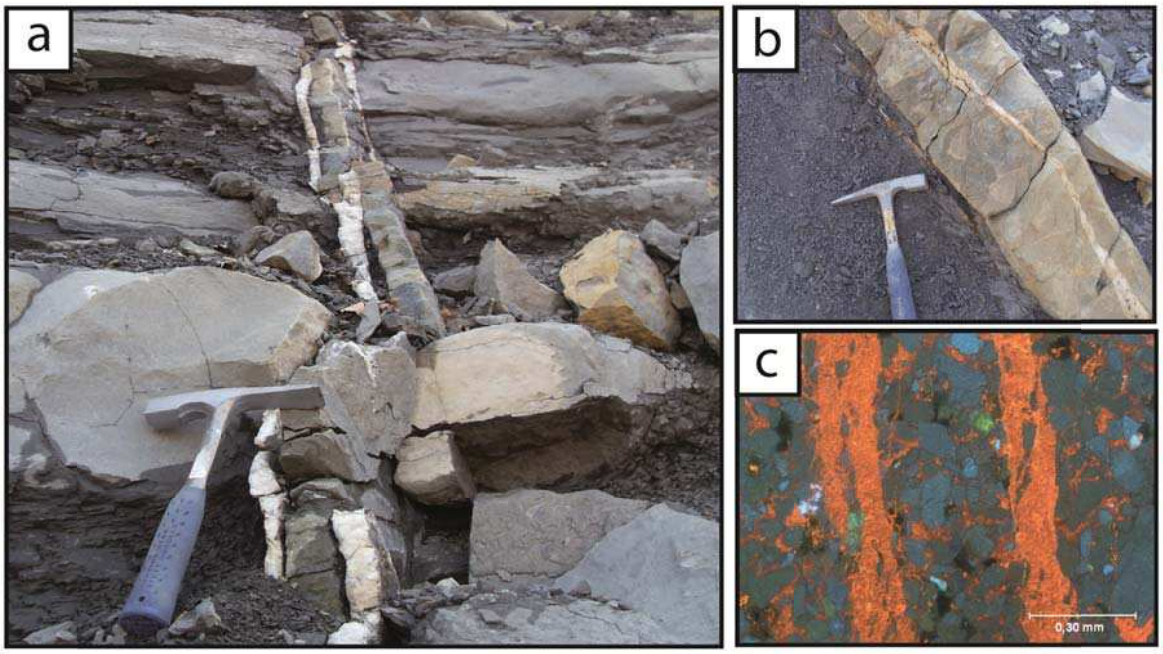


Fig. A5.19 : Veines de calcite tardive qui empruntent préférentiellement les dykes pour se propager dans l'encaissant. (a) le long des bordures de dykes. (b) à l'intérieur des dykes. (c) vu microscopique en cathodoluminescence des veines de calcite tardives.

La période durant laquelle les injectites se comportent comme des conduits, dans un bassin normalement subsident, dépend essentiellement de leur largeur, i.e. plus elles sont larges et plus elles permettront la circulation de fluide à grande profondeur (> 1 km) (Jonk et al., 2005). Dans la zone d'étude, certaines injectites ainsi que les corps dépositionnels ont subi une phase de diagenèse plus tardive (silice hydrothermale) signifiant que la calcitisation n'était pas totale et que les fluides ont pu circuler postérieurement. Finalement, une dernière phase de circulation de fluides est fossilisée à l'affleurement sous forme de veines de calcite le long des bordures externes des dykes (**Fig. A5.19a**) ou à l'intérieur des injectites recoupant les autres phases diagenétiques (**Figs. A5.19b-c**). Cette phase de circulation de fluides est associée au comportement cassant des injectites après leur cimentation lors de déformations tectoniques post-injection (Jonk et al., 2005).

6.1.4. Le modèle de propagation

Les marqueurs de propagation de la fracture à l'origine de la formation des injectites indiquent en moyenne une propagation vers le nord pour les fractures horizontales (contenant les sills). Sachant que cette fracturation remonte dans la stratigraphie dans cette même direction (**Fig. A4.9**), le corps sableux parent doit se trouver en profondeur et au sud de la zone d'étude. Les fractures verticales se propagent dans les deux directions opposées d'une même famille de fractures (ex : pour le set 1 la direction de propagation peut être soit vers le N50-60° ou soit vers le N230-240°) (**Fig. A5.4**), ce qui explique en partie le réseau dense de dykes de la zone d'étude. On observe qu'un dyke se propageant vers le NE a pu initier un autre dyke se propageant vers le SE, lui-même initiant un dyke vers le SW. Cette interprétation est cohérente avec le mécanisme de fracturation hydraulique, qui peut

localement inverser les contraintes σ_2 et σ_3 (Hubbert & Hillis, 1987). Il est important de noter que les fractures verticales (contenant les dykes) affleurant à Bevons se sont propagées principalement latéralement (axe de propagation parallèle à la stratigraphie), probablement à cause d'une barrière mécanique horizontale (**Fig. A5.18**) qui semble correspondre aux sills. Par conséquent, le corps sableux parent doit être suffisamment éloigné des affleurements d'étude pour que peu de marqueurs de propagation verticales ou même obliques aient été observés. Le mélange de sable et fluide qui a pénétré ce réseau de fracturation pour former les injectites s'est propagé dans la même direction. Les marqueurs de flux déduits des mesures directes favorisent aussi une source de fluide localisée au sud des zones à injectites (imbrication et linéation des minéraux, grano-décroissance vers le nord) et une source profonde (flutes et groove-casts qui indiquent des flux vers le haut, grano-décroissance verticale). La calcitisation précoce des bandes sédimentaires est aussi un argument favorable à une source de sable profonde au cours de l'injection car elle correspond vraisemblablement à la chute de pression de fluides ascendants. Enfin, les sites à injectites reconnues dans divers zones du bassin Vocontien, témoignent de la propagation latérale et en direction de la surface des injectites, depuis des chenaux turbiditiques aptiens-albiens moyen (Friès et Parize, 2003). Pour conclure, l'analyse directionnelle conforte le second modèle de formation des injectites de Bevons établie dans le chapitre 4, i.e. l'injection de sable latérale et vers le haut depuis un chenal albien inférieur-moyen (C_1) (**Fig. A4.13**).

6.2. Genèse des injectites

6.2.1. Chronologie de formation des injectites

Les analyses directionnelles ont montré qu'un chenal turbiditique albien inférieur-moyen (C_1), proche du Clansayésien (fin Aptien supérieur), pourrait être une source potentielle des intrusions sableuses. Des observations de terrain confortent cette interprétation car nous avons clairement identifié des injectites d'épaisseur pluri-métrique au-dessus de ce chenal (**Fig. A4.12**) et aucune injectite n'a été observée au-dessous de sa base (**Fig. A4.7**). Par conséquent, nous suggérons que les intrusions sableuses de Bevons sont le résultat de la remobilisation du chenal C_1 au cours de son enfouissement. Dans ce cas, les injectites se propagent principalement vers le haut et latéralement à la source comme les directions de propagation des injectites et les marqueurs potentiels d'écoulement le suggèrent dans la zone de Bevons. Selon la méthode établie par Hillier et Cosgrove (2002), qui consiste à comparer la porosité des marnes pendant l'injection sableuse, i.e. la porosité actuelle de la roche hôte plus celle perdue après l'injection (en tenant compte de la conservation des volumes), avec des courbes de porosité-profondeur de lithologies comparables, il est possible de connaître la profondeur d'enfouissement du corps sableux parent au moment de l'injection (Hillier et Cosgrove, 2002). Parce que la roche hôte n'était pas totalement compactée pendant l'injection sableuse, beaucoup de dykes ont été successivement plissés dans la zone d'étude (Parize, 1988). Par décompaction de ces dykes, il est possible de connaître le pourcentage de compaction subi par l'encaissant depuis que les dykes se sont mis en place (Hiscott, 1979), et par conséquent de connaître la quantité de porosité perdue dans les argiles par compaction (Hillier et Coscgrove, 2002, Parize et al., 2007a). Le taux de compaction (τ) mesuré des dykes recoupant les bancs calcaires du Clansayésien (« clasyesian bundle »), i.e. au niveau de la source supposée, est de l'ordre de 1,5 (Parize, 1988 ; Parize et al., 2007a). Cette valeur de compaction correspond approximativement à 35% de porosité perdue dans les argiles par compaction. La porosité actuelle des marnes est estimée à environ 10-15% (porosité minimum

par rapport à leur taux d'enfouissement maximum), cela signifie que la porosité des marnes pendant l'injection sableuse était d'environ 40-45%. Les courbes de porosité-profondeur obtenues de sédiments marins riches en argile (Velde, 1996) ; donnent une profondeur d'enfouissement équivalente comprise entre 300 et 600 m sous le fond marin, i.e. pendant le dépôt des sédiments de l'Albien supérieur - Cénomanien inférieur. Sur la base de l'estimation des paléo-contraintes au moment de l'injection, nous avions suggéré que le réseau de dykes de Bevons s'était formé entre l'Albien supérieur et le Cénomanien (cf. chapitre 4). L'âge de formation estimé par décompaction des dykes est donc cohérent avec le régime de contraintes au moment de l'injection. Avec la compaction tardive des sédiments ($\tau \approx 1{,}5$), le paléo-plancher océanique devrait se trouver à l'affleurement entre 200 et 400 m au-dessus du "clansayesian bundle", soit 50 à 250 m au-dessus de la limite actuelle d'affleurement supérieur de la zone d'étude (**Fig. A4.7**). Finalement, à cette profondeur d'enfouissement les sédiments apto-albiens étaient encore peu consolidés mais devaient être suffisamment cohésifs pour permettre le développement des injectites.

Le processus d'injection sableuse peut être monophasé (Jolly & Lonergan, 2002) ou polyphasé (Andersen, 2009; Kane, 2010; Vétel et Cartwright, 2010). Pour que plusieurs phases d'injections se produisent depuis le même corps nourricier, il faut que ce corps soit remis en surpression après chaque phase d'injection et qu'un évènement extérieur initie chaque nouvelle phase d'injection. Les mécanismes et processus à l'origine des surpressions et de l'initiation des injectites seront détaillés dans les sections suivantes (6.2.2 et 6.2.3). Dans la zone d'étude, plusieurs indices laissent penser que le processus d'injection fut polyphasé car il est fréquent de voir des dykes plissés à des mêmes niveaux stratigraphiques que des dykes droits (**Figs. A4.10b-c**). Cependant, cette caractéristique peut aussi témoigner d'une compaction différentielle de l'encaissant ou bien d'une différence dans le mode d'emplacement primaire du dyke (Parize et al., 2007a). Le véritable indice capable de nous informer sur le poly-phasage des injectites, est le diachronisme de propagation apparent entre les dykes et les sills. Ainsi, les interactions dykes-sills observées sur le terrain ont pu être classées selon trois familles : pénétration, déviation et recoupement (**Fig. A5.7**), qui indiquent que les dykes se sont mis en place après la formation de ces sills. Les sills sont probablement les barrières mécaniques horizontales qui ont favorisé la propagation latérale des dykes. Le temps écoulé entre chaque évènement n'est pas mesurable mais cela signifie que la phase d'injection qui a eu lieu lorsque la source était enfouie sous 300 – 600 m de profondeur, n'était au minimum qu'une deuxième phase d'injection. Cela signifie aussi que la phase d'injection des sills/wings de la zone d'étude s'est produite alors que la source de sable était enfouie sous des profondeurs inférieures à 300-600 m, et par conséquent, que la paléo-surface était très proche des sills lors de cette phase d'injection. Le fait que le processus d'injection sableuse soit polyphasé confirme que les intrusions sableuses de Bevons se sont mises en place après l'enfouissement de la source.

6.2.2. Génération des surpressions

Pour initier la fracturation hydraulique et ensuite son remplissage par la mixture sable-fluide (fluidisation), il faut nécessairement que le corps sableux source soit en surpression au cours de son enfouissement (Jolly et Lonergan, 2002). Les mécanismes probables de génération des surpressions dans les bassins sédimentaires ont été discutés depuis la fin des années 90, en considérant des situations géologiques réalistes (Osborne et Swarbrick, 1997; Swarbrick et Osborne, 1998; Grauls, 1999; Swarbrick et al., 2002). Ainsi, les principaux mécanismes générateurs de surpressions dans les bassins sédimentaires sont liés soit à la réduction mécanique de la porosité du solide qui compresse les fluides (déséquilibre de

compaction, contrainte latérale), soit à l'expansion du fluide piégé dans une roche imperméable (génération d'hydrocarbures, expansion thermique, déshydrations des argiles, transformation smectite-illite…) (Osborne et Swarbrick, 1997). La surpression induite par rétention des fluides, sera à l'origine de la sous-compaction des sédiments au cours de leur enfouissement (Osborne et Swarbrick, 1997). Basé sur le contexte tectonique et sédimentaire bien contraint de la zone d'étude, plusieurs mécanismes peuvent être à l'origine des surpressions dans le corps sableux C_1 au cours de son enfouissement :

- *Diminution du volume des pores*

Les surpressions induites par le déséquilibre de compaction sont initiées à faible profondeur lorsque le taux de sédimentation est élevé ((Mann et Mackenzie, 1990; Swarbrick et al., 2002) et que les sédiments sont peu perméables et compressibles (Mourgues, 2003). Par conséquent, la surpression dans les réservoirs adjacents peut être générée par déséquilibre de compaction s'ils sont isolés dans un encaissant de faible perméabilité, assisté de failles barrières pour limiter les circulations latérales de fluides (Osborne et Swarbrick, 1997). Les failles se comportent comme barrières ou conduits pour les circulations de fluides verticales et horizontales en fonction du rejet de la faille, des caractéristiques de la zone de dommage (épaisseur, traces, d'argile, cimentation, pendage…), des caractéristiques pétrophysiques des roches de part et d'autre de la zone de faille, et du régime de pression fluide (pression hydrostatique P_{water} et pression de flottabilité des hydrocarbures $P_{buoyancy}$) de part et d'autre de la zone de faille (Grauls et Baleix, 1997; Grauls et al., 2002). D'après Mann et Mackenzie (1990), une faille devient totalement imperméable s'il y a beaucoup de traces d'argile et/ou de cimentation diagenétique, ou que le déplacement vertical de la faille est très grand créant un contact argile-argile. Ce type de configuration induit une compartimentalisation (isolement) des réservoirs, à l'origine de discontinuités des pressions au sein d'un même système (Mann et Mackenzie, 1990; Zhong et al., 2002).

Dans la zone d'étude, le corps sableux de l'Albien inférieur-moyen à l'origine des intrusions sableuses (chenal turbiditique C_1), a été enfoui sous un intervalle marno-calcaire de plusieurs centaines de mètres jusqu'au Turonien (Gay et al., 1984). Cette succession argileuse est riche en smectite, illite et kaolinite avec une nette augmentation du pourcentage en smectite vers le haut de la succession, i.e. de 10-20% à l'Aptien jusqu'à 70-80% au Cénomanien-Turonien (Friès, 1987). Les argiles riches en smectite sont de plus faible perméabilité ($< 10^{-6}$ mD) que les argiles riches en illites et kaolinites (Mesri et Olson, 1971). Le taux d'enfouissement a subit une accélération brutale au Cénomanien, passant de 40 m/Ma entre l'Aptien et l'Albien, à plus de 165 m/Ma au Cénomanien (Friès, 1987). Les faibles perméabilités, additionnées à l'accélération du taux de sédimentation à partir du Cénomanien, ont été des conditions idéales pour induire un déséquilibre de compaction dans les sédiments argileux de la zone d'étude au cours de l'enfouissement précoce. Au niveau de l'affleurement du Couvent (**Fig. A4.3**), la série est découpée par la terminaison septentrionale du réseau de failles normales du champ de Banon, qui a joué à la fin Bédoulien (scellé par le Gargasien) et rejoué à l'Albien supérieur (scellé par les turbidites) (Friès, 1987). Le déséquilibre de compaction a pu également être généré précocement grâce à ces nombreuses failles syn-sédimentaires à rejets pluri-décamétriques (ex : F_1 et F_2 de la Figure A5.4) qui ont découpé les corps sableux dépositionnels de la zone d'étude. En conclusion, le corps turbiditique de l'Albien inférieur-moyen, considéré comme la source des intrusions sableuses, a vraisemblablement été isolé puis mis en surpression au cours de son enfouissement précoce par déséquilibre de compaction.

- *Augmentation du volume de fluide*

La seconde cause de surpression dans les bassins sédimentaires est liée à la génération des hydrocarbures, plus particulièrement lors de la métagenèse (Osborne et Swarbrick, 1997, Swarbrick et al., 2002, Mourgues, 2003). La métagenèse, i.e. la dernière phase d'évolution du kérogène, se produit à des profondeurs d'environ 3500 - 4000 m et induit une augmentation de volume de l'ordre de 75 à 140 %, et la catagenèse se produit à des profondeurs variant de 1500 à 4000 m selon les bassins et induit une augmentation de volume entre 25 et 50% selon la composition du kérogène (Tissot et Welte, 1984). Les mécanismes d'expansion de fluides sont essentiellement contrôlés par la température (Swarbrick et al., 2002) et se produisent principalement à des profondeurs supérieures à 1 km (> 50°C). Cependant, un premier palier de déshydratation des smectites, i.e. d'un relâchement d'une énorme quantité de fluide, se produirait dans le premier kilomètre entre 25 et 60°C (Colton-Bradley, 1987; Dubacq et al., 2010). Les quantités maximum d'eau libérées sont obtenues pour les smectites riches en Ca et atteindraient plus de 30% d'augmentation du volume de fluide (Vidal et Dubacq, 2009; Dubacq et al., 2010), bien plus que les 1-2% suggérés par Osborne et Swarbrick (1997). Parce que la porosité/perméabilité des chenaux est plus grande que les argiles environnantes, cela crée un chemin naturel pour les fluides qui vont s'accumuler dans les chenaux et voir leur pression augmenter.

D'après la méthode de Hillier et Cosgrove (2002), la profondeur d'enfouissement de la source de sable au moment de l'injection a été estimée à 300 - 600 m. Par conséquent, la mise en surpression de cette source n'a pas pu être induite par le craquage des huiles ou du gaz, ou encore par les transformations smectite-illite qui se font au-delà de 2 km d'enfouissement (Swarbrick et al., 2002). Cependant, la première phase de déshydratation des argiles de la roche hôte, riches en Ca-smectite, a pu avoir son importance dans la mise en surpression. Les cheminées carbonatées retrouvées dans le Gargasien supérieur de la zone d'étude, situées quelques mètres sous le corps sableux source, témoignent de la circulation de méthane à très faible profondeur (Mostefaï, 1997). Ces cheminées peuvent aussi témoigner de conditions de surpression dans les sédiments marneux (Clari et al., 2009), responsables de glissements gravitaires (Mourgues et Cobbold, 2003; Cobbold et al., 2004; Mourgues et Cobbold, 2006). Les cheminées carbonatées de la zone d'étude, et plus généralement du bassin Vocontien, sont généralement recouvertes par des slumps d'épaisseur métrique à décamétrique. Il se peut donc que ces slumps ce soit formés en réponse à une surpression qui a existé dans les premiers mètres des sédiments fini-aptiens. Si c'est le cas, la surpression est liée à la précipitation du ciment intergranulaire par l'oxydation anoxique microbienne du méthane, qui par conséquent a diminué la perméabilité des sédiments (Clari et al., 2009). Ainsi, même s'il n'est pas possible de savoir si la migration du méthane a pu ou non augmenter la pression du corps sableux source C_1, elle pourrait être responsable d'une diminution de la perméabilité des sédiments sous-jacents, qui favorise le mécanisme de déséquilibre de compaction à faible profondeur.

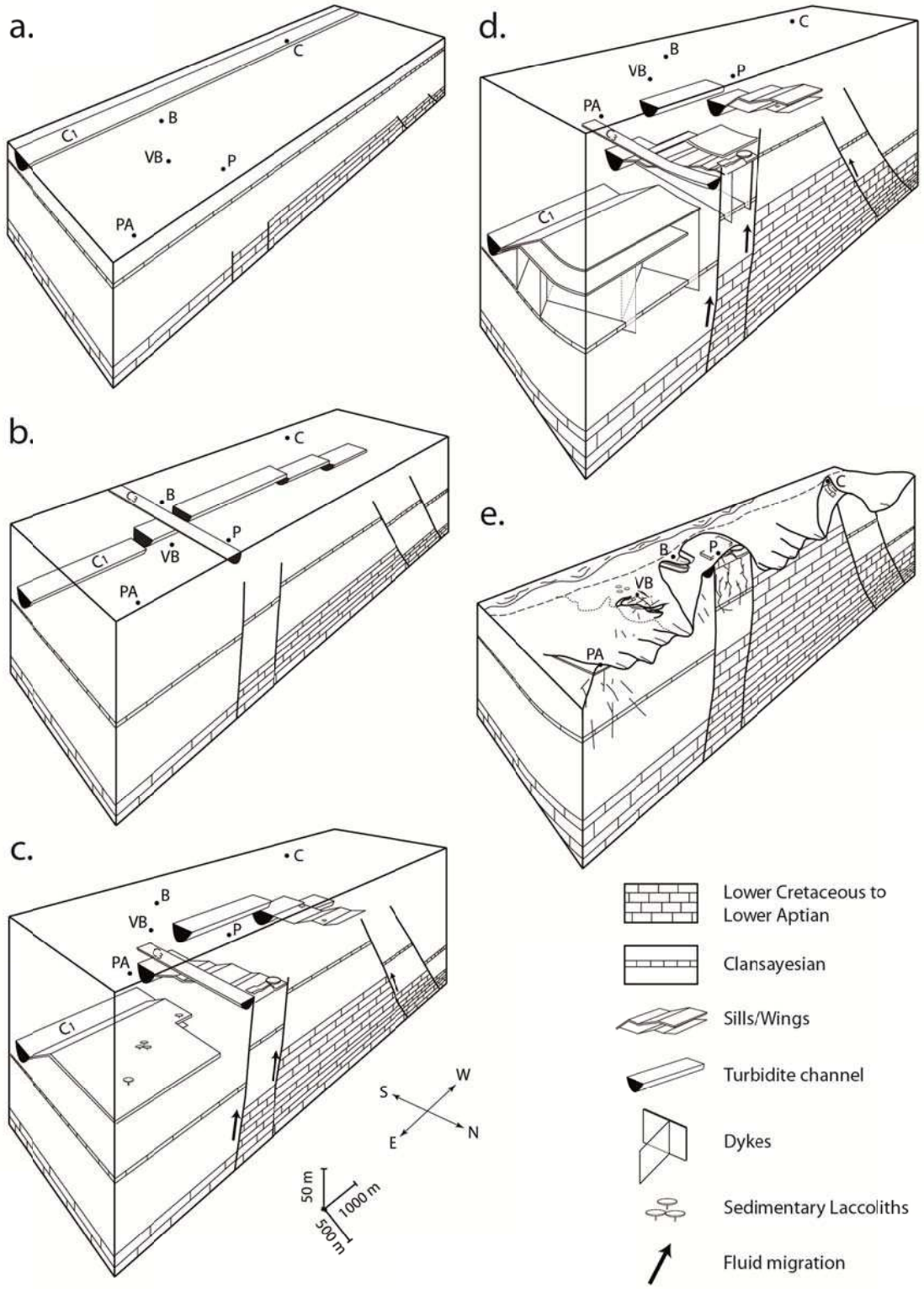
6.2.3. Mécanismes déclencheurs

Les éventuels évènements déclencheurs de l'injection ont été résumés par Jolly et Lonergan (2002) ou encore Hurst et al. (2011), qui en ont identifié quatre principaux : (i) l'activité sismique (e.g Newsom, 1903; Martil et Hudson, 1989; Obermeier, 1996; Surlyk et Noe-Nygaard, 2001; Molyneux et al., 2002; Levi et al., 2006; Hurst et al., 2011), (ii) les contraintes tectoniques dans un contexte extensif (e.g. Vitanage, 1954; Harms, 1965; Scholz et al., 2009), (iii) les instabilités de pente (slumps) ou la charge d'un corps (glacier) (e.g.

Truswell, 1972; Taylor, 1982; Rijsdijk et al., 1999; Rowe et al., 2002; Jonk et al., 2010), et (iv) l'apport important de fluides ascendants en surpression dans un corps sableux moins profond (e.g. Cathles et Smith, 1983; Brooke et al., 1995). Dans le cas des plus larges réseaux d'injectites, le dernier mécanisme semble le plus probable car l'injection requiert une grande quantité de fluides pour transporter le sable (Hurst et al., 2003, 2011).

L'injection sableuse de Bevons s'est produite à l'Albien supérieur - Cénomanien inférieur dans un contexte extensif NW-SE lors de la phase de déformation méso-crétacé de la plateforme Provençale, connue sous le nom d'isthme durancien (Gignoux, 1925). Compte tenu du contexte tectonique et sédimentaire à cette période, nous suggérons que l'afflux de fluides ascendant en surpression le long de plans de failles est le mécanisme le plus probable à l'origine de l'injection forcée. Le diachronisme entre les sills et les dykes signifie que cet apport important de fluides s'est au moins répété deux fois. Par conséquent nous suggérons que les fluides ont circulé cycliquement le long des plans de failles par le principe des failles-valves (cf. Sibson, 1988). Les failles-valves (faible perméabilité) permettent l'accumulation de fluide en périodes inter-sismiques (« fault-seal »), et libèrent massivement des fluides en surpression pendant les périodes co-sismiques (Sibson, 1995, 2007).

Fig. A5.20 (page suivante) : Schéma synthétique de formation du réseau d'injections sableuses de Bevons. (a) dépôt des sédiments marneux de l'Aptien sur un substrat calcaire faillé du Crétacé inférieur. Le chenal turbiditique C_1, d'âge Albien moyen, repose très près du Clansayésien. (b) Le chenal C_1 est enfoui et compartimentalisé par les failles qui continuent de jouer pendant le dépôt des sédiments, favorisant la mise en surpression des compartiments isolés dans l'encaissant argileux. Déposition à l'Albien supérieur du chenal turbiditique C_3. (c) L'enfouissement du chenal C_1 s'est poursuivi et la pression a continué d'augmenter. Initiation de la première phase d'injection, suite au rejeu des failles qui a permis l'afflux de fluides dans les compartiments en surpression (évènement déclencheur). Cette 1ère phase d'injection induit des sills/wings ainsi que des laccolites sédimentaires. (d) Après la 1ère phase d'injection le chenal C_1 s'est remis en surpression (les failles jouant le rôle de barrière entre deux phases d'injection). Initiation de la deuxième phase d'injection, toujours en conséquence du rejeu des failles qui deviennent conduits de fluides. Pendant cette phase d'injection, les dykes se forment. (e) Réseau d'injectites de Bevons tel qu'il affleure actuellement (érosion). A noter que le chenal turbiditique C_2 n'est pas représenté sur la figure pour des raisons de lisibilité.


a.
b.
c.
d.
e.
C
B
VB
P
PA
C1
C2
S
W
E
N
50 m
1000 m
500 m
Lower Cretaceous to Lower Aptian
Clansayesian
Sills/Wings
Turbidite channel
Dykes
Sedimentary Laccoliths
Fluid migration

6.2.4. Le modèle d'injection

A Bevons, le chenal C_1 s'est déposé en est-ouest durant l'Albien inférieur-moyen, érodant les séries sous-jacentes jusqu'au sommet du « Clansayésien » (Aptien supérieur) (**Fig. A5.20a**). Le jeu de failles perpendiculaires à l'axe du chenal a permis la compartimentalisation du chenal au cours de son enfouissement (**Fig. A5.20b**). La couverture argileuse, associée à ces barrières latérales, ont été propices à la mise en surpression précoce des compartiments du chenal par déséquilibre de compaction. D'autres mécanismes ont pu jouer un rôle, notamment la déshydratation des argiles ou encore la migration de méthane. L'injection s'est probablement initiée lors de périodes co-sismiques, pendant lesquelles des fluides profonds ont pu circuler dans les failles (principe des « failles-valves ») et affluer rapidement dans les compartiments surpressurisés du chenal C_1. Ces périodes sont les évènements déclencheurs des phases d'injections. Une première phase d'injection s'est produite alors que le chenal était enfoui à moins de 300-600 m de profondeur et a permis la formation de sills/wings et de laccolites sédimentaires au nord de la marge du chenal C_1 (**Fig. A5.20c**). Pendant cette période, la zone d'étude acquérait sa morphologie en synclinal. Une deuxième phase d'injection s'est initiée depuis le chenal C_1 enfoui entre 300 et 600 m de profondeur et c'est au cours de cette phase que le réseau de dykes s'est mis en place (**Fig. A5.20d**). Le nombre de phases d'injection maximum ainsi que la durée relative entre chaque phase n'a pas pu être déterminée, en partie à cause des données d'affleurement limitées par l'érosion tardive (**Fig. A5.20e**). D'après la profondeur d'enfouissement du chenal C_1 au moment des phases d'injection, il semble que l'emplacement du réseau d'injectites de Bevons s'est déroulé entre la fin de l'Albien et le début du Cénomanien.

7. Conclusions

La propagation de la fracturation hydraulique, et donc des injectites, peut être enregistrée à l'affleurement par des structures plumeuses sur les bordures d'injectites et par les interactions avec l'encaissant. L'écoulement du flux de matériel sédimentaire (i.e. mixture sable et fluide) est lui enregistré à l'affleurement sur les bordures externes et à l'intérieur du matériel qui constitue les injectites. L'ensemble des résultats obtenus grâce à ces marqueurs potentiels de propagation des injectites dans leur encaissant ont permis de définir que :

1- Les sills se sont globalement propagés vers le N-NW avec des directions et sens de fracturation (plumoses) comprises entre N350° et N20° et des directions d'écoulement (allongement des grains) comprises entre N140° et N170°. Cette direction est cohérente avec la propagation visuelle des wings qui remontent la stratigraphie vers le nord.

2- Les dykes se sont principalement propagés latéralement, marqué par les directions de plumoses, des figures externes et internes d'écoulement et l'imbrication des minéraux. Les sens de propagation sont variés et indépendant des familles directionnelles (sets 1 à 4) mais les variations granulométriques sont favorables à une propagation globale vers le nord et vers le haut. Les interactions entre les dykes et l'encaissant, i.e. les changements de directions des dykes à la base et/ou au sommet de quelques bancs calcaires, la verticalisation de la schistosité à proximité des dykes et les bifurcations vers le haut et vers le bas des dykes, confortent notre interprétation de la propagation latérale des dykes. Les dykes situés le plus haut stratigraphiquement interagissent avec les sills selon trois manières : (i) en les déviant à proximité de leur base, (ii) en les pénétrant à leur base ou (iii) en les recoupant. Les dykes ont

donc également une composante de propagation verticale. La composante principale de propagation des dykes est latérale probablement à cause des sills qui, formés antérieurement aux dykes, ont pu limiter la propagation verticale de la fracturation en jouant le rôle de barrière mécanique.

3- La direction de propagation de la fracturation hydraulique est la même que la direction du flux sédimentaire (la mixture sable-fluide) qui a rempli ces fractures. Ces marqueurs potentiels de propagation des injectites favorisent une source au sud de la zone d'étude et en profondeur. Par conséquent, le chenal turbiditique C_1 albien inférieur-moyen situé au sud de la zone d'étude (cf. chapitre 4), est vraisemblablement le corps sableux parent du réseau d'injectites de Bevons.

4- La calcitisation précoce des bandes sédimentaires, induite par la chute de pression des fluides profonds, est aussi un argument favorable à une source de sable profonde au cours de l'injection. Cette première phase de circulation de fluide (fluidisation) propre à la formation des injectites est suivie de deux autres phases de diagenèse dans l'histoire d'enfouissement des injectites. Elles correspondent à la percolation des fluides issus de l'encaissant alors que les injectites étaient encore perméables et aux circulations de fluides profonds dans les injectites qui n'ont pas été entièrement cimentées par la précédente phase de diagenèse. Une dernière étape de circulation de fluides s'est produite dans des plans de fracture qui ont suivi les bordures de dykes lorsque ceux-ci étaient totalement cimentés. Ces circulations tardives de fluides ne nous renseignent pas sur le sens de propagation du flux sédimentaire mais soulignent l'importance des injectites dans la plomberie des systèmes profonds.

5- Les intrusions de sable de Bevons se sont formées par le processus d'injection forcée pure (pas d'évidence d'intrusions vers le bas pour suggérer l'injection forcée subtrusive), suite à la mise en surpression du chenal C_1 par déséquilibre de compaction. Le déséquilibre de compaction a pu être initié par des argiles environnantes riches en smectite, la compartimentalisation précoce dans l'enfouissement du chenal, l'accélération du taux de sédimentation au début du Cénomanien et par d'éventuels processus chimiques (déshydratation des argiles ou précipitation par oxydation du méthane). L'injection du sable s'est initiée à plusieurs reprises (au moins 2) mais dans un intervalle de temps restreint compris entre l'Aptien supérieur et le début du Cénomanien, alors que la source était probablement enfouie sous 300-600 m de sédiments. La quantité de fluide nécessaire à l'injection du sable et le polyphasage de l'injection suggèrent que le mécanisme déclencheur correspond à l'apport important de fluides profonds par l'intermédiaire de 'failles-valves' (processus cyclique).

Bilan chapitre 5

Dans ce chapitre, basé sur l'étude du réseau d'injectites de Bevons (SE France) que nous avons caractérisé géométriquement dans le chapitre 4, nous nous sommes intéressés à définir le sens de propagation des intrusions sableuses pour mieux comprendre quels sont les processus de mise en place des injectites et les migrations de fluides associées. A partir de structures plumeuses identifiées sur les bordures d'injectites et propres au mécanisme d'hydrofracturation, nous avons montré que les sills et les dykes se sont propagés principalement latéralement à un chenal albien inférieur-moyen sur environ 2 km (limite d'affleurements) (**Fig. 5.2**). Les wings qui remontent dans la stratigraphie, les laccolithes sédimentaires et les interactions des dykes avec les sills, ont montré que la propagation des injectites de Bevons s'est aussi faite vers le haut sur au moins 200 m (limite d'affleurements) ou sur environ 300-600 m (estimation de la paléo-surface) (**Fig. 5.2**). Les marqueurs ponctuels d'écoulement de fluides, tels que les figures d'écoulement externes et internes aux injectites, l'imbrication des minéraux et la grano-décroissance, indiquent que la direction du flux sédimentaire lors de l'injection est la même que celle de la propagation de la fracturation hydraulique. Le mouvement des fluides dans les fractures hydrauliques s'initie grâce au diférentiel de pression qui se crée entre le corps sableux parent en surpression et la pointe de la fracture hydraulique (Vigorito et Hurst, 2010). Ce différentiel devient généralement maximum lorsque la fracturation hydraulique atteint la surface (Rodrigues et al., 2009). A Bevons le mouvement des fluides s'est fait uniquement en direction de la pointe de la fracturation hydraulique (latéralement à la source, cf. Figure 5.2).

La propagation latérale des injectites (dykes et sills), et la migration associée de fluides au cours de l'injection, a été de 4 à 10 fois supérieure à celle verticale dans notre zone d'étude. Nous pensons que ce type de propagation est commun au processus d'injection (de fracturation hydraulique) depuis des chenaux turbiditiques mais qu'il souvent sous-estimé ou négligé à la faveur d'une propagation principalement verticale (e.g. Davies et al., 2012, 2013).

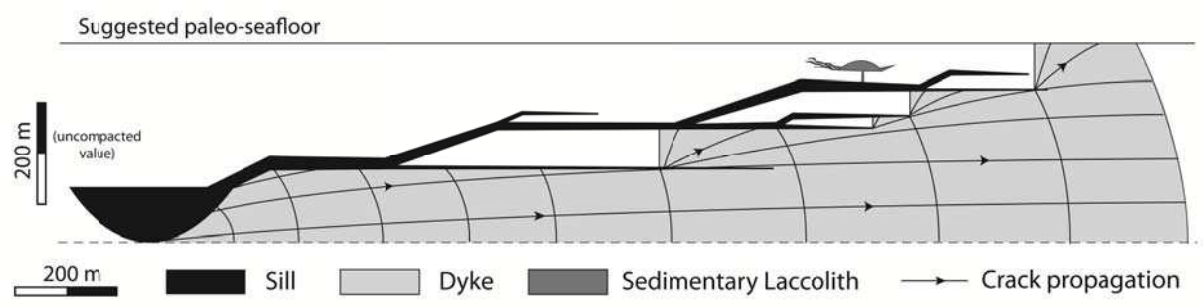


Fig. 5.2 : Schéma de synthèse illustrant la propagation générale des intrusions sableuses de Bevons.

L'analyse pétrographique en lames minces par cathodoluminescence a permis de déterminer les différentes phases de diagenèse qu'ont connues les injectites de Bevons depuis leur formation. Celles-ci témoignent d'une histoire de circulation de fluides polyphasée. La méthode d'anisotropie de susceptibilité magnétique (AMS), initialement utilisée pour déterminer la direction et le sens du flux sédimentaire, a permis de mieux contraindre cette histoire. Ainsi, le réseau d'injectites de Bevons a enregistré quatre phases de diagenèse :

- 1ère phase de diagenèse : Les fluides de formation des injectites de Bevons ont été piégés au cours d'une diagenèse très précoce dans les bandes de cisaillement et dans les bandes sédimentaires.
- 2ème phase de diagenèse : Les injectites sont principalement cimentées par de la calcite authigène provenant des fluides (marins) de l'encaissant. Selon les résultats de l'AMS, cette calcitisation abondante dans les injectites est induite par la percolation des fluides de l'encaissant depuis les bordures des injectites vers leur cœur.
- 3ème phase de diagenèse : Les injectites les plus épaisses ainsi que les corps dépositionnels ont subi une phase de diagenèse plus tardive (silice hydrothermale) signifiant que la calcitisation n'était pas totale et que des fluides ont pu circuler à plus grande profondeur.
- 4ème phase de diagenèse : Les veines de calcite identifiées le long des bordures de dykes ou à plus petite échelle dans les dykes témoignent du trajet préférentiel des fluides qui empruntent le chemin des dykes au cours d'une phase de circulation plus tardive. Cette dernière phase de circulation de fluides est associée au comportement cassant des injectites (contraste avec la roche hôte) après leur cimentation lors de déformations tectoniques post-injection (Jonk et al., 2005).

Le diachronisme apparent entre les dykes et les sills, ainsi que la présence de dykes plissés par compaction au même niveau stratigraphique que des dykes droits, suggèrent que le processus d'injection a opéré au moins deux fois. Par conséquent, les injectites ont agi comme des valves qui ont libéré les fluides piégés dans le chenal albien inférieur-moyen chaque fois que les pressions sont devenues trop grandes pour être supportées par la couverture argileuse. Cependant, le temps écoulé entre chaque évènement n'a pas pu être déterminé. La diagenèse des injectites est généralement plus précoce que celle des corps sableux source, notamment parce qu'elles sont moins épaisses et donc que l'interaction entre les fluides de l'encaissant et les injectites est plus efficace. On a montré que les dykes et les sills étaient cimentés précocement par de la calcite non-ferrifère (= fluides d'injection) et ferrifère (= interaction avec les fluides marins de l'encaissant), alors que les corps sableux dépositionnels (incluant le chenal source) étaient principalement cimentés par de la silice hydrothermale signifiant qu'ils ont été cimentés par des fluides profonds (chauds). Par conséquent, le processus d'injection peut potentiellement se répéter tant que la source de sable n'est pas cimentée et que les injectites des précédents évènements d'injection ne laissent pas les fluides de la source s'échapper vers la surface. Finalement, le processus d'injection peut être polyphasé (Kane et al., 2010; Vétel et Cartwright, 2010).

Selon Hurst et al. (2003a) une quantité de fluides équivalent environ au volume de sable injecté est libérée à chaque évènement d'injection. Cela signifie que les injectites sont capables de redistribuer les fluides en surpression dans des corps sableux moins profonds et donc d'initier une nouvelle phase d'expulsion de fluide (principe de la réaction en chaine). Nous pensons que la connexion « apparente » entre le chenal albien inférieur-moyen C_1 et les chenaux albiens supérieurs C_2 et C_3, est susceptible d'avoir déclenchée une nouvelle phase d'injection depuis les chenaux albiens supérieurs.

Notre étude a montré que l'injection de sable depuis le chenal turbidtique C_1 s'est faite principalement latéralement mais en direction de la surface. Ce nouvel exemple conforte l'idée que l'injection naturelle de sable dans les environnements turbiditiques se fait principalement vers le haut (Jolly et Lonergan, 2002), en réponse à la mise en surpression des corps sableux enfouis et isolés, et à un mécanisme déclencheur externe capable de fournir suffisamment de fluide pour déclencher l'injection (Hurst et al., 2011). Les injectites de

Bevons, formées selon nos estimations à l'Albien sup.-Cénomanien inf. (méthode de décompaction des dykes), se sont probablement mises en place suite à l'apport important de fluides profonds dans le chenal albien inférieur-moyen C_1, en réponse au comportement de failles-valves (Sibson, 2000) qui ont joué tout au long de l'apto-cénomanien. Les failles-valves induisent l'afflux cyclique de fluides en surpression (en période co-sismique elles agissent comme des conduits et en période inter-sismique comme des barrières), par conséquent elles peuvent expliquer la cyclicité du processus d'injection à Bevons. La mise en surpression initiale a pu être induite par une augmentation du taux de sédimentation dans le bassin au Cénomanien Inférieur. Nous avons vu dans le précédent chapitre que les injectites de Bevons ont aussi enregistré les paléo-contraintes à l'intérieur du bassin au moment de l'injection, caractéristiques des conditions tectoniques de l'Albien supérieur-Cénomanien inférieur. Par conséquent, le réseau d'injectites de Bevons marque des évènements importants dans l'histoire du bassin Vocontien à la limite Albien supérieur – Cénomanien inférieur. D'autres réseaux d'injectites à l'intérieur du bassin témoignent aussi probablement de ces mêmes évènements (cf. Rosans, Nyons, Serre-Chaitieu en **Annexe 3**).

Les données d'affleurements permettent ainsi de déterminer l'histoire de la mise en place du réseau d'injectites même si nous n'en avons qu'une vision partielle limitée par la qualité d'affleurement. Il ne sera jamais possible bien entendu de visualiser le réseau dans son ensemble sur le terrain. C'est pourquoi il est important de coupler ces résultats avec ceux obtenus à partir de l'analyse en 3 dimensions des données sismiques, même si ces données ont une résolution limitée par la technique même d'investigation. A partir de cette connaissance couplée entre données sismiques et données d'affleurements, le défi sera donc de pouvoir interpréter des données ponctuelles comme c'est le cas par exemple dans les données de puits. Nous proposons dans le prochain chapitre un cas appliqué de plusieurs puits de la marge Ouest-Africaine dans lesquels nous allons tenter de définir :

1- L'organisation du réseau d'injectites par rapport aux systèmes dépositionnels turbiditiques ;
2- L'architecture du réseau d'injectites à partir de la caractérisation des mécanismes à l'origine de sa formation ;
3- Les processus responsables de la formation de ce réseau d'injectites à partir du contexte sédimentaire et structural de la zone.

Nous proposons ainsi un modèle global de remobilisation de sables et de fluides qui permet la connexion entre des niveaux, comme les chenaux turbiditiques, à l'origine isolés stratigraphiquement par des intervalles argileux.

Chapitre VI

Apport des analogues à la caractérisation du réseau d'injectites à partir de critères ponctuels des données de puits et de carottes. Exemple de deux champs pétroliers du bassin du Bas-Congo

1. Introduction

Le bassin du Bas Congo, situé sur la marge ouest africaine, est aujourd'hui l'une des régions pétrolifères les mieux étudiées. Les données de subsurface de très haute qualité, ont mises en évidence la présence de chenaux turbiditiques très sinueux, plus ou moins complexes (Kolla et al., 2001), au potentiel pétrolier largement prouvé depuis le début de leur exploration. Ces chenaux d'eau profonde ont fait l'objet d'un grand nombre d'études qui permettent aujourd'hui d'avoir une vision assez précise de leur morphologie, ainsi que des processus sédimentaires à l'origine de ces morphologies (e.g. Kolla, 2001; Babonneau et al., 2002; Temple et al., 2004, Labourdette et al., 2010; Babonneau et al. 2010). L'intérêt très fort des compagnies pétrolières pour ces objets sédimentaires, ainsi que la quantité de données qui en découlent, permettent d'étudier les systèmes turbiditiques toujours plus en détail. Dans cette étude, l'intérêt sera porté sur des intrusions sableuses sub-sismiques, associées aux systèmes de chenaux turbiditiques oligocènes et miocènes du bassin du Bas Congo. Ces intrusions sableuses ont une forte implication sur le développement des gisements et la production des hydrocarbures car elles modifient largement les connexions initiales entre les chenaux et permettent aux fluides de circuler plus facilement à travers les couvertures imperméables. L'identification et la caractérisation des injectites sont surtout des points importants pour améliorer notre compréhension de l'évolution structurale et hydrodynamique de la zone injectée. Les injectites sont en effet de très bons marqueurs d'échappements de fluides, d'évènements tectoniques, des paléo-contraintes, des conditions de surpressions, des propriétés de la couverture, et de processus sédimentaires (dépôt de sable, slumps…) et post-sédimentaires (remobilisations).

L'étude détaillée des structures internes et externes des injectites visibles à l'affleurement est fondamentale pour mieux prédire l'occurrence et la géométrie des réseaux d'injectites (e.g. Parize, 1988; Surlyk et al., 2001; Vétel et Cartwright, 2010; Kane, 2010). Cependant, les résultats resteront toujours très dépendants du cas considéré, de ses dimensions ou encore de son historique d'enfouissement. Le but de ce chapitre est de mieux comprendre quels sont les mécanismes et processus d'injection qui ont contribué à la formation des injectites sub-sismiques du bassin du Bas Congo, pour mieux contraindre leur caractérisation architecturale. Ce chapitre est dans un premier temps consacré à analyser les relations entre sédimentation et structures des formations oligo-miocènes du bassin du Bas-Congo et les injectites identifiées en carotte et logs d'image. Une fois ce lien défini, il s'agira d'évaluer quels sont les facteurs qui agissent sur la localisation des injectites et de manière plus précise, sur leurs géométries et dimensions. Ces résultats seront comparés aux données de terrain acquises sur les affleurements de Bevons (SE France), pour définir quels sont les mécanismes qui contrôlent la morphologie des réseaux d'injectites. Enfin, en fonction des résultats obtenus, un point sera aussi établi sur les processus d'injection qui ont pu agir dans les différents champs étudiés. Définir les processus d'injection permet aussi de mieux prédire la présence et la géométrie des injectites sub-sismiques dans les zones non couvertes par des puits.

2. Les injectites subsismiques : définitions

Les intrusions sableuses subsismiques, dykes, sills ou brèches d'injection, sont identifiées dans les carottes et sur les diagraphies d'imagerie enregistrées dans les puits pétroliers. Elles sont moins facilement détectables sur les logs d'image. Avant tout éventuelle cimentation, ce sont des objets généralement de très bonne porosité et de bonne perméabilité qui se mettent en place dans des sédiments de très faible perméabilité. La perméabilité est

cependant plus faible dans les brèches d'injection à cause des nombreux clastes argileux, tout comme elle peut être réduite dans les dykes et sills à cause de la présence de particules argileuses dans le réseau poreux. Dans certains cas, les intrusions sableuses peuvent être confondues avec des bancs de sables dépositionnels isolés, du sable avec des clastes argileux flottants, un lag de base de chenal et une brèche d'éboulement de marge de chenal. Il existe cependant quelques critères pour différencier les intrusions sableuses des autres corps sédimentaires.

2.1. Identification des injectites sur les carottes

La reconnaissance des intrusions sableuses dans les carottes est parfois évidente grâce à des relations de recoupement avec la stratigraphie de l'encaissant argileux ce qui en fait un critère caractéristique. Ceci est vrai pour les dykes, mais est beaucoup moins évident pour les sills ou encore les brèches d'injections. De manière générale, les intrusions sableuses sont constituées de sables fins à moyens, sans structures ni aucun granoclassement (Allen, 1984).

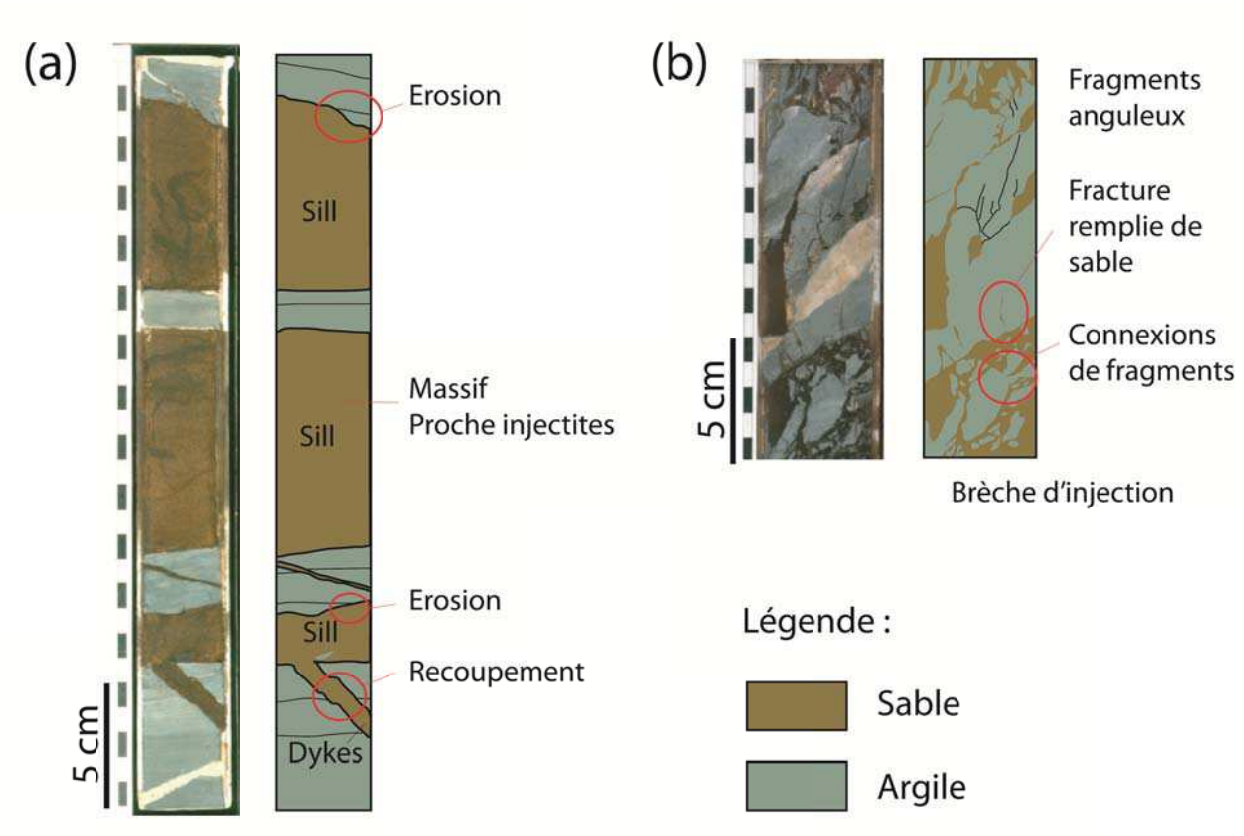


Fig. 6.1 : Exemple type d'injectites identifiées sur les carottes. (a) Les dykes sont caractérisés par le recoupement de la stratigraphie et les sills sont caractérisés par le sommet parfois érosif, la relation avec des dykes et ils sont massifs. (b) La brèche d'injection est caractérisée par des fragments anguleux, des micro-fractures rempli par du sable, des fragments connectés (non disloqués) (modifié de Braccini et al., 2002).

Les dykes (**Fig. 6.1a**) : ils correspondent à des corps sableux à bords plus ou moins parallèles qui recoupent avec un angle plus ou moins fort la stratigraphie. Ils peuvent être droits ou plissés. Les dykes peuvent contenir quelques clastes argileux arrachés à l'encaissant, qui sont le plus souvent en forme d'amande avec leur axe d'allongement parallèle aux épontes.

Les sills (**Fig. 6.1a**) : ils sont parallèles à la stratigraphie, il est donc possible de les confondre avec des bancs de sable dépositionnels. Néanmoins, quelques indices stratigraphiques et sédimentaires permettent de les différencier. Sauf quelques rares exceptions, comme des laminations planes marquées par un minéral coloré (ex : glauconie, fer), les sills ne possèdent pas de structures sédimentaires particulières. Un critère indubitable de reconnaissance d'un sill sur carotte est une érosion au sommet, ce qui implique forcément une intrusion post-dépositionnelle du sable (à condition qu'il ne s'agisse pas d'une turbidite renversée, par exemple dans un slump). L'érosion de l'encaissant doit être bien défini pour ne pas laisser le doute sur d'éventuelles « starved ripples ». Enfin, lorsqu'un banc de sable centimétrique ou décimétrique parallèle à la stratigraphie est entouré de dykes ou encore selon la logique sédimentaire / stratigraphique de la zone d'étude (ex : banc de sable isolé au milieu d'une série très argileuse), on peut soupçonner qu'il s'agisse d'un sill plutôt que d'un corps dépositionnel.

Les brèches d'injection (**Fig. 6.1b**) : elles correspondent à des corps sableux, décimétriques à pluri-métriques, aux limites avec l'encaissant irrégulières et contenant des clastes argileux anguleux en très grand nombre. Le faciès de brèches d'injection peut alors être comparé à un puzzle composé de pièces d'argile anguleuses et allongées dans une matrice sableuse. Elles peuvent être subdivisées en deux catégories : 1- un réseau de dykes et de sills très dense et avec des épontes irrégulières. Le réseau d'injectites dissocie l'encaissant comme un puzzle, et 2- une injectite contenant une grande quantité de morceaux argileux. Les clastes argileux ont généralement leur axe d'allongement maximum parallèle aux épontes de l'injectites. Les brèches d'injection peuvent être confondues avec des dépôts gravitaires (slurried beds, d'après Lowe, 1982) de base de chenal mais les marges discordantes, les intrusions sableuses au passage des argiles sus-jacentes, les fragments angulaires fréquents, les connexions de fragments, les fractures remplies de sable émanant des bordures, les fragments d'argiles micro-fracturés et/ou l'association avec d'autres faciès issus de la remobilisation des sédiments, permettent de les différencier (Duranti et al. 2002).

2.2. Identification des injectites sur les logs d'images de puits

Couplées avec les diagraphies et les concepts sédimentologiques, les images de puits de haute résolution permettent de décrire les faciès sédimentaires à un niveau de détail proche de celui obtenu à partir des observations de carottes (Joubert et Maïtan, 2010). Les logs d'image sont la cartographie de la résistivité de la paroi du trou de forage. Le contraste de résistivité des sédiments est induit par leur contenu en fluide, de tel sorte que les fortes valeurs de conductivité sont obtenues dans des intervalles saturés en eau salée ou argileux et les faibles valeurs sont obtenues dans les intervalles riches en hydrocarbures ou cimentés (ou à eau douce au demeurant). L'identification des phénomènes post-depositionnels, tels que les brèches d'injection, les dykes, les sills ou les zones faillées est parfois ambigüe sur les logs d'images, ce qui amène à des incertitudes dans l'interprétation. Pour limiter cette incertitude, les logs d'image sont étalonnés chaque fois que possible sur une zone carottée du puits ou à défaut de la zone étudiée.

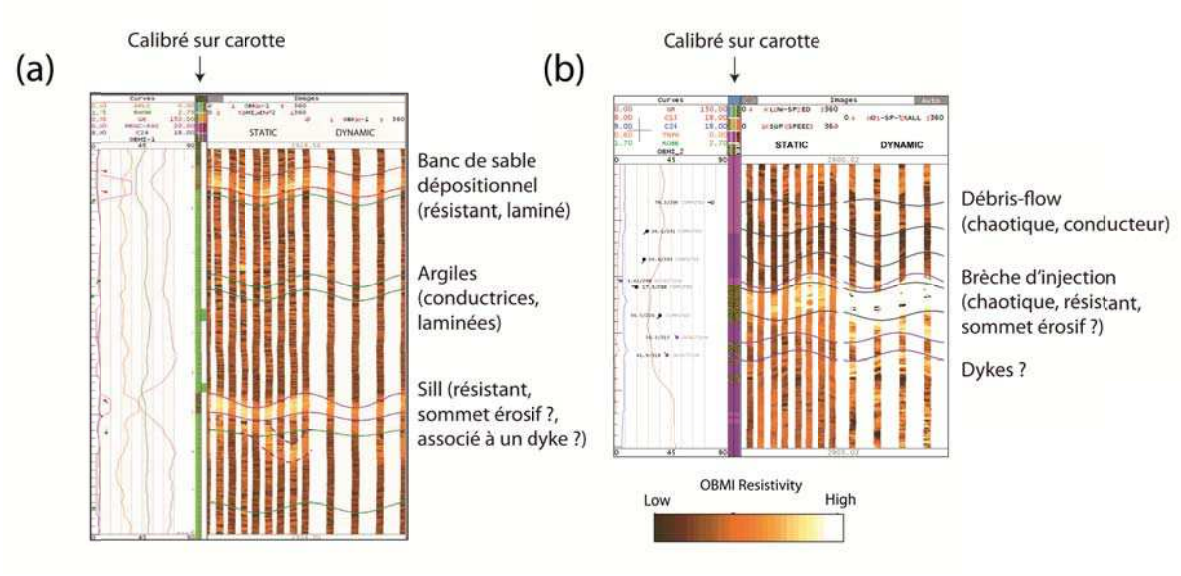


Fig. 6.2 : Exemple type d'injectites identifiées sur les images de log et calibrées sur les données de carotte. (a) Le banc dépositionnel est caractérisé par sa plus forte résistivité que les sédiments argileux et par ses laminations, le sill est caractérisé par sa concordance avec la stratigraphie générale, son association avec un dyke et un sommet irrégulier. Même si rien ne permet de dire si le sommet est érosif, l'ensemble des observations conforte l'interprétation. (b) Les débris-flows sont chaotiques et peu résistants alors que la brèche d'injection est caractérisée par sa forte résistance, une structure chaotique et des marges possiblement discordantes (modifié de Braccini et al., 2002).

Les dykes (**Fig. 6.2**) : ils sont caractérisés sur les logs d'images par une couche résistante, avec des limites de couche non-parallèles à la stratigraphie, recoupant les structures sédimentaires initiales et sans structures sédimentaires internes (Joubert et Maïtan, 2010). Les pendages sont forts et variables. Ce faciès peut être confondu avec des petites fractures ouvertes (échelle centimétrique) ou des zones de failles (échelle décimétrique). En effet, les petites fractures peuvent être résistantes sur les images de logs lorsqu'elles sont remplies avec les argiles saturées en huile utilisées pour le forage ou par de la calcite. Elles sont cependant généralement plus petites et mieux organisées que les injectites mais il restera toujours une incertitude sur la présence ou non de sable dans ces fractures. A l'échelle décimétrique, il est plus facile de les différencier grâce aux directions de pendage dans l'encaissant ainsi que la nature des contacts avec les couches sus et sous-jacentes (Joubert et Maïtan, 2010).

Les sills (**Fig. 6.2a**) : Il s'agit d'un banc résistant et de faible radioactivité naturelle (GR) concordant par rapport à la stratigraphie et il n'existe pas de règles permettant de différencier un sill d'un corps dépositionnel non structuré. De la même façon que sur les carottes, la présence de dykes à proximité et la logique sédimentaire / stratigraphique de la zone d'étude sont de bons indicateurs pour lever le doute. Dans certains cas le sommet des sills est irrégulier et peut conforter l'interprétation.

Les brèches d'injection (**Fig. 6.2b**) : elles consistent sur les images électriques de paroi de puits en un réseau résistant, injecté dans un encaissant conducteur et de fort GR (argileux). L'une des difficultés majeures dans l'interprétation des images de puits est de pouvoir différencier une brèche d'injection d'une brèche tectonique. En effet, les deux différents types de faciès ont des images similaires, c'est-à-dire un réseau dense et fin (échelle centimétrique) de structures résistantes. Cependant, contrairement aux brèches d'injection, les brèches tectoniques suivent ou forment des plans de fracturation bien nets.

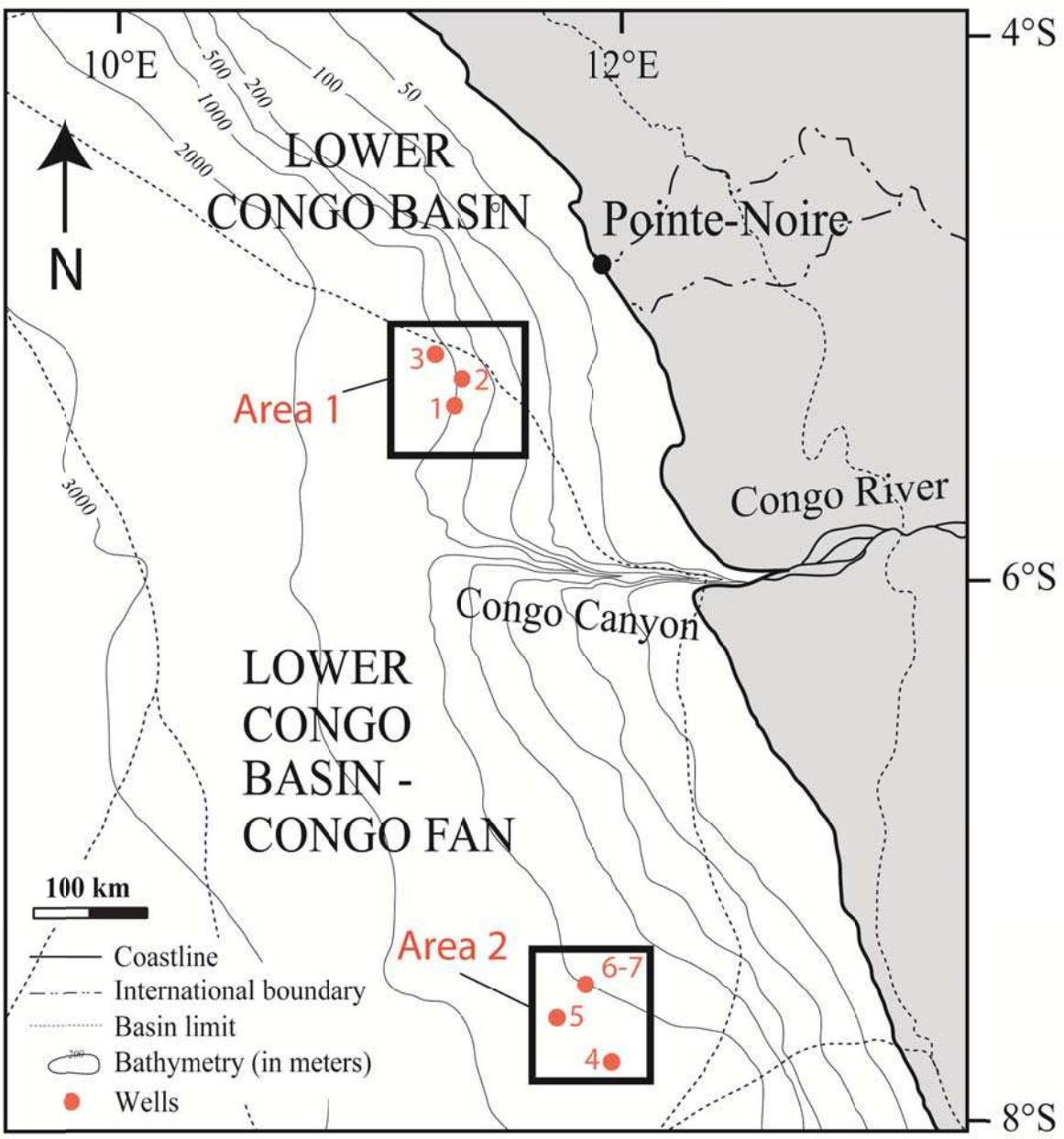


Fig. 6.3 : Localisation du bassin du Bas-Congo le long de la marge passive Ouest Africaine. Carte simplifiée de l'offshore angolais (modifié d'après Marton *et al.* 2000; Fort 2002 & Broucke *et al.* 2004) montrant la localisation des zones d'étude et des puits.

3. Données et Méthodologie

3.1. Données

L'étude s'est fondée sur les données de puits et les cubes sismiques couvrant deux champs pétroliers du Miocène et de l'Oligocène appartenant au bassin du Bas-Congo (**Fig. 6.3**). Les données de puits prennent en compte les carottes lorsqu'elles sont disponibles (utilisation du logiciel ICAR® développé par Total, qui répertorie les photos de carottes), les logs d'images (utilisation du logiciel Recall®) et les données de pendagemétrie. Un rapport d'étude sédimentologique interne à Total, sur carottes et d'interprétation des logs d'image,

était disponible pour chaque puits de l'étude (i.e. Blake et al., 2000; Courel et al., 2000; Beaudoin et al., 2008a et 2008b; Deharbe et al., 2009; Mora et al., 2009a et 2009b, tous non publiés). La zone d'étude sismique du champ miocène couvre une zone d'environ 100 km^2 et celle du champ oligocène couvre une zone d'environ 80 km^2. Les cartes d'éléments architecturaux (AE) ont été réalisées par Imbert (2010) pour le champ miocène. Ces mêmes cartes ont été réalisées sur le champ oligocène dans le cadre de l'étude. L'ensemble des sections sismiques interprétées ont été réalisées au cours de cette étude. L'étude sédimentologique du champ miocène est extraite d'un rapport interne à Total, réalisé par P. Imbert et al. (2010).

3.2. Méthodologie

Les deux champs pétroliers étudiés sont localisés dans le même bassin mais n'ont pas connu la même histoire de sédimentation et de structuration. Ainsi, en Angola les complexes de chenaux oligocènes étudiés ne sont pas ou très peu affectés par les failles, alors qu'au Congo, les complexes de chenaux miocènes étudiés sont très faillés. Par conséquent, l'étude des intrusions sableuses de ces deux champs est menée dans le but de déterminer : 1- les caractéristiques géométriques, leurs dimensions (épaisseur et longueur de propagation), leur densité, ainsi que leur distribution, 2- les mécanismes qui contrôlent leur géométrie, et 3- les processus menant à l'injection des sables d'un corps sédimentaires à travers la couverture argileuse (syn-dépostionnels, post-dépositionnels, monophasée, biphasée…). Cette étude permettra d'améliorer les précédents modèles architecturaux des réservoirs et de compléter l'histoire hydrodynamique et structurale du bassin du Bas-Congo.

Pour chaque champ pétrolier étudié, l'analyse des injections sableuses sera effectuée selon la méthodologie suivante :

1- Contexte tectono-sédimentaire local à partir de données sismiques et de puits et/ou bibliographie;
2- Identification et description des injections sableuses dans les puits disponibles, à l'aide des carottes et logs d'images ;
3- Localisation des zones à injectites des puits par rapport aux sources potentielles sus et sous-jacentes ;
4- A partir de la calibration des puits sur les données de sismique 3D, il s'agira de localiser les zones à injectites par rapport aux sources potentielles adjacentes et aux failles ;
5- Synthèse des résultats pour chaque puits (+ figure synthétique) ;

A l'échelle du puits, l'interprétation sédimentaire est définie en termes d'associations de faciès basée sur la succession caractéristique des lithologies : faciès carotte et faciès sédimentaire image. Cela prend également en considération les diagraphies conventionnelles et l'interprétation quantitative (ex : VClay = pourcentage d'argile). Elle sera réutilisée comme base pour l'identification des intrusions sableuses. En outre, les résultats des études de puits précédentes ont été homogénéisées et réincorporées de façon à fournir une vue synthétique à jour, tant vis-à-vis des données que des concepts.

L'interprétation sédimentaire de la sismique, est d'abord calée sur les différents puits de qui traversent l'intervalle d'intérêt. Sur les sections sismiques, elle représente l'évolution

stratigraphique des corps sédimentaires après interprétation des variations d'amplitude. Les sections sismiques utilisées dans ce chapitre sont toujours perpendiculaires à l'axe principal des complexes turbiditiques. Sur les cartes, elle représente les corps sédimentaires d'un même horizon après interprétation des variations d'amplitude (amplitude = contraste à une interface). Dans la suite de l'étude on interprète les amplitudes négatives (blanc à rouge) comme des sédiments silteux à graveleux, alors que les amplitudes positives (noir à gris clair) sont interprétées comme des sédiments très argileux à argileux. Les cartes d'amplitude permettent d'obtenir une meilleure image sismique pour faciliter l'interprétation des données. Les horizons utilisés pour créer ces cartes ont été choisis de manière à être le plus cohérent avec les limites de temps, par conséquent corrige le jeu tardif des failles. Les corps sédimentaires sont définis par leur géométrie et leur remplissage en termes d'éléments architecturaux (AE). Un élément architectural est une unité cartographiable en sismique (un chenal, un lobe, une levée…) et interprétée à peu près homogène d'un point de vue réservoir à cette échelle. Définir les AE permet de détailler à l'échelle de la sismique l'architecture d'un complexe de lobes ou de chenaux.

Les légendes des faciès de carottes, des associations de faciès des puits et des éléments architecturaux sur sections sismiques et cartes, sont résumées sur la **figure 6.4**. Elles seront valables pour l'ensemble des figures de ce chapitre.

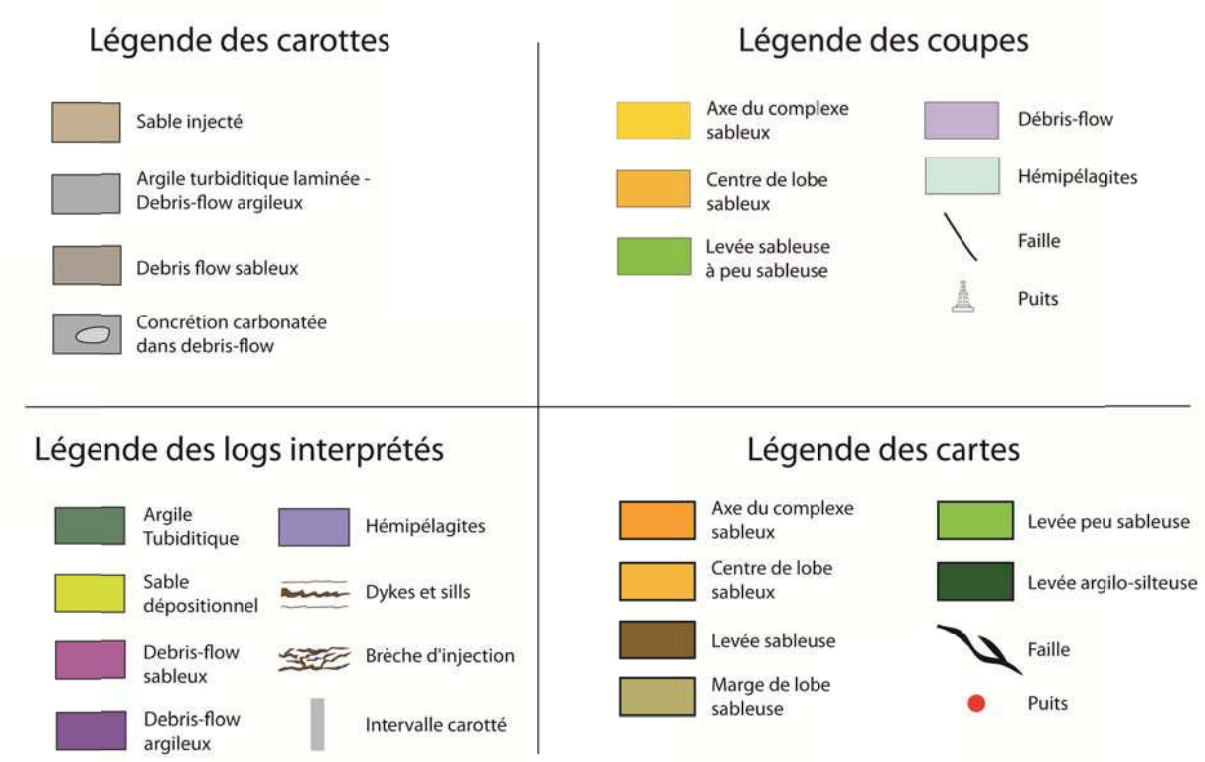


Fig. 6.4 : Légendes des faciès de carottes, des associations de faciès des puits et des éléments architecturaux sur sections sismiques et cartes de l'ensemble du chapitre.

4. Environnement de dépôt et contenu lithologique des puits

4.1. Contexte tectono-sédimentaire général

Les différentes zones d'étude se situent dans le bassin du Bas-Congo à environ 100 km des côtes (**Fig. 6.3**). Les intrusions sableuses étudiées se sont propagées depuis les complexes de chenaux et lobes turbiditiques oligo-miocènes de l'appareil sédimentaire du Bas-Congo (**Fig. 6.5**). Pendant cette période les différentes zones d'étude étaient dans la partie proximale du cône sous-marin. Cet appareil d'environ 1000 km de long et 500 km de large s'est mis en place à l'Oligocène et est encore actif aujourd'hui. Les dépôts turbiditiques de l'Oligocène supérieur (Chattien), sont composés de complexes de chenaux-levées d'environ 2 km de large et 100-150 m d'épaisseur (Broucke et al., 2004).

Les complexes de chenaux-levées sont sinueux et caractérisés par une phase d'érosion basale variable et des levées externes bien développées sur plusieurs km. Les séquences de remplissage des complexes de chenaux sont composées de sous-complexes chenalisés (channel story, Navarre et al., 2002) d'environ 300-500 m de large et 40-50 m d'épaisseur. Ils sont définis par un empilement vertical et une juxtaposition latérale de plusieurs chenaux individuels, de 100-200 m de large et 10-30 m d'épaisseur (**Fig. 6.6**). Chaque chenal est rempli par une succession d'évènements turbiditiques. Les complexes turbiditiques constructifs oligocènes sont recouverts par un intervalle de dépôts hémipélagiques aquitaniens, devenu depuis une excellente couverture. Les dépôts turbiditiques du Miocène inférieur-moyen sont principalement composés de sédiments hémipélagiques et de « Mass-transport deposits » (MTD's) dans lesquels on identifie des complexes de chenaux érosifs et des lobes (Broucke et al., 2004). La morphologie des complexes de chenaux turbiditique (érosif, constructif ou dépositionnel) est en partie contrôlée par la distance à la source (**Fig. 6.7**) (Temple et Claude, 2000; Babonneau et al., 2002).

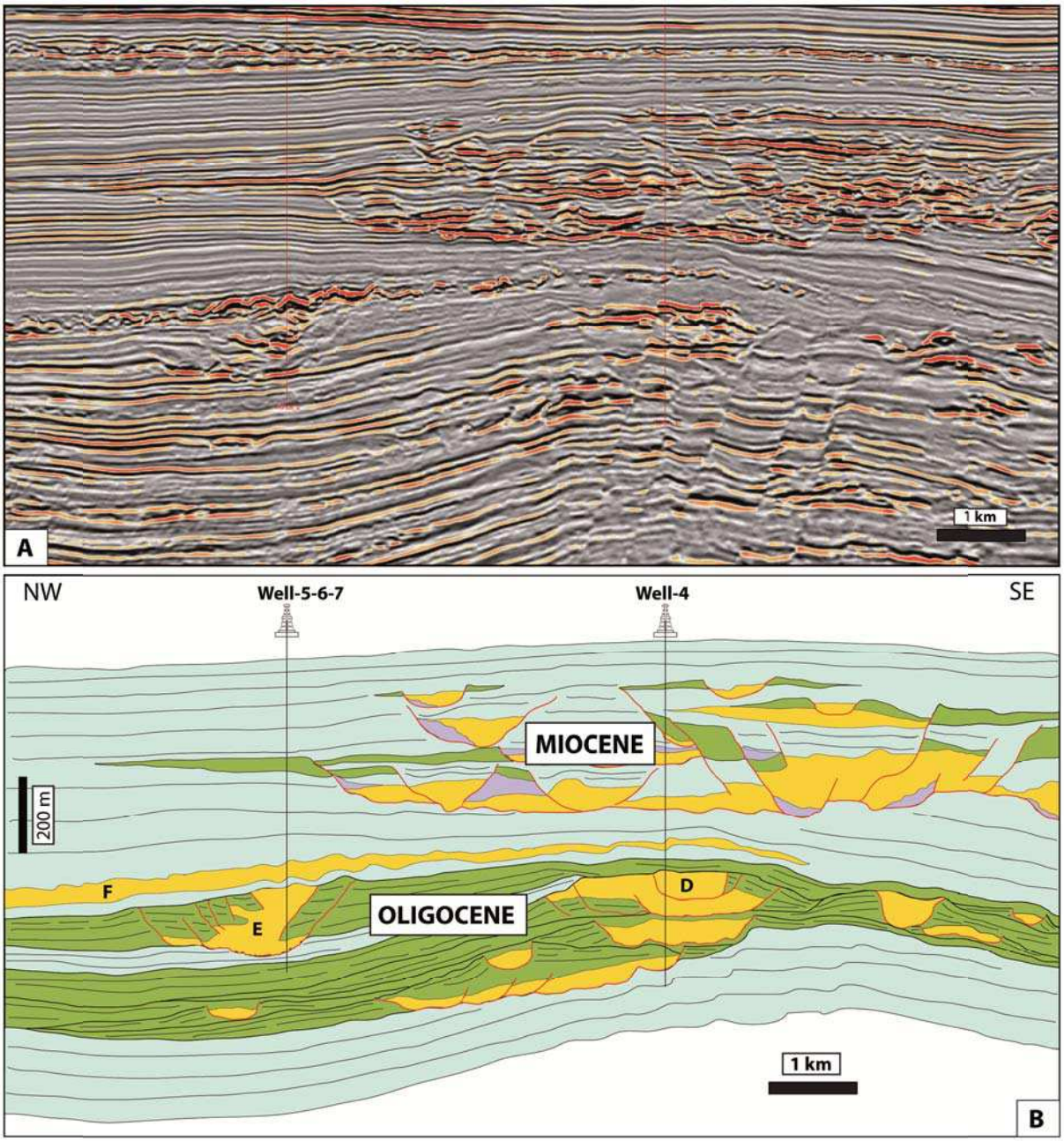


Fig. 6.5 : Coupe sismique NW-SE, perpendiculaire à la direction de plus grande pente du bassin. A. Donnée sismique brute, i.e. carte d'amplitude. B. Section sismique interprétée montrant les complexes de chenaux érosifs-constructifs de l'Oligocène (E et D), ainsi que les complexes de chenaux érosifs du miocène, déposés dans un environnement pélagique. On note la présence d'un lobe turbiditique (F) entre ces deux complexes. La localisation des puits 4 à 7 est donnée à titre indicatif.

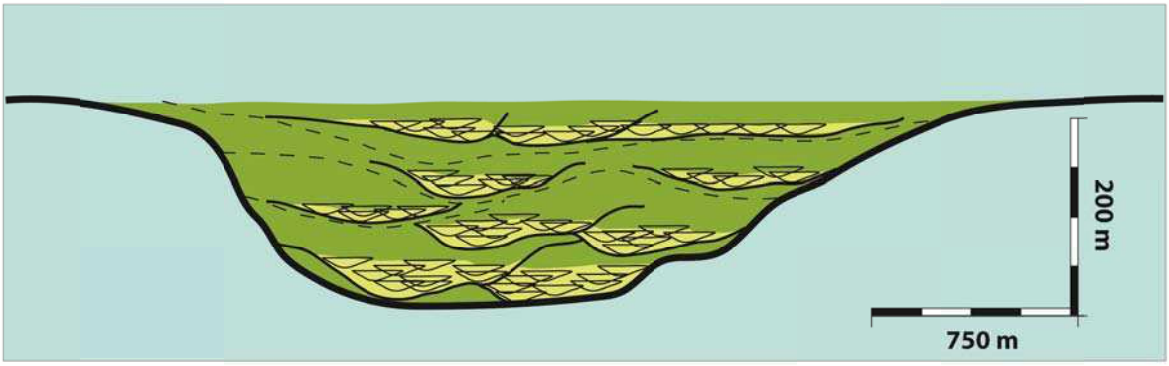


Fig. 6.6 : Architecture simplifié d'un complexe de chenaux. Le complexe est composé de sous-système chenalisés, eux-mêmes formés de chenaux individuels emboîtés.

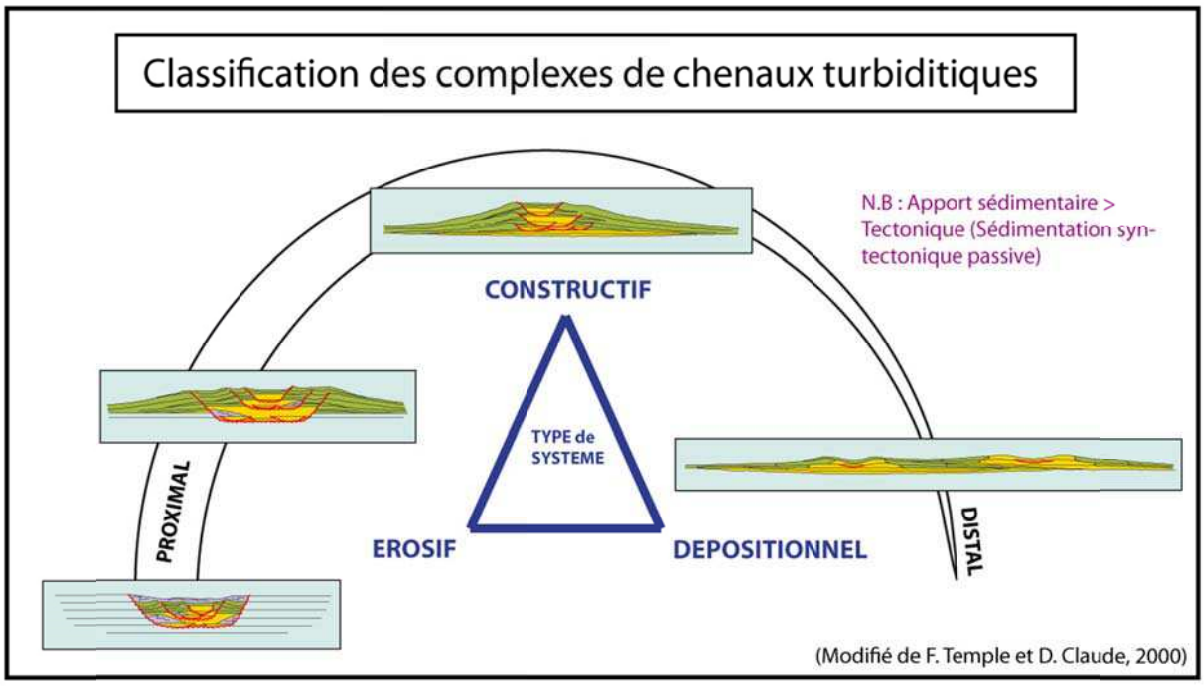


Fig. 6.7 : Classification des complexes de chenaux turbiditique en fonction de la distance à la source (modifié de F. Temple et D. Claude, 2000).

4.2. Les associations de faciès

La nomenclature Total des corps sédimentaires et des associations de faciès correspondantes est orientée vers la caractérisation réservoir et répond à des critères stricts de contenu argileux, de granulométrie et d'arrangement des lithologies, en particulier la taille et la continuité des bancs sableux. On a vu que les corps sédimentaires étaient définis par leur géométrie et leur remplissage (éléments architecturaux). Une association de faciès est une unité pluri-métrique correspondant à une combinaison de faciès, caractéristique du remplissage d'un corps ou d'une partie de corps sédimentaire.

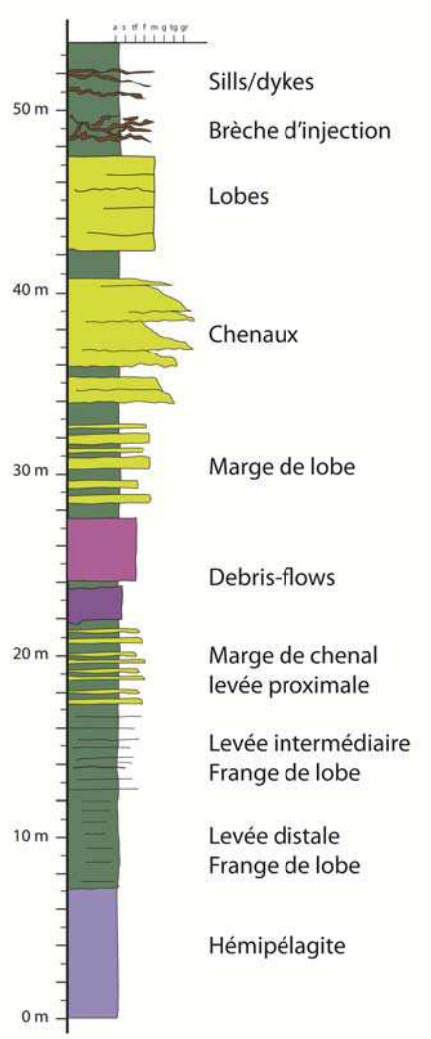


Fig. 6.8 : Log synthétiques des principales associations de faciès rencontrées dans les environnements turbiditiques, définis selon la nomenclature de Total.

Les principales associations de faciès traversés par les puits sont (i) hors des complexes turbiditiques : des argiles hémipélagiques peu silteuses et homogènes, très bioturbées, (ii) dans les levées distales et franges de lobe argilo-silteuses : des argiles silteuses laminées et granoclassées avec quelques lamines millimétriques de silt ou de sable très fin, (iii) dans levées intermédiaires et franges de lobe peu sableuses à sableuses : des alternances de bancs centimétriques de silt ou de sable très fin granoclassé et d'argile, (iv) dans les marges de chenal et levées proximales : des alternances de bancs décimétriques de sable fin à très fin granoclassé et d'argile, ainsi que des débris-flows argileux à sableux (v) dans les marges de lobes : des alternances de bancs de sable très fin à moyen, granoclassé et massif, d'épaisseur décimétrique à métrique et d'argile, (vi) dans les chenaux : séquences grano-décroissantes, pluri-décimétriques à pluri-métriques, de sable grossier-graveleux à moyen-fin puis à des argiles, (vii) dans les lobes : bancs amalgamés de sable fin à moyen homogène, pluri-décimétriques à pluri-métriques, et (viii) les injections sableuses (dykes, sills et brèches d'injection) (**Fig. 6.8**).

5. Etude des injectites sub-sismiques de complexes de chenaux miocènes

Sur la base des critères d'identification des injectites développés dans la section 2 de ce chapitre, de nombreuses injectites ont été identifiées dans les puits traversant un ensemble de complexes de chenaux turbiditiques miocènes. Dans cette étude, nous analyseront les injectites de trois de ces puits grâce aux carottes et logs d'images disponibles sur certaines portions. Les puits 1 à 3 ont été forés sur la marge Congolaise à environ 80 km au sud-ouest du port de Pointe-Noire (**Fig. 6.3**). L'intervalle stratigraphique foré correspond à l'empilement de systèmes turbiditiques d'âge Miocène, orientés NW-SE (**Figs. 6.9 et 6.10**).

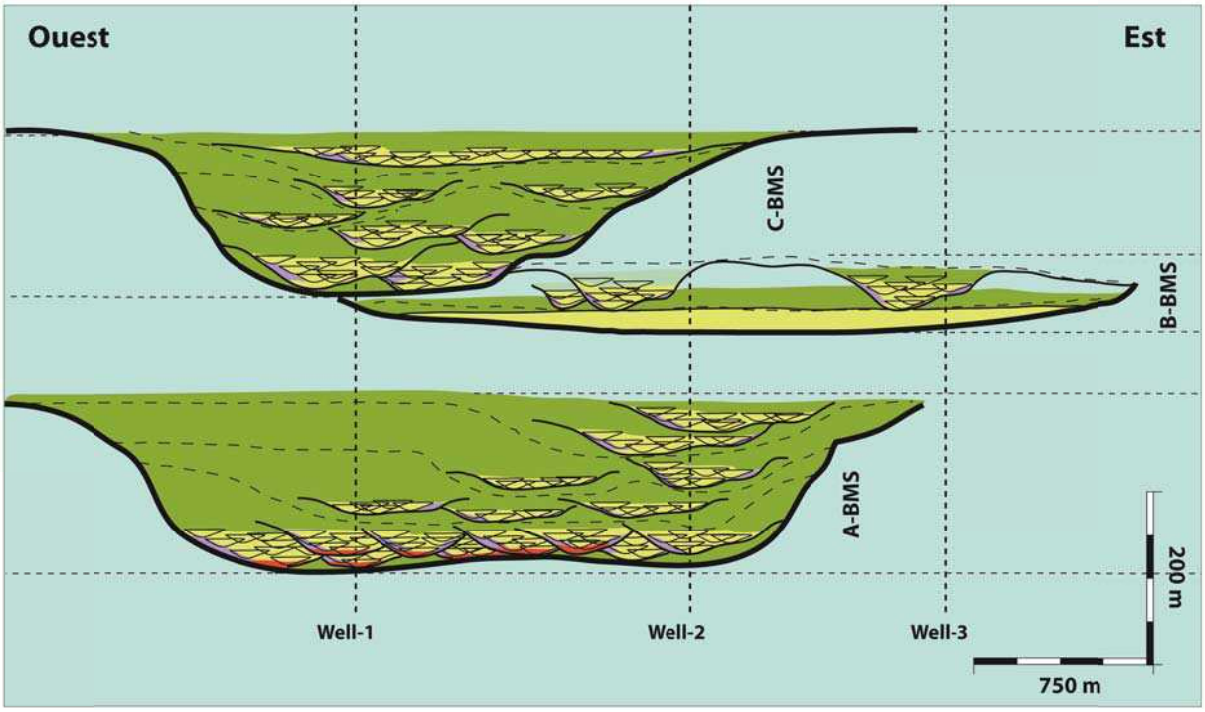


Fig. 6.9 : Schéma d'organisation des complexes de chenaux miocènes A-BMS, B-BMS et C-BMS de la zone d'étude. La localisation des puits 1-2-3 est donnée à titre indicatif.

5.1. Contexte sédimentologique local

L'étude sédimentologique et structurale de la zone étudiée a été faite récemment en interne (Total Exploration & Production) par P. Imbert, J. Sanchez et M. Bez, dans le cadre d'une reprise d'étude sur l'interprétation sédimentaire des réservoirs de la Base Miocène Supérieur (BMS). L'étude a mis en évidence à l'échelle de la sismique des barrières scellantes de différents niveaux d'étanchéité et surtout très locales, attribuées aux seules érosions (surfaces de troncature) drapées par des sédiments fins de décantation (réflexions planaires), donc imperméables. Si des barrières sédimentaires ont été avérées à plusieurs endroits sur la sismique, nous verrons dans quelles mesures les injectites peuvent les limiter.

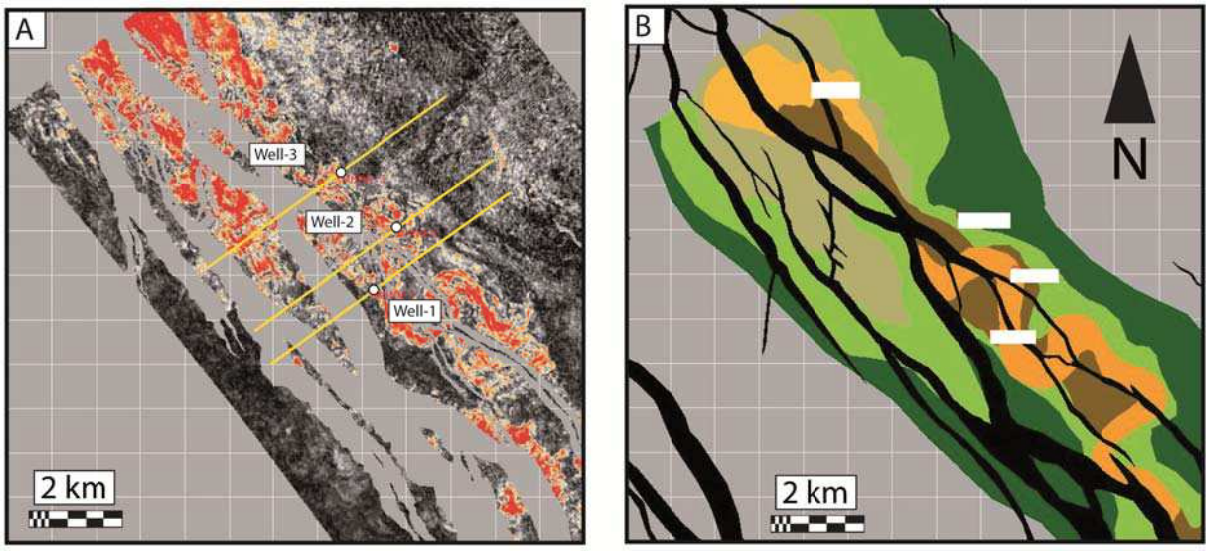


Fig. 6.10 : Carte sismique intra-Miocène de la zone d'étude du champs miocène. A gauche, la carte sismique d'amplitude et la localisation des puits et sections sismiques interprétées dans la suite du chapitre. A droite, interprétations sédimentaires en fonction des variations d'amplitudes.

Le contexte régional est bien contraint grâce à un grand nombre de synthèses réalisées depuis les débuts de l'exploration et exploitation des champs pétroliers du bassin (cf. chapitres 2 et 3). Seul le contexte tectono-sédimentaire local sera détaillé pour définir l'environnement de formation des injectites. D'un point de vue sédimentaire, l'intervalle de la base du Miocène Supérieur (BMS) de la zone d'étude est constitué par un ensemble de chenaux érosifs, issus du système du Zaïre. Trois systèmes de dépôt ont été recensés dans cet intervalle (A-B-C_BMS, **Fig. 6.9**). D'un point de vue structural, les chenaux sont découpés dans leur axe d'allongement par une faille normale majeure, qui définit schématiquement un horst à l'est et un graben à l'ouest. Cet épisode tectonique est post-dépositionnel et donc n'affecte pas l'architecture sédimentaire mais peut avoir un rôle dans la mise en place ante et syn-formation des injectites. Les complexes de chenaux étudiézs se trouvent sur le horst et sur quelques petits panneaux frontaux mais très peu dans le graben proprement dit.

Le système A-BMS est caractérisé par un large complexe de chenaux (2 km) d'orientation SE-NW. Il est fortement affecté par le système de failles normales qui limite le horst de la zone d'étude, isolant parfois une boucle de méandre, voire mettant en pièces le complexe entier. L'intervalle A-BMS est constitué d'une amalgamation latérale et verticale de systèmes chenalisants à l'intérieur d'un grand couloir.

Le complexe principal du système B-BMS est un ensemble de chenaux érosifs largement méandriformes, d'orientation SSE-NNW dans la zone nord. L'intervalle B-BMS est composé d'au moins 5 ou 6 chenaux érosifs emboîtés qui viennent éroder une série plus ancienne. Cette série plus ancienne montre de larges plages de fortes amplitudes, interprétées comme un complexe de lobes préexistant à l'érosion initiale.

Le système C-BMS est le dernier complexe chenalisant de l'intervalle BMS. L'intervalle C-BMS se compose d'une série de chenaux turbiditiques d'orientation SE-NW. Contrairement à ceux du système B-BMS sous-jacent, les sables du C-BMS sont essentiellement développés dans les petits panneaux faillés frontaux du horst. Le complexe C-BMS est fortement faillé.

5.2. Le puits 1

Le puits 1 a été foré sur la marge Congolaise à environ 80 km du port de Pointe-Noire (**Fig. 6.3**). Ce puits avait pour objectif les systèmes de dépôts A-BMS et C-BMS de la base du Miocène Supérieur. Les données disponibles sur le puits MHNM-1 sont 30 m de carotte et 400 m de log d'images. Les injectites représentent approximativement 5% du puits. L'identification sur carotte et logs d'image des différentes injectites a permis de mettre en évidence trois zones à injectites (**Fig. 6.11**) :

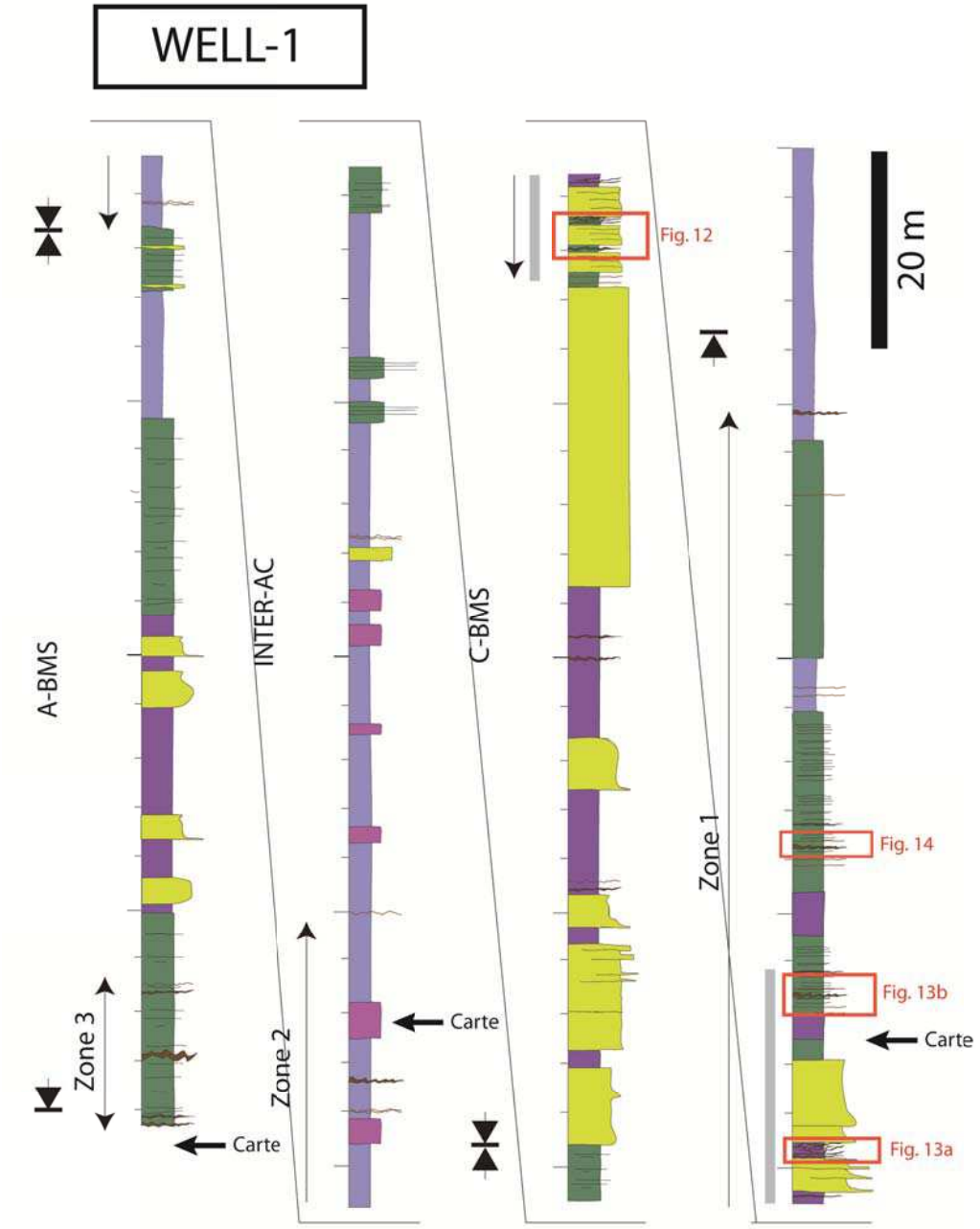


Fig. 6.11 : Log du puits 1 interprété en termes d'association de faciès grâce aux carottes et log d'images. Les limites de complexes et les zones à injectites décrites dans le texte sont montrées. La localisation des figures 6.12, 6.13 et 6.14 est également donnée.

- Zone 1 : Cette zone se situe dans la partie supérieure du système C-BMS. La carotte fait partie de cet intervalle. Elle est composée d'alternances de bancs sableux et d'argiles. Sur les 30 m carottés du puits, les intrusions sableuses représentent environ 15 % des sédiments identifiés. Elles sont présentes tout au long de la carotte. Dans le détail, des corps sableux centimétriques, qui recoupent la stratigraphie et bifurquent en s'amincissant vers le haut et/ou le bas, sont observés dans des inter-bancs argileux laminés (< 1 m d'épaisseur) qui séparent des alternances de bancs décimétriques de sable fin granoclassé et d'argile (2-3 m d'épaisseur) (**Fig. 6.12)**. Ils sont interprétés comme des dykes, intrudés dans les niveaux argileux de levées distales qui séparent des marges proximales de chenaux**.**

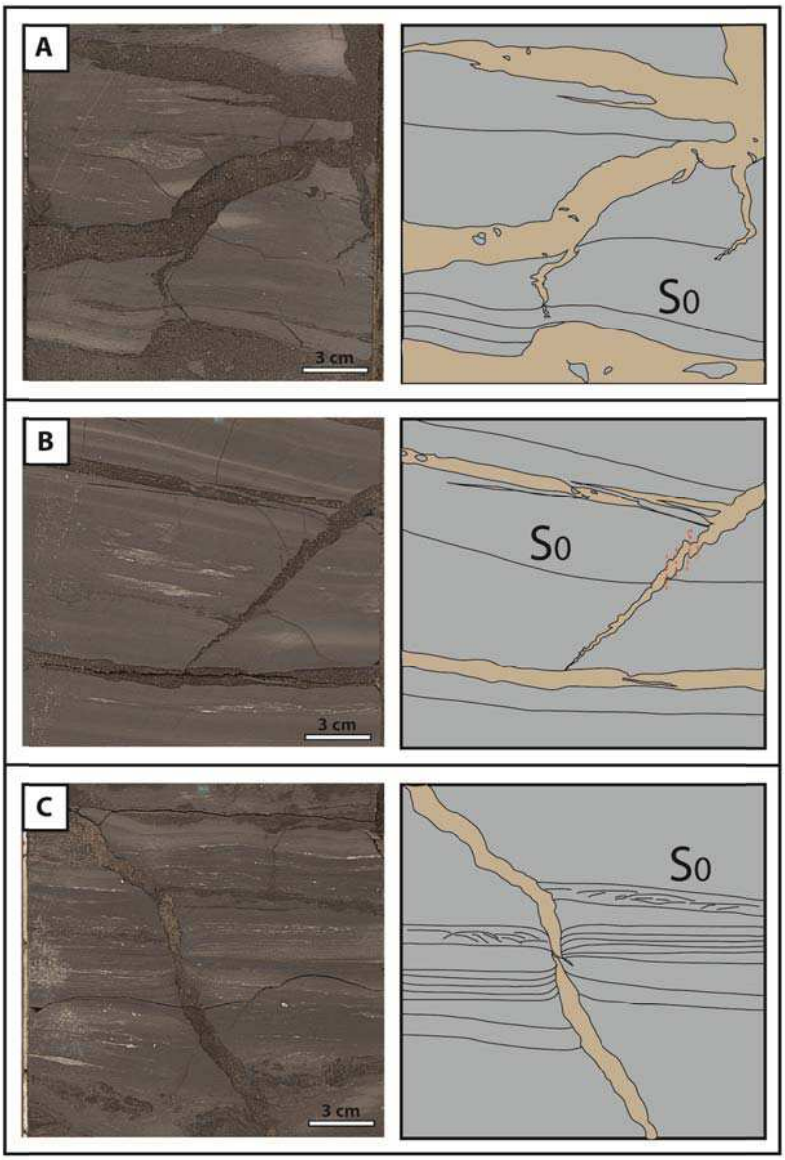


Fig. 6.12 : Photos d'injectites en carotte et interprétation sédimentaire. a. Réseau de dykes et sills centimétriques. Des petits dykes bifurquent depuis les plus gros dykes et s'amincissent vers le bas de la carotte. On note la présence de claste argileux. b. Réseau de sills et dykes centimétriques. Le dyke s'amincit vers le bas de la carotte et est plissé à cisaillé. c. Dykes d'environ 1-2 cm d'épaisseur. Les laminations des argiles sont rebroussées vers le bas pour le dyke qui s'amincit vers le bas et sont rebroussées vers le haut pour le dyke qui s'amincit vers le haut. Les deux dykes se rejoignent et sont sur un plan cisaillant. L'ensemble des injectites décrites ici sont encaissées dans des argiles silteuses laminées (Le S_0 pour référence).

Les argiles de part et d'autre des dykes peuvent être décalées et rebroussées (**Fig. 6.12b-c**). En remontant dans la carotte on trouve dans des argiles peu structurées et déformées, un ensemble de corps sableux centimétriques qui recoupent les structures existantes et qui ont des bordures très irrégulières, qui peuvent être plissés et qui contiennent quelques clastes argileux (**Fig. 6.13a)**. Cet intervalle est localisé entre des paquets pluri-métriques de sable fin-moyen granoclassé avec une base constituée de sable grossier à graveleux (**Fig. 6.11**). Par conséquent, les corps sableux de la figure 6.13a sont interprétés comme des dykes intrudés dans un débris-flow argileux entre les chenaux amalgamés les plus jeunes du puits (**Fig. 6.11**). A environ 10 m au-dessus de ces chenaux, des corps sableux centimétriques à décimétriques parallèles à la stratigraphie et aux bordures érosives sont identifiés dans des argiles laminées et granoclassées avec quelques lamines millimétriques silteuses (**Fig. 6.13b**).

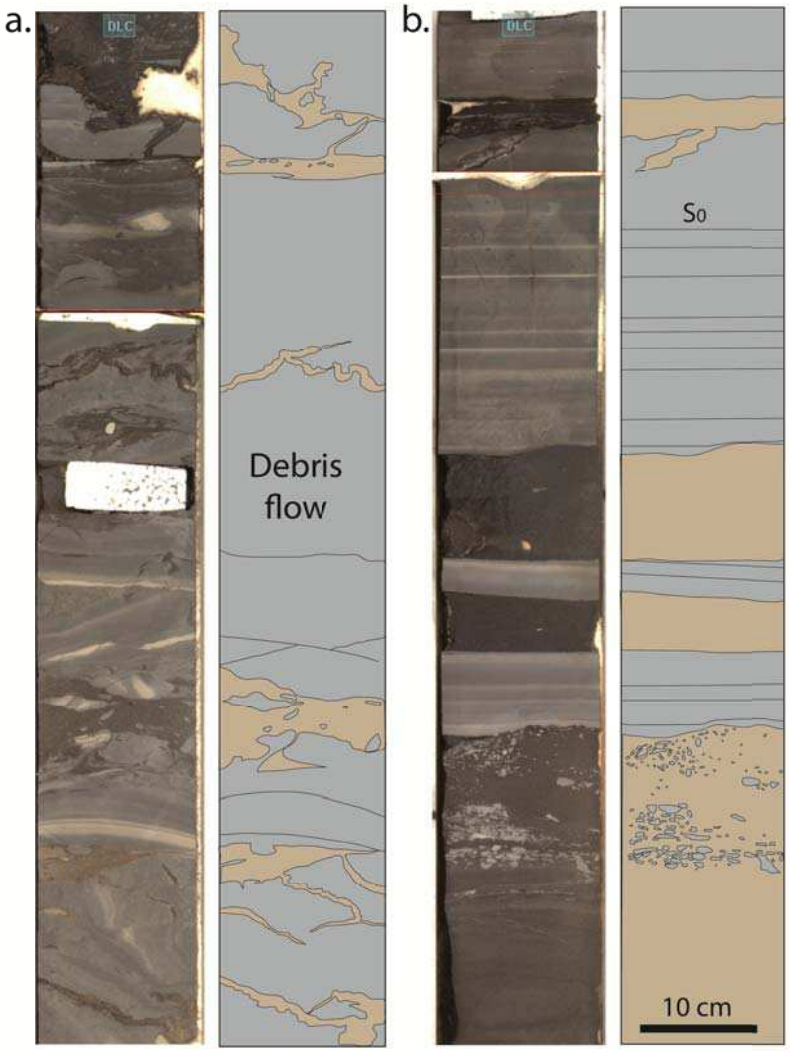


Fig. 6.13 : Photos d'injectites en carotte et interprétation sédimentaire. a. Dykes d'épaisseur centimétrique encaissés dans un débris flow argileux. Ces dykes sont plissés, très déformés et ont des épontes irrégulières. Quelques clastes argileux centimétriques en forme d'amande sont identifiés dans ces dykes. Il n'y a pas d'axe d'allongement préférentiel. b. Sills centimétriques à décimétriques encaissés dans des argiles silteuses laminées (S_0 pour référence). Les bordures inférieures et supérieures sont légèrement érosives et nettes. Des clastes argileux millimétriques à centimétriques en forme d'amande, sont localisés le long de la marge supérieure d'un sill. L'axe d'allongement maximum de ces clastes est subparallèle à la marge.

Quelques clastes argileux centimétriques (1-2 cm) sub-anguleux sont observés au sommet de certains de ces bancs. Leur grand axe est toujours subparallèle aux épontes. Ces bancs sableux sont interprétés comme des sills intrudés dans des argiles silteuses de levées distales. Dans les images de puits de cette zone, on observe des bancs centimétriques très résistants qui recoupent un intervalle peu résistant et laminé, et on observe également un banc d'environ 50 cm très résistant, contrasté et chaotique, contenant des morceaux centimétriques conducteurs (**Fig. 6.14**).

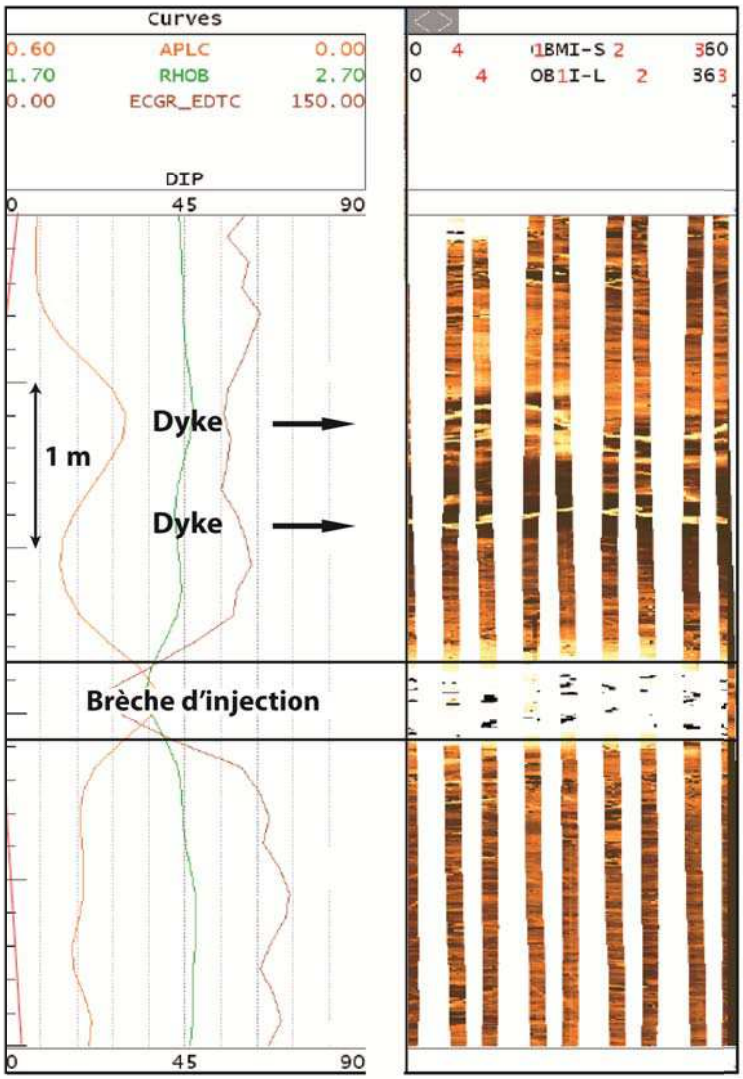


Fig. 6.14 : Imagerie de log du puits MHNM-1. L'image montre des dykes centimétriques, ainsi qu'une brèche d'injection décimétrique.

Dans la figure 6.14 les bancs centimétriques sont interprétés comme des dykes et le banc décimétrique comme une brèche d'injection mis en place dans des argiles silteuses du système C-BMS. D'autres bancs sableux centimétriques, discordants à la stratigraphie donc interprétés comme des dykes, ont été identifiés sur les logs d'image jusqu'à plus de 60 m au-dessus des derniers chenaux amalgamés du puits 1 (**Fig. 6.7**). Les mesures de pendage des injectites de cette zone mettent en évidence la forte inclinaison des dykes et la forte variabilité des azimuths (**Fig. 6.15**). Sur la section sismique passant par le puits 1, on voit que la zone 1 est située au-dessus de réflecteurs sismiques de forte amplitude négative calés au puits sur ce

que l'on a interprété comme des chenaux amalgamés (**Fig. 6.16**). D'après cette section sismique, la zone 1 est au-dessus du dernier système de chenaux du complexe C-BMS (**Fig. 6.16**). En carte, la zone 1 est globalement localisée dans des sédiments de faible amplitude (négative) ce qui signifie qu'il n'y a aucune source de sable significative latéralement à cette zone (**Fig. 6.17**).

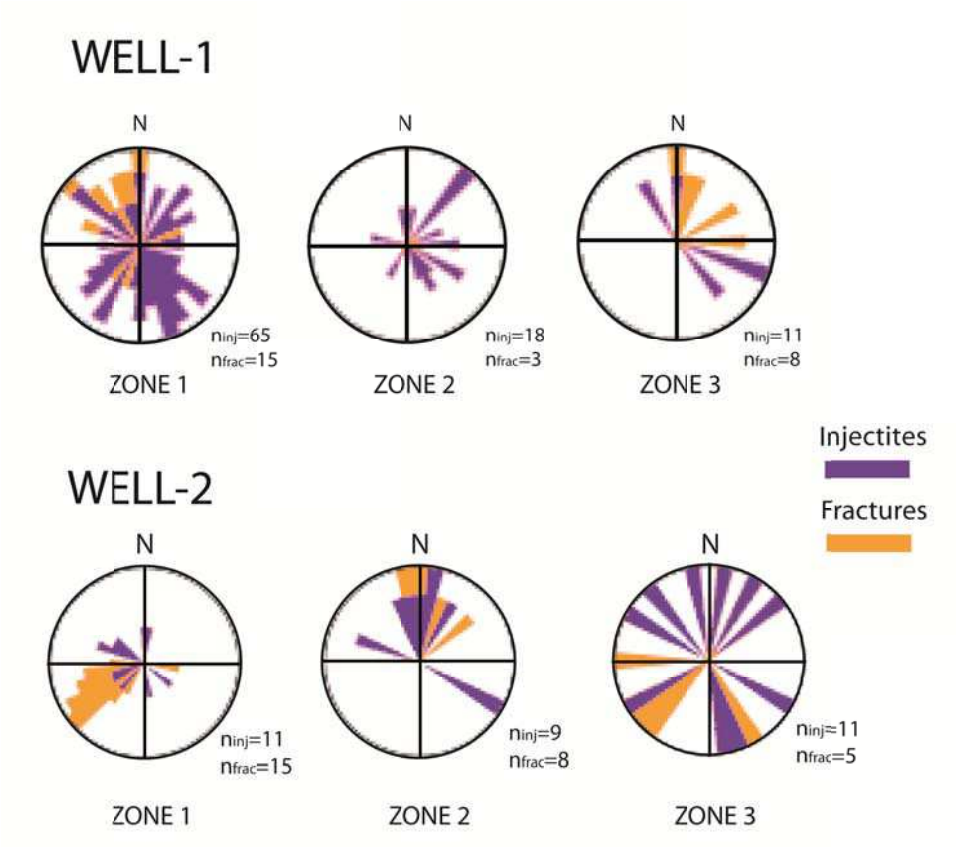


Fig. 6.15 : Données de pendagemétrie des injectites et fractures des puits 1 et 2. Les pendages peuvent être faibles, ce qui signifie que ce sont des dykes de faible inclinaison ou des sills s'ils sont parallèles à la stratigraphie (zone 2, puits 1 et zone 1, puits 2). Deux autres familles de pendage ressortent : 45-50° et 80-90° (les autres zones), les mêmes que pour les fractures. Les directions de dykes et fractures sont très dispersées.

- Zone 2 : Cette zone d'environ 40 m de hauteur se situe dans l'intervalle Inter-AC (entre les systèmes A-BMS et C-BMS), i.e. dans les sédiments très argileux et homogène (image très conductrice et finement laminée) interprétés comme les faciès d'abandon (hémipélagites) du complexe A-BMS. On y trouve essentiellement des bancs de sable fin-moyen (résistant) décimétriques parallèles à la stratigraphie (pendage des bancs de sable = 25-30° = pendage de la stratigraphie) (zone 2, **Fig. 6.15**). La présence de ces bancs de sable isolés dans un environnement normalement très argileux, font que nous les interprétons comme des sills. Les premiers corps sableux significatifs (plusieurs mètres d'épaisseur), identifiés dans le puits, sont situés à plusieurs dizaines de mètres au-dessus et au-dessous des sills de cette zone (**Fig. 6.11**). Ce sont des paquets de sable fin-moyen granoclassés ou massifs interprétés comme des chenaux amalgamés. Les sills de cette zone peuvent provenir d'un système chenalisé sableux (= amplitudes négatives) situé à environ 600-800 m au nord-est du puits 1 (**Fig. 6.17**).

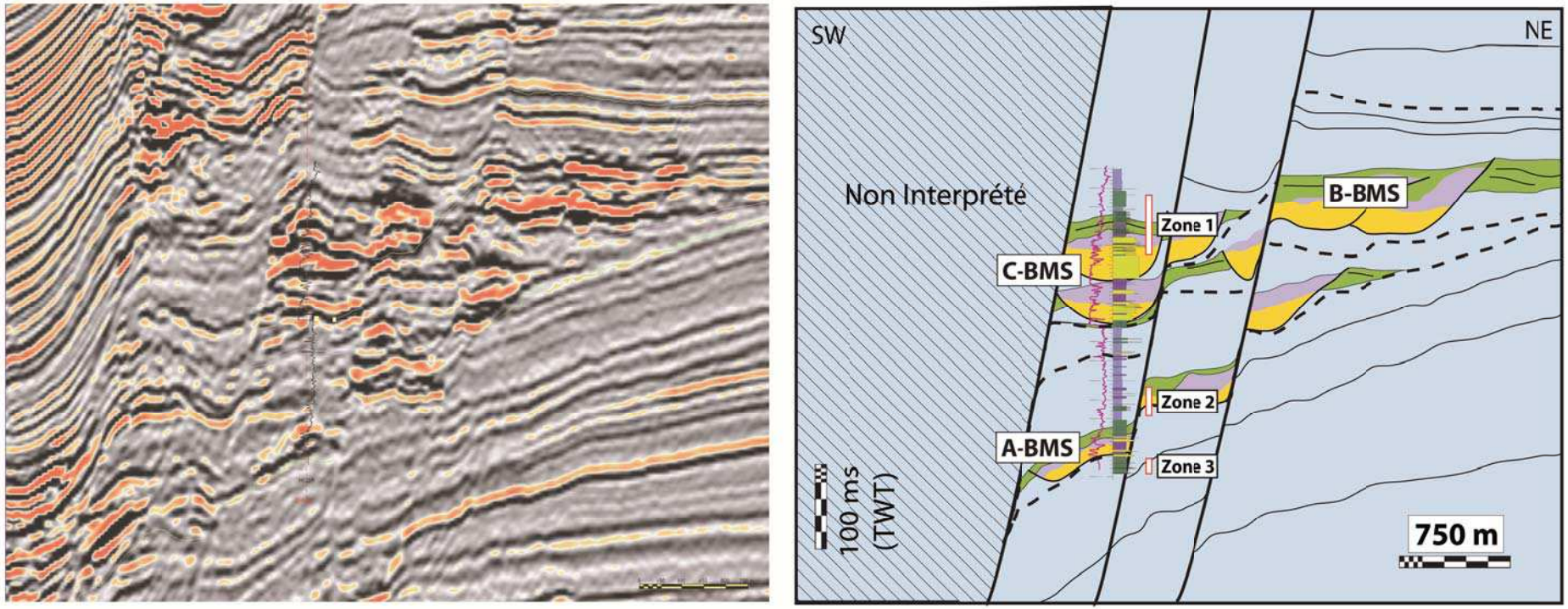


Fig. 6.16 : Section sismique perpendiculaire à l'axe principal des complexes de chenaux miocènes étudiés et passant par le puits 1. A gauche, la section sismique brute en amplitude. A droite, interprétation sédimentaire avec calage au puits 1 (le calage est fait à partir du Gamma Ray (GR) de référence). Les zones à injectites identifiées dans le puits 1 sont données.

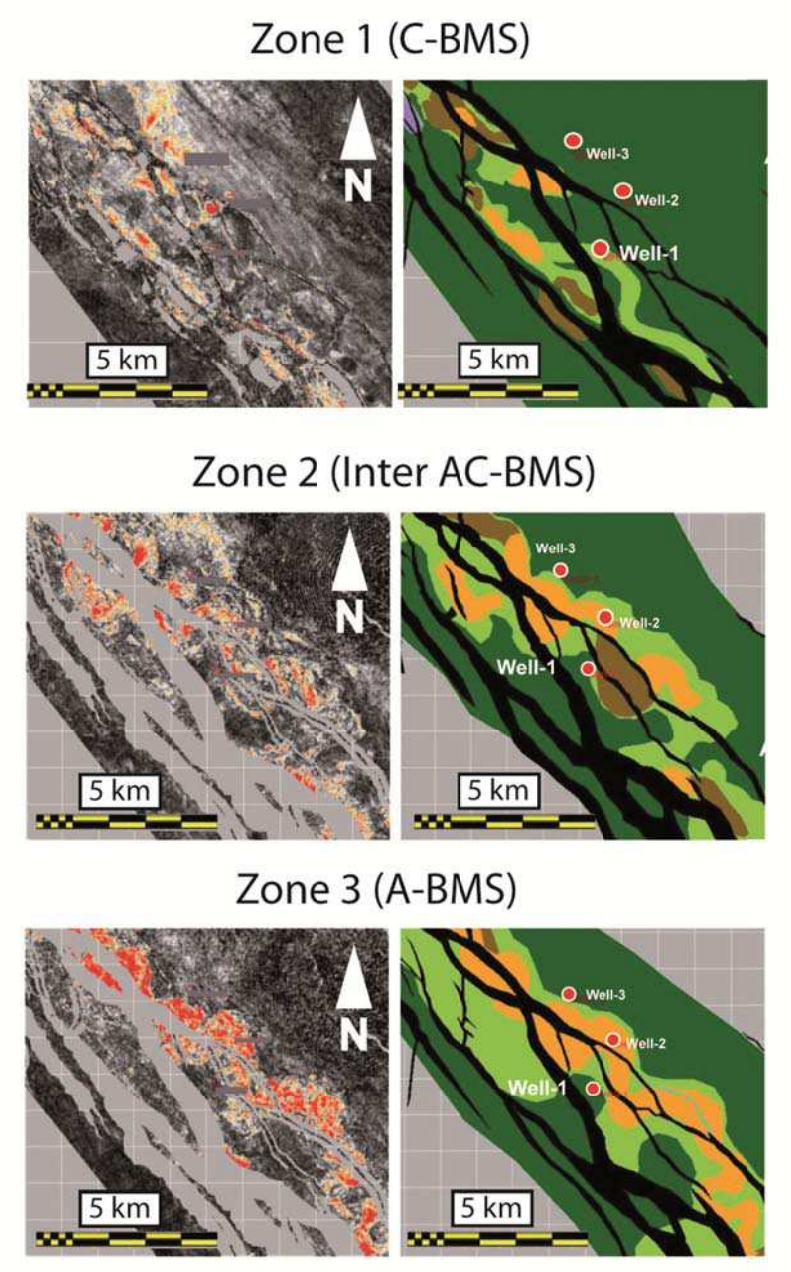


Fig. 6.17 : Cartes sismiques de la zone d'étude. A gauche, les cartes sismiques d'amplitude. A droite, interprétations sédimentaires en fonction des variations d'amplitudes. La localisation des puits et des failles est donnée.

- Zone 3 : Cette dernière zone d'environ 20 m de hauteur se situe à la base du système A-BMS. On y trouve des corps sableux décimétriques qui recoupent avec de forts pendages (**Fig. 6.15**) des sédiments peu résistants et laminés sur les logs d'image. Il s'agit donc de dykes intrudés dans des argiles silteuses de la base du système A-BMS. Sur la section sismique passant par le puits, ces dykes sont identifiés 5 m au-dessous d'un réflecteur discordant concave, onlapé par des réflecteurs de forte amplitude négative (**Fig. 6.16**). Par conséquent, ces dykes sont au-dessous d'un système de chenaux érosifs (confirmé par les données de puits) du complexe de chenaux A-BMS. En carte, la zone 3 est à quelques centaines de mètres à l'ouest d'un chenal (fortes amplitudes négatives) (**Fig. 6.17**).

Ce qu'il faut retenir :

- Des dykes très inclinés sont identifiées dans des argiles silteuses de levées distales à plus de 60 m au-dessus de la seule source de sable potentielle. A cette distance les injectites sont d'épaisseur centimétrique alors que les injectites les plus épaisses (décimétriques) sont trouvées à quelques mètres de cette source. La quantité d'injectites semble diminuer avec la distance depuis le corps nourricier.
- Dans l'intervalle AC-BMS, on trouve des sills décimétriques situés à plus de 600 m de distance de chenaux adjacents. Ces sills se propagent dans des hémipélagites.
- Des dykes sont identifiés à quelques mètres sous le complexe de chenaux A-BMS, sans qu'aucune source de sable ne soit identifiée plus bas.

5.3. Le puits 2

Le puits 2 est un puits d'appréciation de la découverte du puits 1 foré 1.5 km au Sud-Ouest. Les puits d'appréciation ont pour but d'évaluer la taille de la découverte avec assez de précision pour décider d'un schéma de développement économiquement optimal du champ (ni sur-, ni sous-dimensionné). Ce puits avait pour objectif les systèmes de dépôt à la base du Miocène Supérieur, i.e. A-BMS et B-BMS. Les données disponibles sur le puits 2 sont 14 m de carotte et 275 m de log d'images. Les injectites représentent approximativement 5% du puits mais ne sont visibles que sur les images de puits. L'identification des différentes injectites sur les logs d'image a permis de mettre en évidence trois zones à injectites (**Fig. 6.18**) :

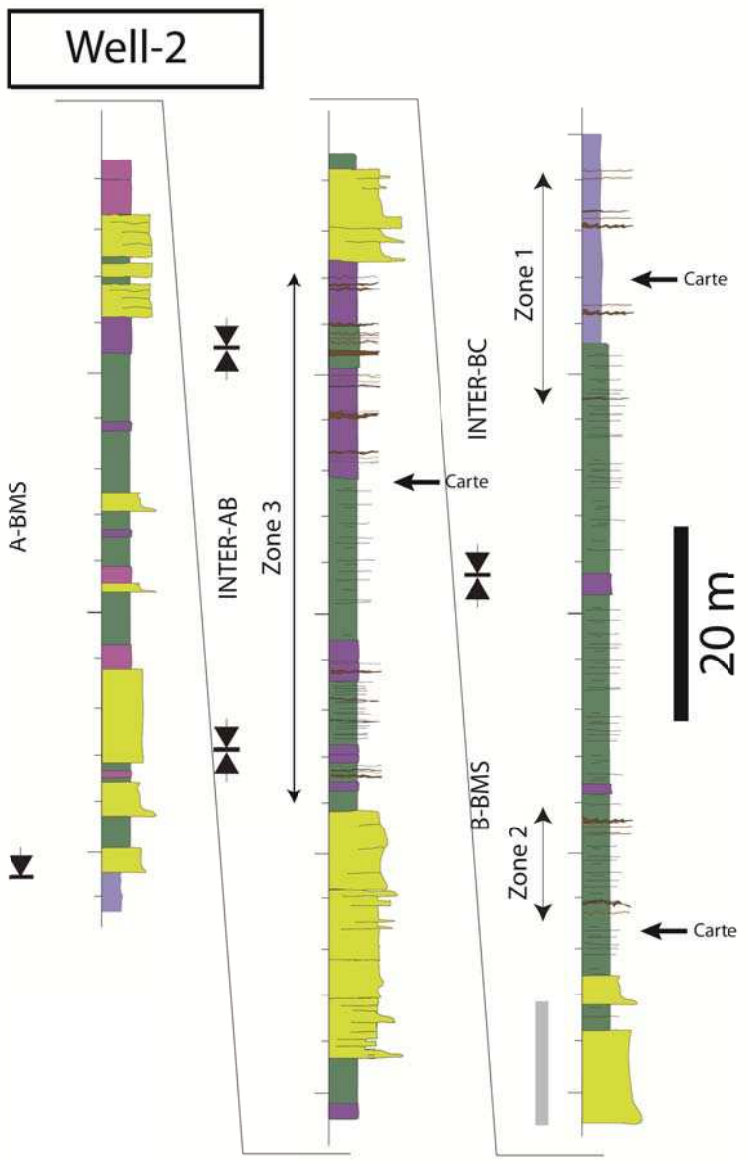


Fig. 6.18 : Log du puits 2 interprété en termes d'association de faciès grâce aux carottes et log d'images. Les limites de complexes et les zones à injectites décrites dans le texte sont montrées.

- Zone 1 : Sur cet intervalle d'environ 25 m, situé au-dessus du système B-BMS, les argiles massives (image fortement conductrice et finement laminée) et les argiles silteuses (image conductrice et finement laminée) sont recoupées majoritairement par des bancs de sable (résistants) centimétriques isolés (pendage des injectites = 20° = pendage de la stratigraphie) (**Fig. 6.15**). Ce ne sont pas des alternances de sables / argiles bien définies comme l'on peut les retrouver dans des levées proximales ou intermédiaires de chenal, par conséquent nous interprétons ces bancs de sable comme des sills. D'après la section sismique interprétée passant par le puits 2, les sills de cet intervalle sont situés entre 60 et 80 m au-dessus des derniers systèmes chenalisés du complexe B-BMS (**Fig. 6.19**). En carte, il n'y a pas de source de sable (pas de fortes amplitudes négatives) latéralement au puits dans les 20 derniers mètres de cette zone. L'horizon à l'origine de la carte RMS de la figure 6.20 recoupe la partie inférieure de la zone 1, par conséquent les chenaux du système B-BMS sont légèrement apparent sur la sismique.

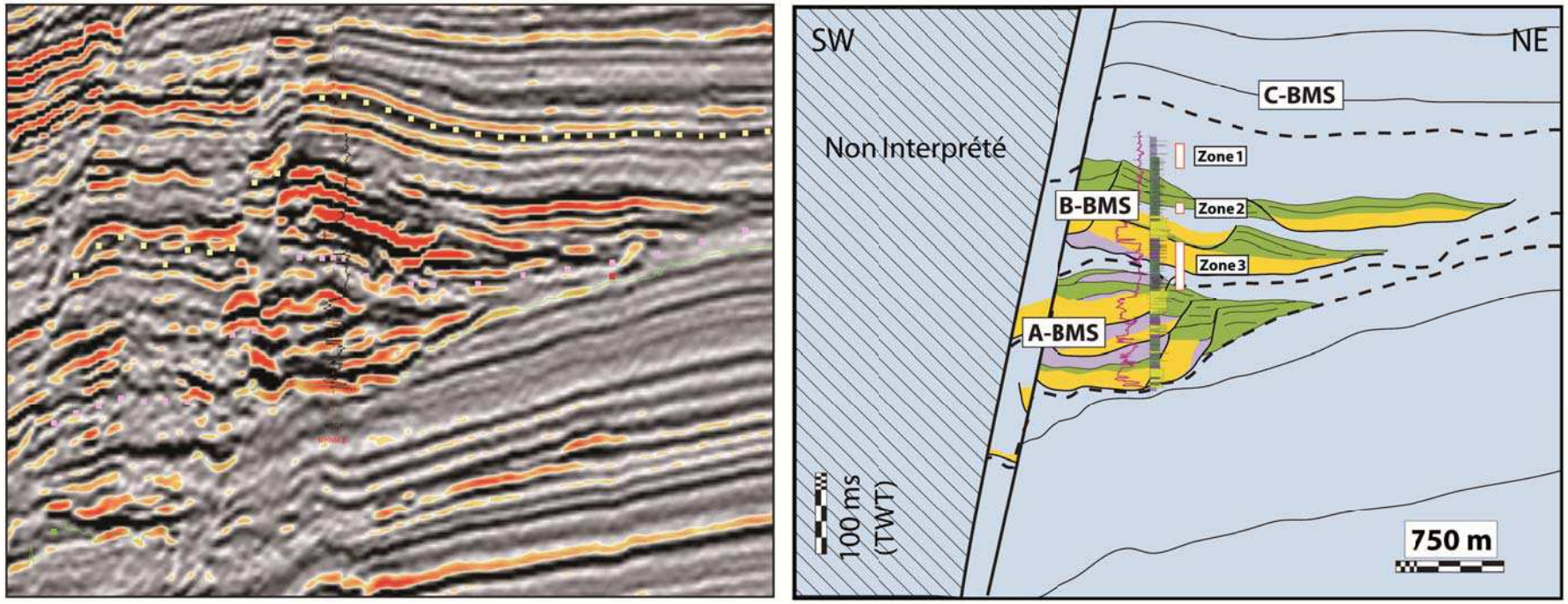


Fig. 6.19 : Section sismique perpendiculaire à l'axe principal des complexes de chenaux miocènes étudiés et passant par le puits 2. A gauche, la section sismique brute en amplitude. A droite, interprétation sédimentaire avec calage au puits 2 (le calage est fait à partir du Gamma Ray (GR) de référence). Les zones à injectites identifiées dans le puits 2 sont données.

- Zone 2 : C'est un intervalle d'une dizaine de mètres appartenant au système B-BMS. Les sédiments argilo-silteux (image conductrice et laminée) de cette zone contiennent des dykes d'épaisseur centimétrique à métrique (corps sableux recoupant la stratigraphie) avec des valeurs de pendages bimodales, i.e. 50° et 90° (**Fig. 6.15**). Sur la section sismique, on observe 10 m au-dessous de cette zone, des fortes amplitudes négatives s'étalant sur plus de 2 km qui sont interprétées comme un lobe basal du complexe B-BMS (**Fig. 6.19**). En carte, on peut voir que cette zone est au milieu de très fortes amplitudes négatives chenalisées, interprétées comme les chenaux amalgamés du système B-BMS (**Fig. 6.20**).

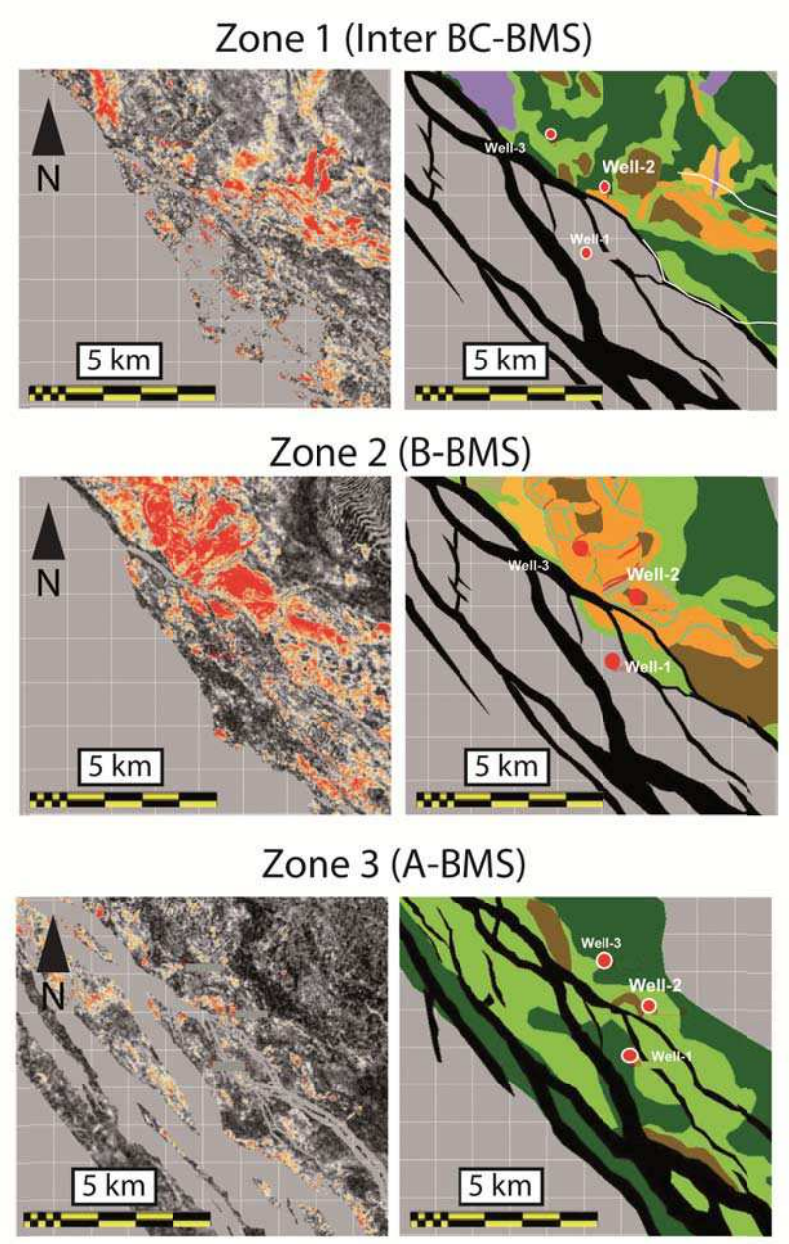


Fig. 6.20 : Cartes sismiques de la zone d'étude. A gauche, les cartes sismiques d'amplitude. A droite, interprétations sédimentaires en fonction des variations d'amplitudes. La localisation des puits et des failles est donnée.

- Zone 3 : Cette zone se situe dans un intervalle d'environ 50 m séparant les systèmes A-BMS et B-BMS (Inter_AB-BMS). Il est constitué d'argiles silteuses (image conductrice et laminée) et de débris flows argileux (image hétérogène, chaotique, plus conducteur qu'un debris-flow sableux) recoupés par un ensemble de corps sableux (image résistants) centimétriques à métriques avec des pendages verticaux (**Fig. 6.15**) et interprétés comme des dykes (**Fig. 6.18**). Quelques bancs sableux métriques (image résistante et chaotique, contrastée avec des limites floues) sont interprétés comme des brèches d'injections (les azimuths des brèches d'injection sont très hétérogènes). Sur la section sismique passant par le puits MHNM-2, cette zone est située entre des fortes amplitudes négatives calées au puits avec des paquets sableux interprétés comme les systèmes de chenaux épais (20-25 m) du complexe B-BMS et du complexe A-BMS. Les injectites sont au-dessus de la marge NE du système de chenaux supérieur du complexe A-BMS (**Fig. 6.19**). Il n'y a pas d'amplitudes négatives significatives latéralement à cette zone, par conséquent il n'y a aucun corps sableux significatif latéralement à cette zone (**Fig. 6.20**).

Ce qu'il faut retenir :

- Des sills d'épaisseur centimétrique sont identifiés dans des argiles silteuses de levées distales ou dans des hémipélagites, à plus de 60-80 m au-dessus des derniers systèmes de chenaux B-BMS.
- L'épaisseur des injectites à proximité de chenaux amalgamés, i.e. à quelques mètres au-dessous et/ou sur les côtés, est de l'ordre du mètre.
- Les intervalles localisés entre des sources de sables relativement proche (dizaines de mètres), présentent le plus d'injectites. On y trouve les dykes les plus épais ainsi que des brèches d'injection dans des debris-flows argileux.

5.4. Le puits 3

Le puits 3 est un puits vertical d'appréciation de la découverte du puits 2, ayant pour objectif les unités du complexe B-BMS, d'âge Miocène Supérieur, déjà reconnues par le puits 2, foré quelques kilomètres au sud-est. Le carottage du puits 3 a permis la calibration d'une partie de l'unité supérieure du système B-BMS. Les faciès du puits correspondent principalement à des levées distales et de rares debris flows. Ces faciès représentent 95 % du puits imagé. Le reste correspond à des sables dépositionnels grano-décroissants avec des lags de base, interprétés comme des chenaux amalgamés du complexe B-BMS. Les carottes ont été prélevées dans le système B-BMS et mesure au total approximativement 20 m sur les 500 m de puits imagé. La plus grande partie de la carotte est constituée de faciès argileux et de faciès de debris-flow. Contrairement au puits 2, la quasi-totalité des intrusions sableuses se trouve au niveau de la partie carottée, la description des injectites y est donc plus détaillée. Les injectites du puits 3 représentent 25% de l'épaisseur carottée. L'identification sur carotte et logs d'image des différentes injectites a permis de mettre en évidence deux zones à injectites (**Fig. 6.21**) :

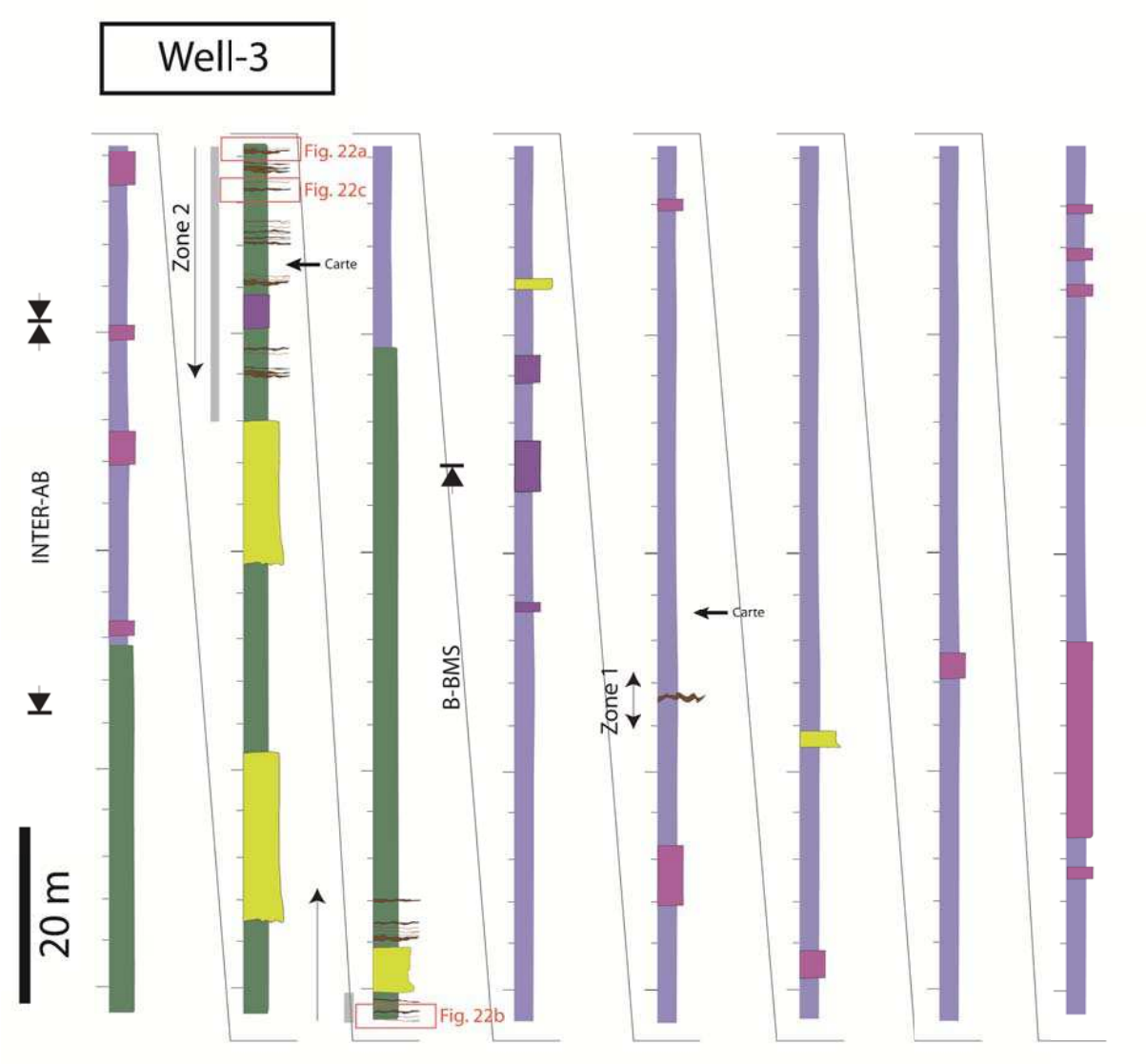


Fig. 6.21 : Log du puits 3 interprété en termes d'association de faciès grâce aux carottes et log d'images. Les limites de complexes et les zones à injectites décrites dans le texte sont montrées. La localisation de la figure 6.22 est également donnée.

- Zone 1 : Cette zone d'un peu plus de 25 m correspond exclusivement à la partie du puits carottée dans des argiles silteuses laminées (image conductrice et laminée), interprétées comme les faciès de levées distale du complexe B-BMS (**Fig. 6.21**). Dans ces argiles sont identifiés des bancs de sable d'épaisseur centimétrique à décimétrique subparallèles à la stratigraphie et des corps sableux centimétriques aux marges irrégulières qui recoupent la stratigraphie (**Fig. 6.22**). Les corps sableux discordants sont interprétés comme des dykes, ils sont plissés. Les bancs subparallèles ont des marges irrégulières en discordance avec la stratigraphie et peuvent contenir des clastes argileux sub-arrondis (**Fig. 6.22a**). Des dykes (corps sableux discordants) connectés à ces bancs s'amincissent en s'en éloignant. Parce que les bancs de sables ont des marges inférieures et supérieures irrégulières et érosives, et qu'ils sont en connexion avec des dykes, nous les interprétons come des sills. Les sills peuvent atteindre plus de 40 cm d'épaisseur et incorporer des clastes argileux sub-anguleux pluri-centimétriques (**Fig. 6.22b**).

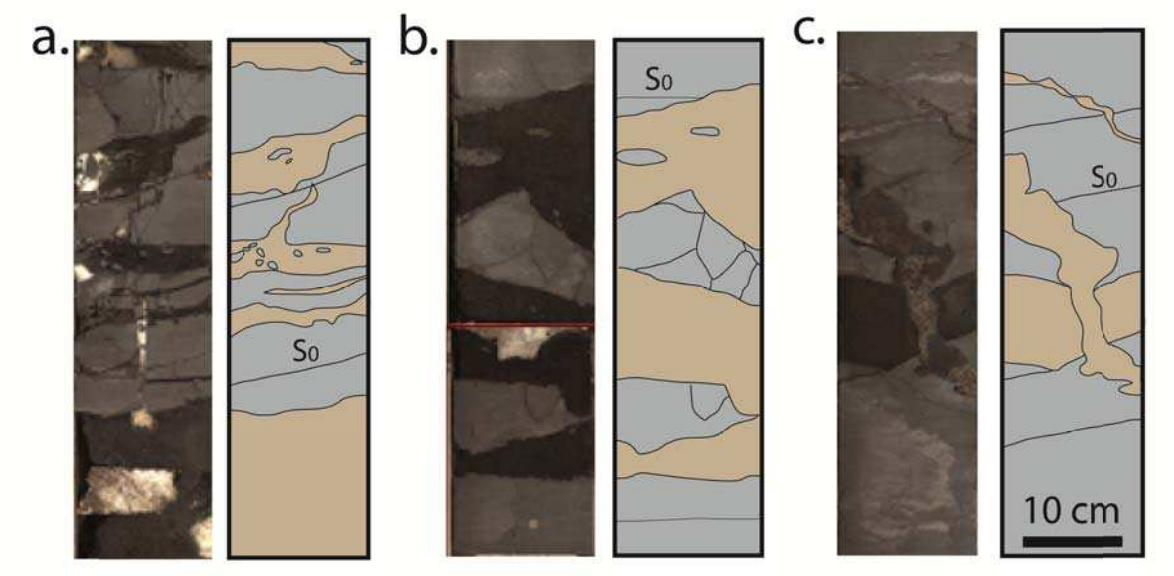


Fig. 6.22 : Photos d'injectites en carotte et interprétation sédimentaire. a. Dyke de faible inclinaison ou sill décimétrique (40 cm d'épaisseur) avec incorporation de clastes argileux centimétriques en forme d'amande et clastes argileux décimétriques sub-anguleux et fracturés. b. Sills centimétriques à décimétriques avec des dykes plus minces qui bifurquent. Certains sills ont incorporés des clastes argileux mm sub-arrondis. c. Dykes centimétriques fortement inclinés et plissés. L'un des dykes recoupe un sill (ou wing). L'ensemble des injectites décrites ici sont encaissées dans des argiles silteuses laminées (le S_0 pour référence).

Fig. 6.23 : Image au rayon X (à gauche) de la figure 6.22c (à droite). Le dyke est imprégné d'hydrocarbure alors que le sill ne l'est pas.

Les dykes peuvent recouper les sills (**Fig. 6.22c**) et ne pas avoir la même histoire d'imprégnation que les sills (**Fig. 6.23**). Les injectites sont situées entre et au-dessus deux paquets pluri-métriques de sable granoclassé à massif interprétés comme les systèmes chenalisés du complexe B-BMS (**Fig. 6.21**). Sur la section sismique interprétée, on peut voir que les injectites situées quelques mètres au-dessus du dernier système de chenaux du complexe B-BMS (**Fig. 6.21**), sont au niveau de la marge NE de ce système (**Fig. 6.24**). Cette zone est dans un intervalle de très fortes amplitudes négatives chenalisées interprétées comme le remplissage sableux des chenaux du complexe B-BMS (**Figs. 6.25**).

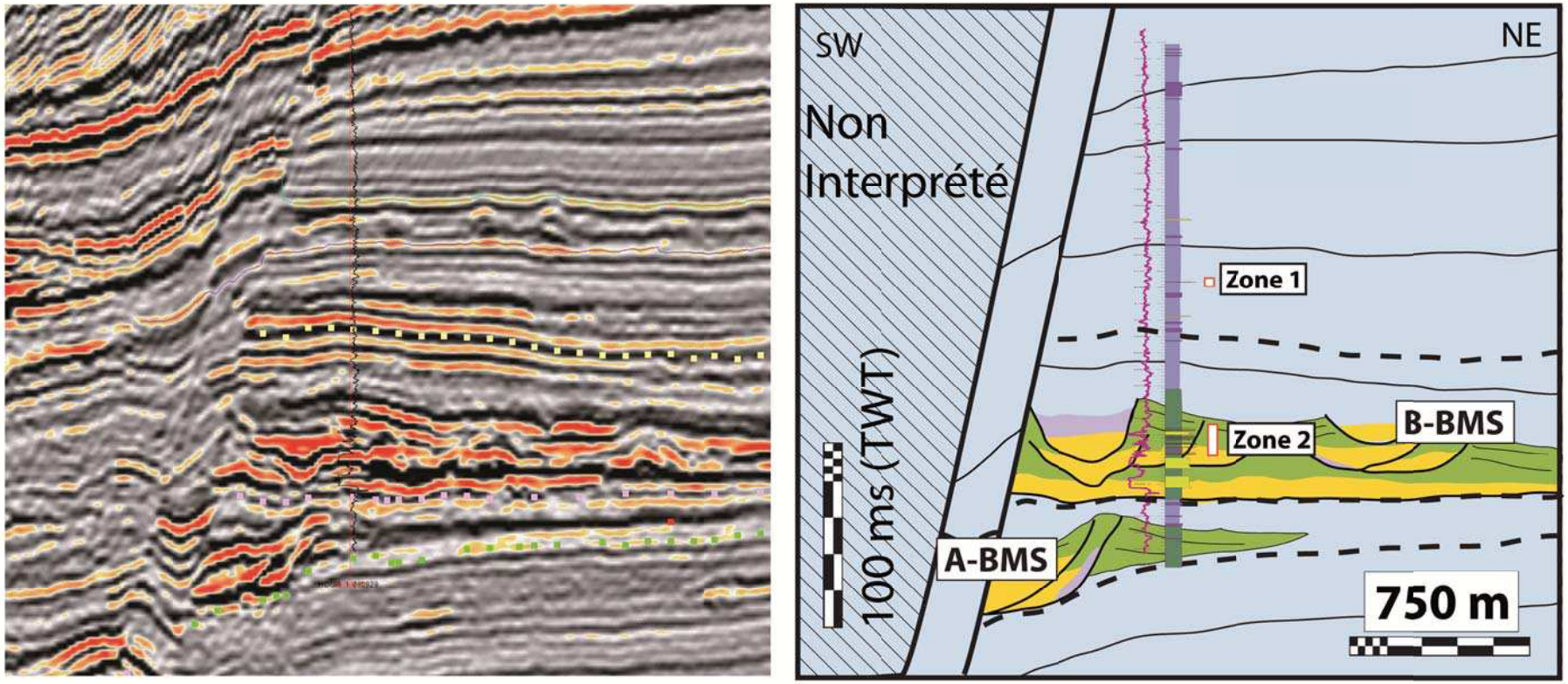


Fig. 6.24 : Section sismique perpendiculaire à l'axe principal des complexes de chenaux miocènes étudiés et passant par le puits 3. A gauche, la section sismique brute en amplitude. A droite, interprétation sédimentaire avec calage au puits 3 (le calage est fait à partir du Gamma Ray (GR) de référence). Les zones à injectites identifiées dans le puits 3 sont données.

- Zone 2 : Sur les images de log, ce n'est en fait qu'un seul banc d'épaisseur décimétrique, très résistant et contenant des éléments conducteurs qui a été repérée dans des argiles silteuses (image conductrice et laminée) de l'intervalle BC-BMS (**Fig. 6.20**). Le fait que ce banc de sable soit dans un environnement normalement très argileux fait que nous l'interprétons en tant que sill. Ce sill contient beaucoup de clastes argileux. Le sill de cette zone est à plus de 200 m au-dessus du système de chenaux le plus proche (**Fig. 6.21**). Il s'agit des chenaux amalgamés du système B-BMS (**Fig. 6.24**). Il n'y a pas de source de sable au-dessus. En carte, on voit que des amplitudes négatives chenalisées correspondant aux chenaux du système C-BMS, sont situées à plus d'1 km au sud-ouest de cette zone (**Fig. 6.25**).

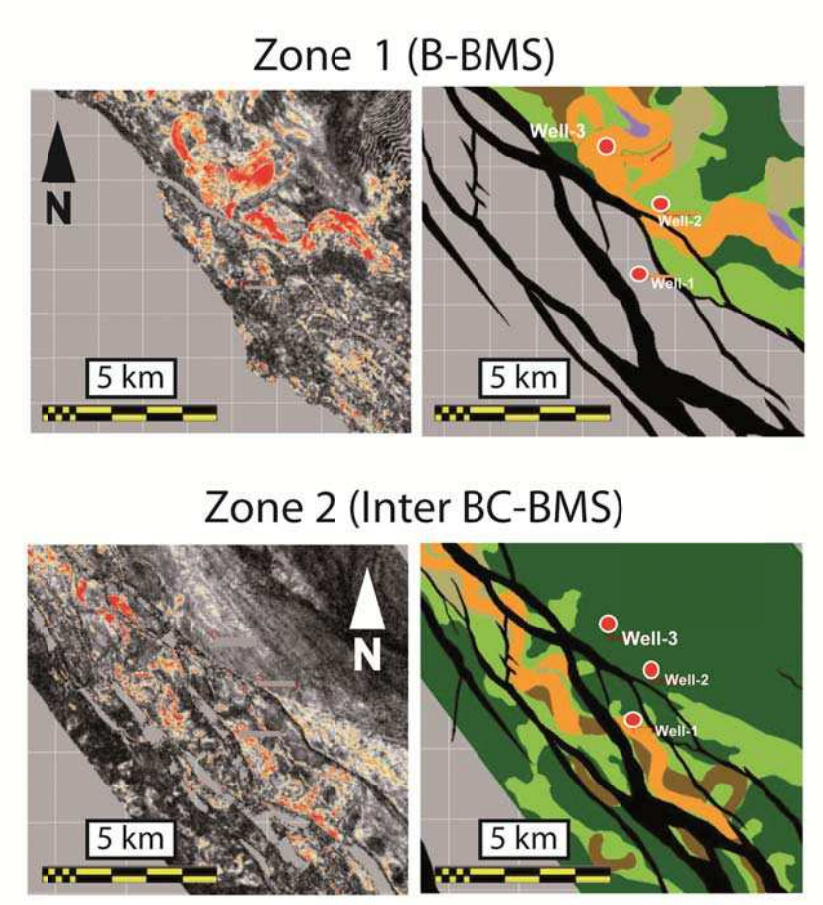


Fig. 6.25 : Cartes sismiques de la zone d'étude. A gauche, les cartes sismiques d'amplitude. A droite, interprétations sédimentaires en fonction des variations d'amplitudes. La localisation des puits et des failles est donnée.

Ce qu'il faut retenir :

- La quantité d'injectites, sills et dykes, est très forte à proximité des sables massifs du complexe de chenaux B-BMS. L'épaisseur de ces injectites est comprise entre le centimètre et plusieurs décimètres.
- Des sills sont identifiés environ 200 m au-dessus des derniers systèmes de chenaux du complexe B-BMS et à plus d'1 km latéralement au complexe de chenaux C-BMS.

6. Etude des injectites sub-sismiques de complexes de chenaux oligocènes

Les intrusions sableuses du champ oligocène ont été identifiées dans des puits traversant deux complexes de chenaux turbiditiques E et D. Dans cette étude, nous analyserons à partir de carottes et logs d'images disponibles les injectites de quatre de ces puits traversant le complexe E (**Fig. 6.26**). Les puits ont été forés sur la marge Angolaise à environ 100 km des côtes (**Fig. 6.3**). L'intervalle stratigraphique foré correspond à l'empilement de systèmes turbiditiques d'âge Oligocène, orientés NE-SW (**Figs. 6.5 et 6.26**).

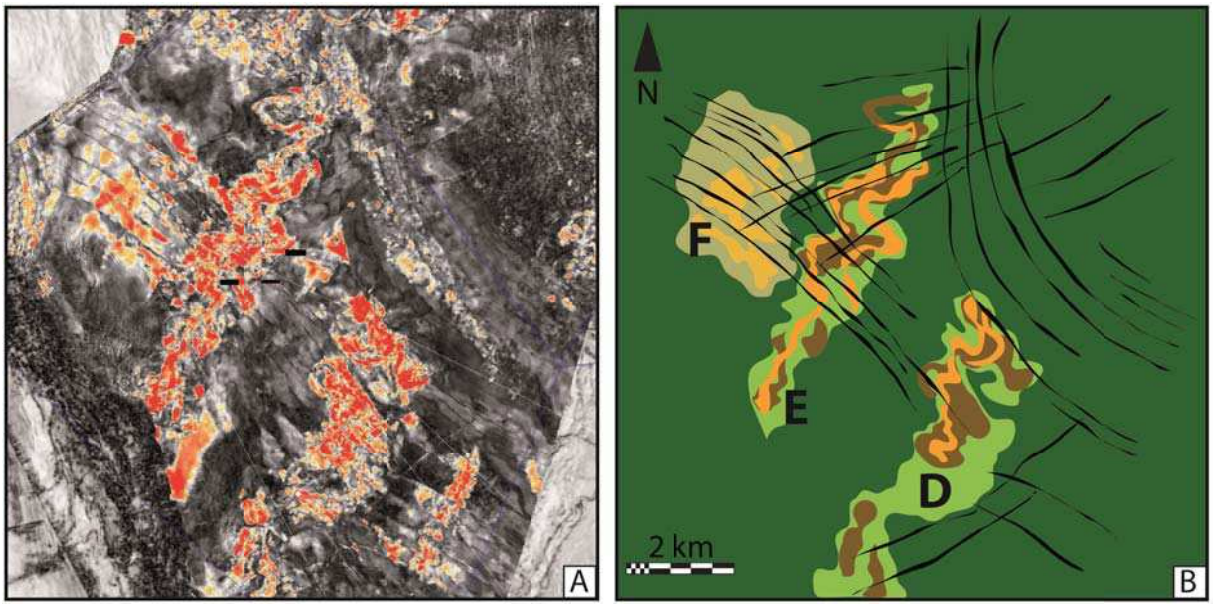


Fig. 26 : Cartes sismiques intra-Oligocène de la zone d'étude. A gauche, les cartes sismiques d'amplitude et la localisation des puits et sections sismiques interprétées (en jaune) dans la suite du chapitre. A droite, interprétations sédimentaires en fonction des variations d'amplitudes. Les complexes de chenaux turbiditiques E et D, ainsi que le complexe de lobes turbiditiques F y sont représentés. La localisation de la coupe de la figure 6.5 (en rouge) est également donnée.

6.1. Contexte sédimentologique local

Les complexes de chenaux Oligocène E et D sont subparallèles, de direction générale NE-SW et sont séparés d'environ 2 km l'un de l'autre (**Figs. 6.26**). Ces complexes de chenaux sont dans la direction du gradient de pente maximum et se développent depuis l'embouchure de la rivière du Zaïre, contournant localement des hauts topographiques issus de la poussée de diapirs de sel (Droz et al., 1985; Broucke et al., 2004). Les réseaux de failles normales, orientées NW-SE et NE-SW et résultant de la poussée de ces diapirs de sel, modifient fortement les géométries initiales de ces complexes et ont pu affecter l'architecture sédimentaire.

Le complexe de chenaux D fait entre 5 et 10 km de large (incluant les levées distales) et entre 50 et 200 m d'épaisseur. Le complexe de chenaux E fait entre 5 et 15 km de large (incluant les levées distales) et entre 50 et 200 m d'épaisseur. Les deux systèmes sont suivis sur plusieurs dizaines de kilomètres de longueur. Les deux complexes de chenaux ont été subdivisés en sous-systèmes, qui correspondent à des unités de sédiments turbiditiques formées pendant une période d'activité de l'éventail du Bas-Congo et limitées au-dessus et au-dessous par des argiles hémipélagiques déposées pendant une période de désactivation de cet éventail. Ainsi, le système D est constitué de deux systèmes turbiditiques chenalisés D inférieur et D supérieur, alors que le système E est subdivisé en trois sous-systèmes E1, E2 et E3. Au-dessus de ces deux complexes de chenaux, un large lobe turbiditique (système F) de plusieurs mètres d'épaisseur, repose sur les argiles hémipélagiques et les Mass Transport Complex (MTC) d'extension régionale (**Fig. 6.5**). Cet intervalle argileux qui sépare les complexes de chenaux E et D du lobe F, forment une excellente couverture. La différence en HC (gaz versus huile) et les pressions mesurées dans les réservoirs E et F confirment la bonne efficacité couverture de cette unité.

6.2. Le puits 4

Le puits 4, localisé sur la marge Angolaise à environ 120 km à l'ouest des côtes, a traversé plusieurs séquences de sables turbiditiques oligocènes. Deux principaux complexes de chenaux-levées ont été reconnus dans ce puits (**Fig. 6.5**) mais seul le complexe de chenaux supérieur D sera étudié. Il sera subdivisé en deux unités (Dinf. et Dsup.) selon la nomenclature utilisée par Total. Le réservoir D contient des hydrocarbures liquides. Les 70 m de carottes disponible dans ce complexe ont été analysés. Les intrusions sableuses y sont communes et représentent environ 10% des faciès lithologiques. L'identification des injectites sur la partie carottée du puits a permis de mettre en évidence deux zones présentant un nombre significatif d'injectites (**Fig. 6.27**) :

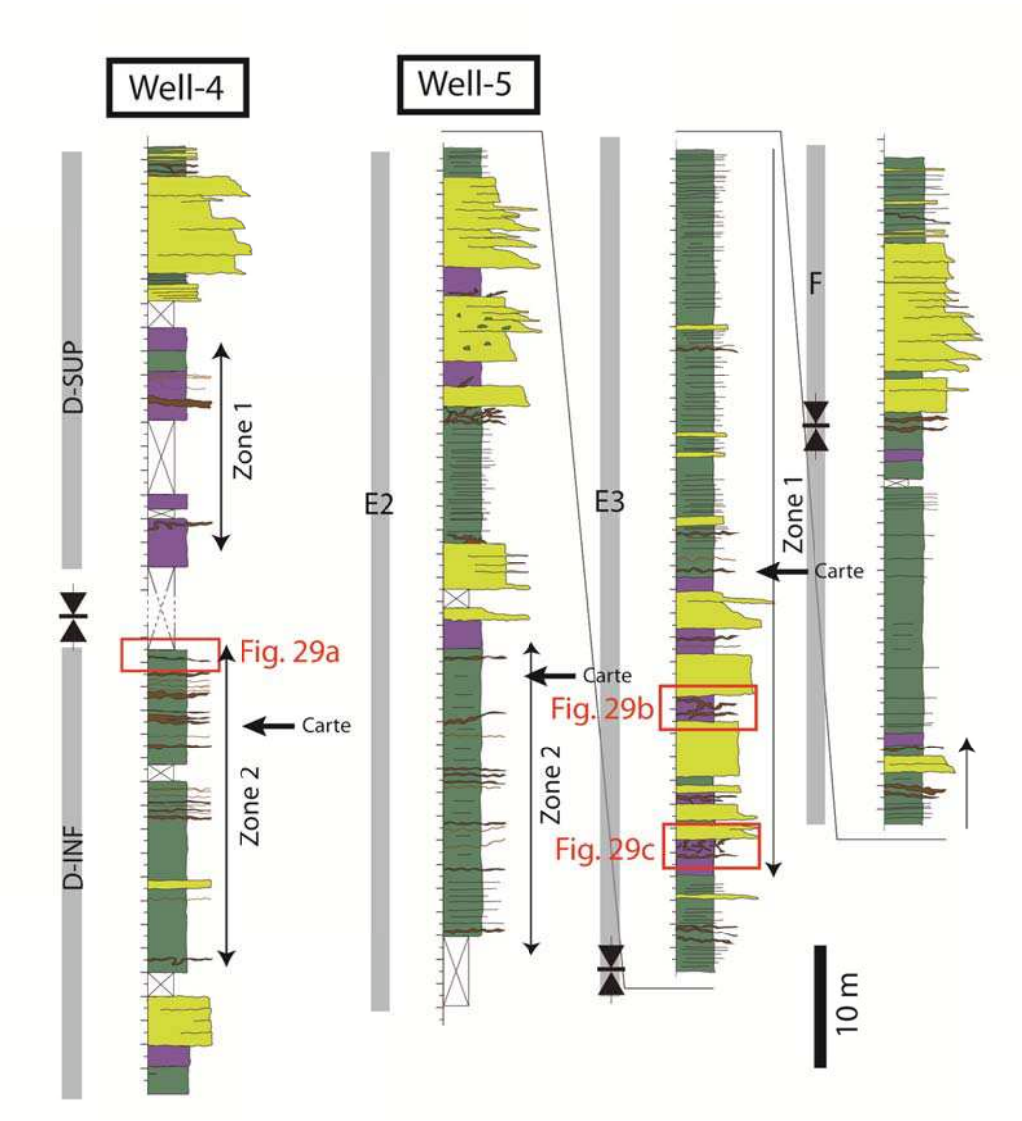


Fig. 6.27 : Logs du puits 4 et 5 interprétés en termes d'association de faciès grâce aux carottes et log d'images. Les limites d'unité des complexes E et D, ainsi que les zones à injectites décrites dans le texte, sont montrées sur la figure. La localisation de la figure 6.29 est également montrée.

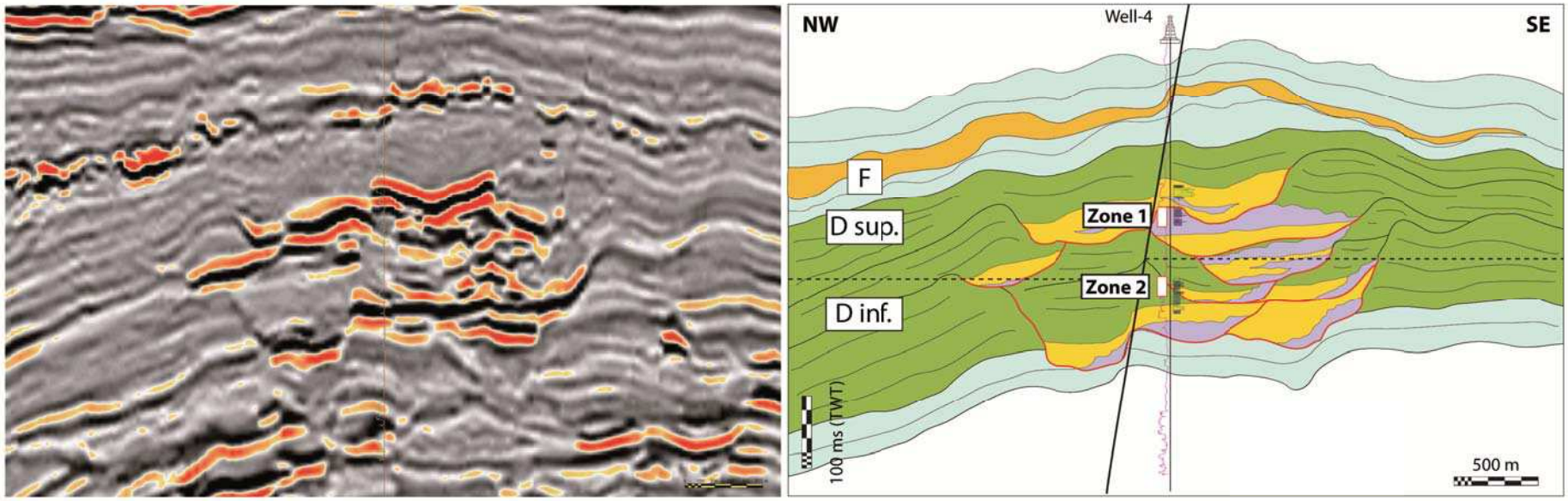


Fig. 6.28 : Section sismique perpendiculaire à l'axe principal des complexes de chenaux oligocènes étudiés et passant par le puits 4. A gauche, la section sismique brute en amplitude. A droite, interprétation sédimentaire avec calage au puits 4 (le calage est fait à partir du Gamma Ray (GR) de référence). Les zones à injectites identifiées dans le puits 4 sont données.

- Zone 1 : Cette zone d'environ 10 m est localisée au cœur du complexe de chenaux Dsup. Plusieurs corps sableux discordants avec la stratigraphie centimétriques à fort pendage, ainsi qu'un corps sableux décimétrique peu incliné, y ont été identifiés. Ces corps sableux sont interprétés comme des dykes. Ces dykes sont encaissés dans un épais intervalle argileux non structuré contenant des clastes carbonatés « flottants » interprétés comme des débris-flows argileux (**Fig. 6.27**). Les épontes des dykes sont très irrégulières. D'après la section sismique passant par le puits 4, les dykes sont situés entre des horizons concaves de fortes amplitudes qui recoupent des horizons de faibles amplitudes (**Fig. 6.28**). Calé au puits, ses structures concaves sont interprétées comme la base érosive de systèmes de chenaux (sables fins-moyens granoclassés avec quelques niveaux argilo-silteux) de l'unité Dsup. Par conséquent, les dykes sont dans les debris-flows de la marge ouest d'un système chenalisé (**Fig. 6.28**).

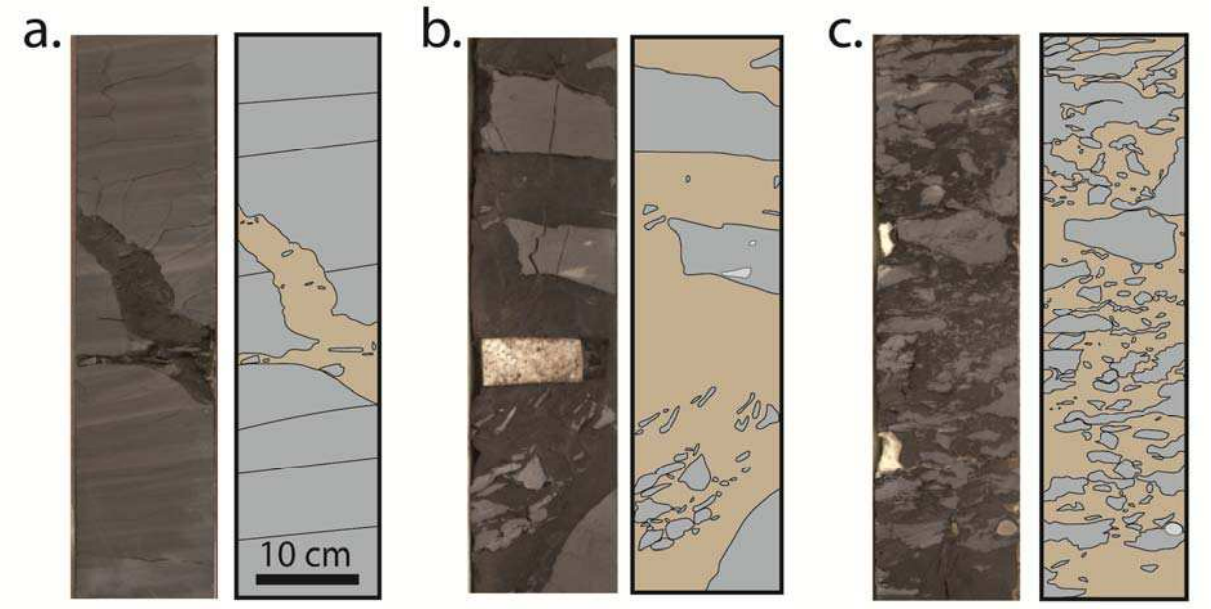


Fig. 6.29 : Photos d'injectites en carotte et interprétation sédimentaire. a. Dyke centimétrique incliné à 45° et encaissé dans des argiles silteuses laminées. Des clastes argileux millimétriques à centimétriquess sub-arrondis sont incorporés dans la matrice sableuse. b. Brèche d'injection métrique avec claste argileux (débris flow) anguleux centimétriques à décimétriques. Brèche d'injection métrique avec une très grande quantité de clastes argileux centimétriques (50%). Les clastes sont sub-anguleux à sub-arrondis et globalement en forme d'amande. L'axe d'allongement maximum est sub-horizontal.

- Zone 2 : Cette une zone de 14 m, localisée dans le complexe de chenaux Dinférieur. Ce sont de nombreux bancs de sable parallèles à la stratigraphie et des corps sableux discordants avec la stratigraphie (**Fig. 6.29a**), d'épaisseur millimétrique à centimétrique, qui ont été observés dans des argiles silteuses laminées interprétées comme les levées distales de chenaux (**Fig. 6.27**). Les corps sableux discordants sont interprétés comme des dykes. Les bancs de sable concordants sont interprétés comme des sills car sont dans un environnement normalement très argileux et qu'ils sont dans une zone où il y a de nombreux dykes. Les dykes sont généralement plissés mais les marges sont nettes, en connexion avec des sills et contiennent des morceaux argileux centimétriques arrachés à l'encaissant (**Fig. 6.29a**). Cette zone fortement injectée est située dans les 30 premiers mètres au-dessus de paquets sableux décimétriques granoclassés avec des inter-bancs argileux, correspondant à une amalgamation de chenaux d'une épaisseur totale de 4 m (**Fig. 6.27**). D'après la section sismique calée au puits 4, les injectites sont au-dessus de la marge ouest de ce système chenalisé (**Fig. 6.28**). En

carte, cette zone est dans un environnement très argileux (fortes amplitudes positives) (**Fig. 6.30**).

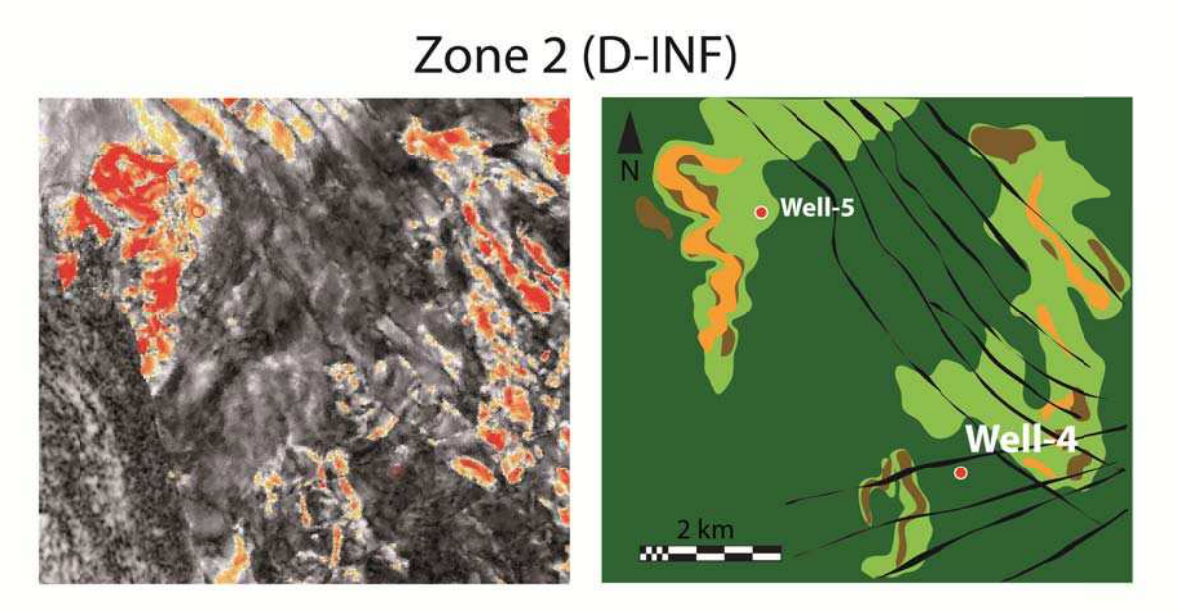


Fig. 6.30 : Carte sismique de la zone d'étude. A gauche, la carte sismique d'amplitude. A droite, interprétation sédimentaire en fonction des variations d'amplitudes. La localisation des puits et des failles est donnée.

Ce qu'il faut retenir :

- Des dykes d'épaisseur centimétrique et très inclinés sont identifiés entre les marges de deux systèmes de chenaux séparés par un débris-flow argileux d'environ 30 m d'épaisseur.
- Réseau dense de dykes et sills d'épaisseur millimétrique à centimétrique, identifié dans des lévées distales, au-dessus de la marge d'un système chenalisé.
- Les dykes identifiés dans les débris-flows sont plissés alors qu'ils ont des épontes plus nettes dans les argiles laminées.

6.3. Le puits 5

Le puits 5 est localisé à 4,3 km au nord-ouest du puits 4. Le puits 5 est un puits d'appréciation qui fait suite aux découvertes du puits 4. Ce puits avait pour objectif de traverser le complexe de chenaux et lobes turbiditique oligocène Supérieur E et F. Le réservoir E contient de l'huile alors que le réservoir F est à gaz. Les réservoirs recoupés dans le complexe de chenaux E ont été subdivisés en 3 unités (E1, E2 et E3). Le puits a été carotté sur presque toute l'épaisseur des complexes E et F (environ 200 m), ce qui rend l'appréciation des différents objets sédimentaires (et post-sédimentaires) plus simple. L'identification des intrusions sableuses sur la partie carottée du puits a permis de mettre en évidence deux zones présentant un nombre significatif d'injectites (**Fig. 6.27**) :

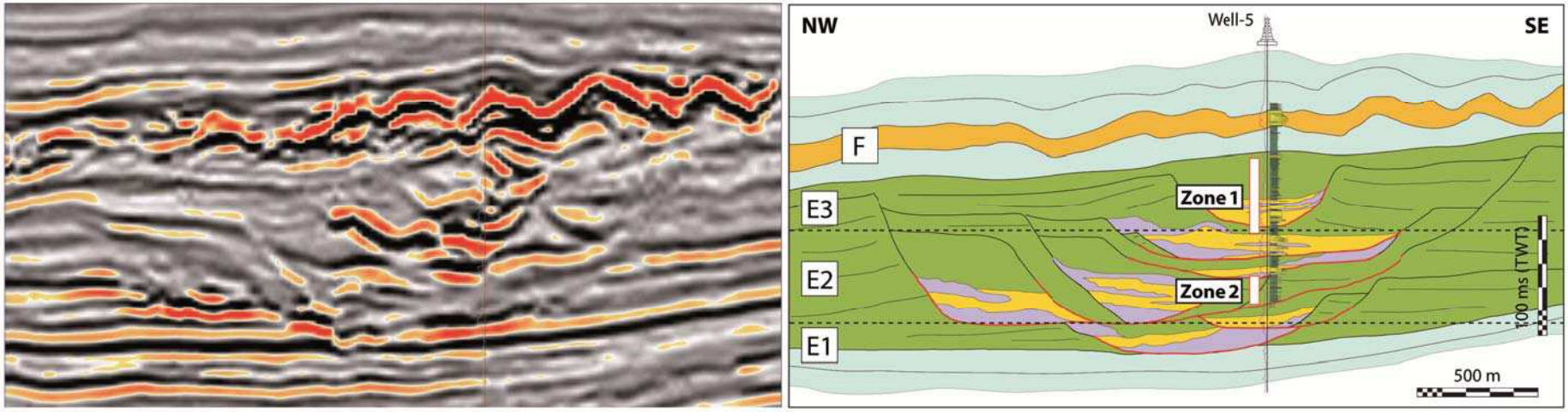


Fig. 6.31 : Section sismique perpendiculaire à l'axe principal des complexes de chenaux oligocènes étudiés et passant par le puits 5. A gauche, la section sismique brute en amplitude. A droite, interprétation sédimentaire avec calage au puits 5 (le calage est fait à partir du Gamma Ray (GR) de référence). Les zones à injectites identifiées dans le puits 5 sont données.

- Zone 1 : Cette zone d'environ 50 m est localisée dans l'unité E3 du complexe de chenaux E. On identifie des corps sableux centimétriques fortement inclinés et discordants avec les argiles silteuses laminées subhorizontales. Ces corps sableux sont interprétés comme des dykes. On observe également des bancs sableux métriques contenant de très nombreux clastes argileux millimétriques à pluri-centimétriques (**Figs. 6.29b-c**) à l'intérieur de sédiments argileux non structurés interprétés comme des debris-flows argileux. Ces bancs de sable sont interprétés comme des brèches d'injection car les marges sont discordantes, que les fragments d'argiles sont micro-fracturés et qu'ils sont associés avec des dykes. Elles sont identifiées entre des empilements pluri-métriques de bancs de sable métriques granoclassés avec une base érosive et séparés par des niveaux argileux de quelques mètres (< 2 m) (**Fig. 6.27**). Par conséquent, les brèches d'injection sont entre des systèmes de chenaux amalgamés. Dans le puits, des corps sableux centimétriques discordants à la stratigraphie et interprétés comme des dykes, ont aussi été identifiés à quelques mètres au-dessus et au-dessous de l'unité sableuse F, épais ici de plus de 10 m (**Fig. 6.27**). Certains dykes de la zone sont entre 2 et 20 m au-dessus du dernier système de chenaux amalgamés (environ 20 m d'épaisseur) du complexe E (**Fig. 6.31**).

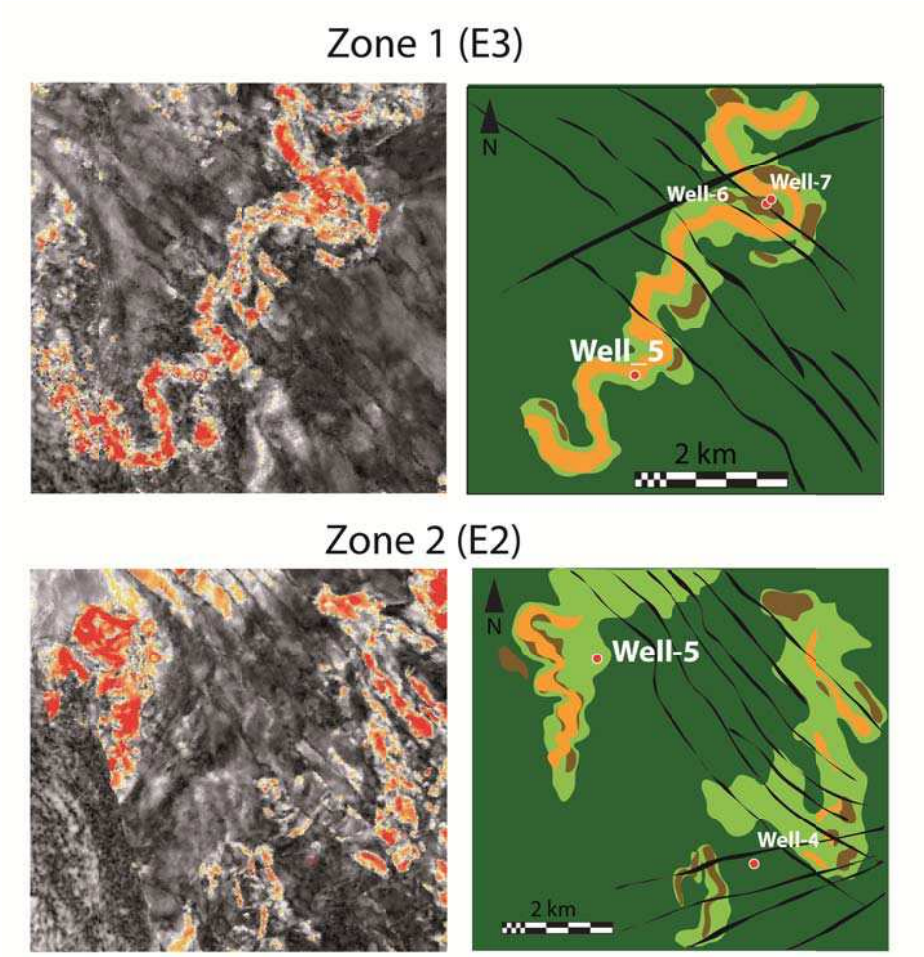


Fig. 6.32 : Cartes sismiques de la zone d'étude. A gauche, les cartes sismiques d'amplitude. A droite, interprétations sédimentaires en fonction des variations d'amplitudes. La localisation des puits et des failles est donnée.

- Zone 2 : Cette zone d'environ 20 m est située dans l'unité E2 du complexe de chenaux E. C'est un réseau de quelques corps sableux discordants (dykes) d'épaisseur millimétrique à

centimétrique fortement inclinés et de nombreux bancs sableux d'épaisseur centimétrique à décimétrique aux bordures souvent érosives, à l'intérieur d'argiles silteuses laminées interprétées comme des levées distales. Les bancs de sable sont interprétés comme des sills car ils sont associés avec des dykes et que les bordures supérieures sont souvent érosives. Sur la section sismique passant par le puits 5, cette zone à injectites est entre des horizons discordants et onlapés par des réflecteurs de fortes amplitudes négatives, que l'on interprète avec l'appui de l'interprétation de carotte à des bases érosives de systèmes de chenaux (**Fig. 6.31**). En carte, les amplitudes négatives les plus proches, i.e. interprétées comme des sédiments sableux, sont à plusieurs centaines de mètres à l'ouest de la zone (**Fig. 6.32**).

Ce qu'il faut retenir :

- Des dykes d'épaisseur millimétrique à centimétrique fortement inclinés sont identifiés quelques dizaines de mètres (10-30 m) au-dessus de système de chenaux. Peut-être même encore plus (> 70 m), si l'on considère que les dykes observés à la base du complexe de lobe F sont issus du dernier système chenalisé du complexe E.
- Les brèches d'injection métriques (1-2 m) sont régulièrement observées dans des débris-flows argileux situés au-dessus, au-dessous et entre des intervalles de chenaux amalgamés pluri-décamétriques.
- De nombreux sills d'épaisseur centimétrique à décimétrique, intrudés dans des argiles turbiditiques laminées de levées distales, sont localisés à plusieurs centaines de mètres latéralement à des chenaux.

6.4. Le puits 6

Le puits 6 est localisé à 2,5 km au nord-est du puits 5. L epuits 6 est un puits de développement, producteur d'huile, situé au centre du complexe de chenaux E Oligocène Supérieur du champ. Il s'agit d'un puits dévié vers le sud (les pendages d'injectites seront corrigés de l'inclinaison du puits). Au niveau du puits, le complexe de chenaux E fait plus de 120 m d'épaisseur, intégralement carotté (134 m carotté). Un log d'image a aussi été acquis sur 400 m de longueur. Le contenu en intrusions sableuses n'est pas très important sur l'ensemble du puits car ne représente qu'environ 2-3% des sédiments traversés par le puits. L'identification des intrusions sableuses sur la partie carottée du puits a permis de mettre en évidence trois zones présentant un nombre significatif d'injectites (zones 1 et 2) ou un intérêt particulier pour la compréhension du système (Zone 3) (**Fig. 6.33**) :

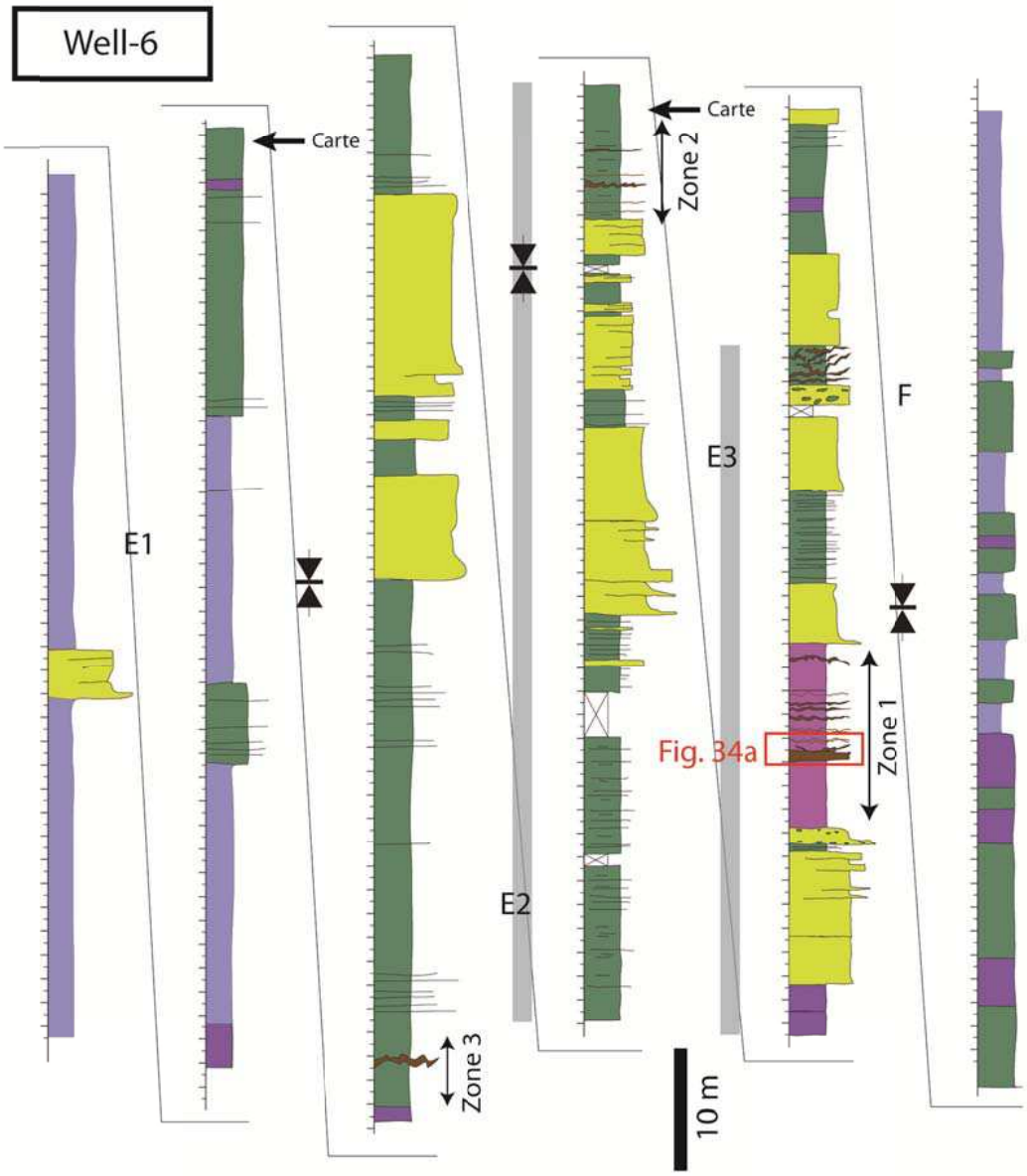


Fig. 6.33 : Log du puits 6 interprété en termes d'association de faciès grâce aux carottes et log d'images. Les limites de complexes et les zones à injectites décrites dans le texte sont montrées. La localisation de la figure 6.34a est également donnée.

- Zone 1 : Cette zone d'environ 10 m d'épaisseur, se situe dans l'unité **E**3 du complexe de chenaux E. Ce sont plusieurs corps sableux d'épaisseur centimétrique à décimétrique, discordants à la stratigraphie avec des inclinaisons variables, qui ont été identifiés dans un intervalle silto-sableux non structuré et interprété comme un debris flow sableux (**Fig. 6.33**). Ces corps sableux discordants sont interprétés comme des dykes, ils sont extrêmement plissés, ont des bordures très irrégulières et peuvent avoir des ramifications vers le haut et le bas (**Fig. 6.34**). L'intervalle injecté est localisé entre deux paquets sableux pluri-métriques (5 à 10 m d'épaisseur), composés de bancs de sable massifs ou granoclassés interprétés comme des systèmes de chenaux amalgamés (**Fig. 6.33**). Plus précisément, basé sur la section sismique interprétée, les dykes sont au-dessus de la marge SE d'un système chenalisé et au-dessous de la base érosive du dernier système de chenaux du complexe E (**Fig. 6.35**).

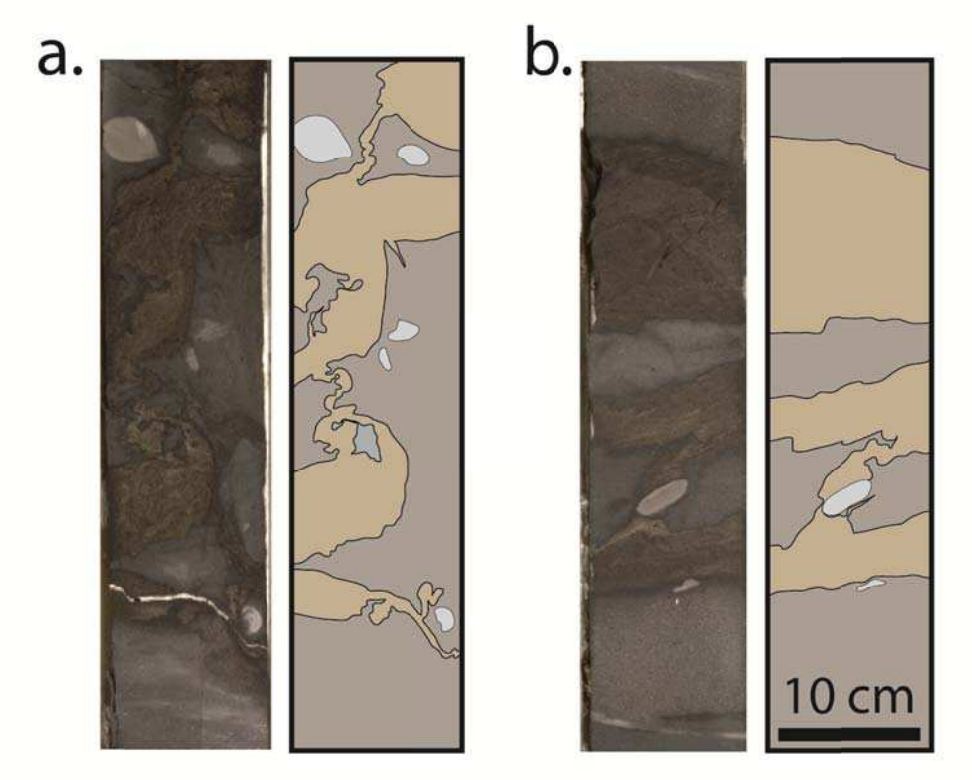


Fig. 6.34 : Photos d'injectites en carotte et interprétation sédimentaire. a. Dykes centimétriques très plissés et/ou déformés dans un debris flow sableux. Les marges de dykes sont irrégulières. b. Sills d'épaisseur centimétrique dans un debris-flow sableux. On note un dyke d'épaisseur dentimétrique plissé qui fait pont entre deux sills.

- Zone 2 : Ce sont quelques bancs et corps sableux discordants d'épaisseur centimétrique à décimétrique (image résistante) identifiés sur 5 m d'épaisseur à la base de l'unité E3, dans des sédiments argileux laminés (image conductrice et laminée) interprétés comme des levées distales (**Fig. 6.33**). Les corps sableux discordants sont interprétés comme des dykes alors que bancs de sable sont interprétés comme des sills car ils sont isolés dans des levées distales, ils ont des bordures irrégulières et sont à proximité des dykes. Cette zone est largement comparable à la zone 2 du puits 5. Les intrusions sableuses sont localisées entre deux paquets sableux pluri-métriques granoclassés, composés d'un empilement de bancs de sable décimétriques avec des inter-bancs centimétriques argilo-silteux interprétés comme des amalgamations de chenaux (**Fig. 6.33**). Le système supérieur est le même que celui de la zone 1, donc les injectites sont au-dessous de la marge de ce système (**Fig. 6.35**). En carte, on voit que les sables (amplitude négatives) d'un système chenalisé est à quelques centaines de mètres de la zone à injectites (**Fig. 6.36**).

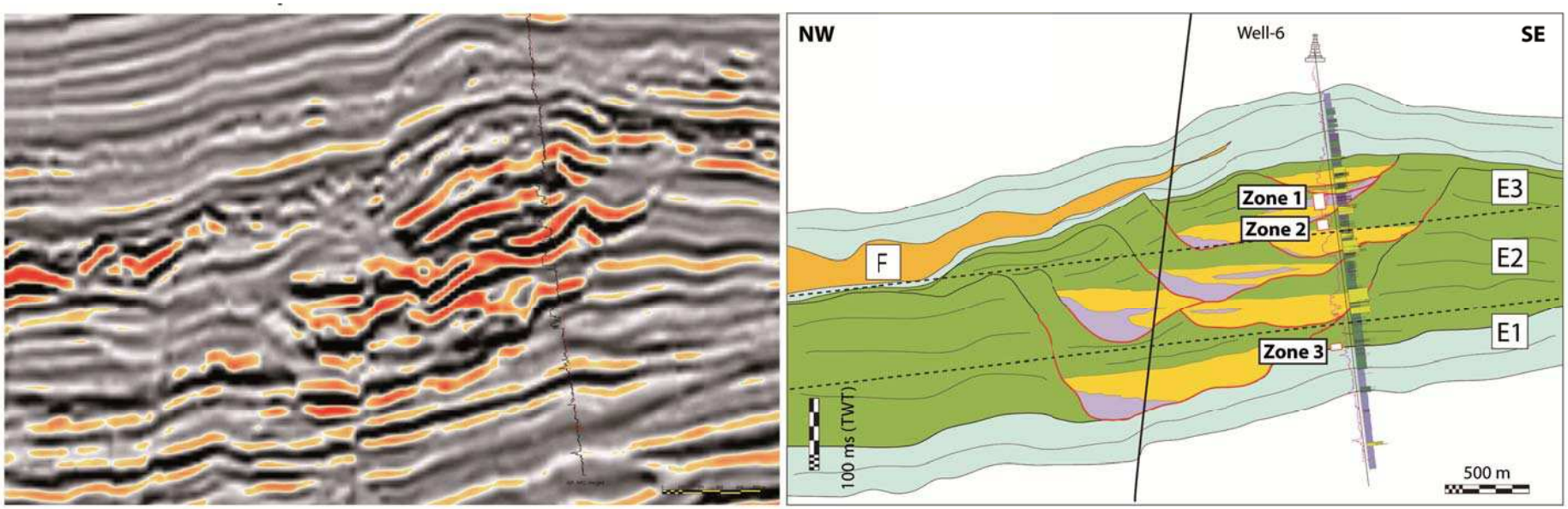


Fig. 6.35 : Section sismique perpendiculaire à l'axe principal des complexes de chenaux oligocènes étudiés et passant par le puits 6. A gauche, la section sismique brute en amplitude. A droite, interprétation sédimentaire avec calage au puits 6 (le calage est fait à partir du Gamma Ray (GR) de référence). Les zones à injectites identifiées dans le puits 6 sont données.

- Zone 3 : Il s'agit uniquement d'un banc sableux (image très résistante) décimétrique identifié sur le log d'image, dans les argiles silteuses (image conductrice) de l'unité E1. Ce banc sableux est interprété comme un sill uniquement sur la base qu'il est isolé dans des sédiments normalement très argileux. Ce sill est à 40 m au-dessous de corps sableux granoclassé et interprété comme un système de chenaux (**Fig. 6.33**). D'après la section sismique passant par le puits 6 et la carte, ce sill est à environ 300 m de la marge SE du premier système chenalisé (fortes amplitudes négatives, base discordante) du complexe E (**Figs. 6.35 et 6.36**).

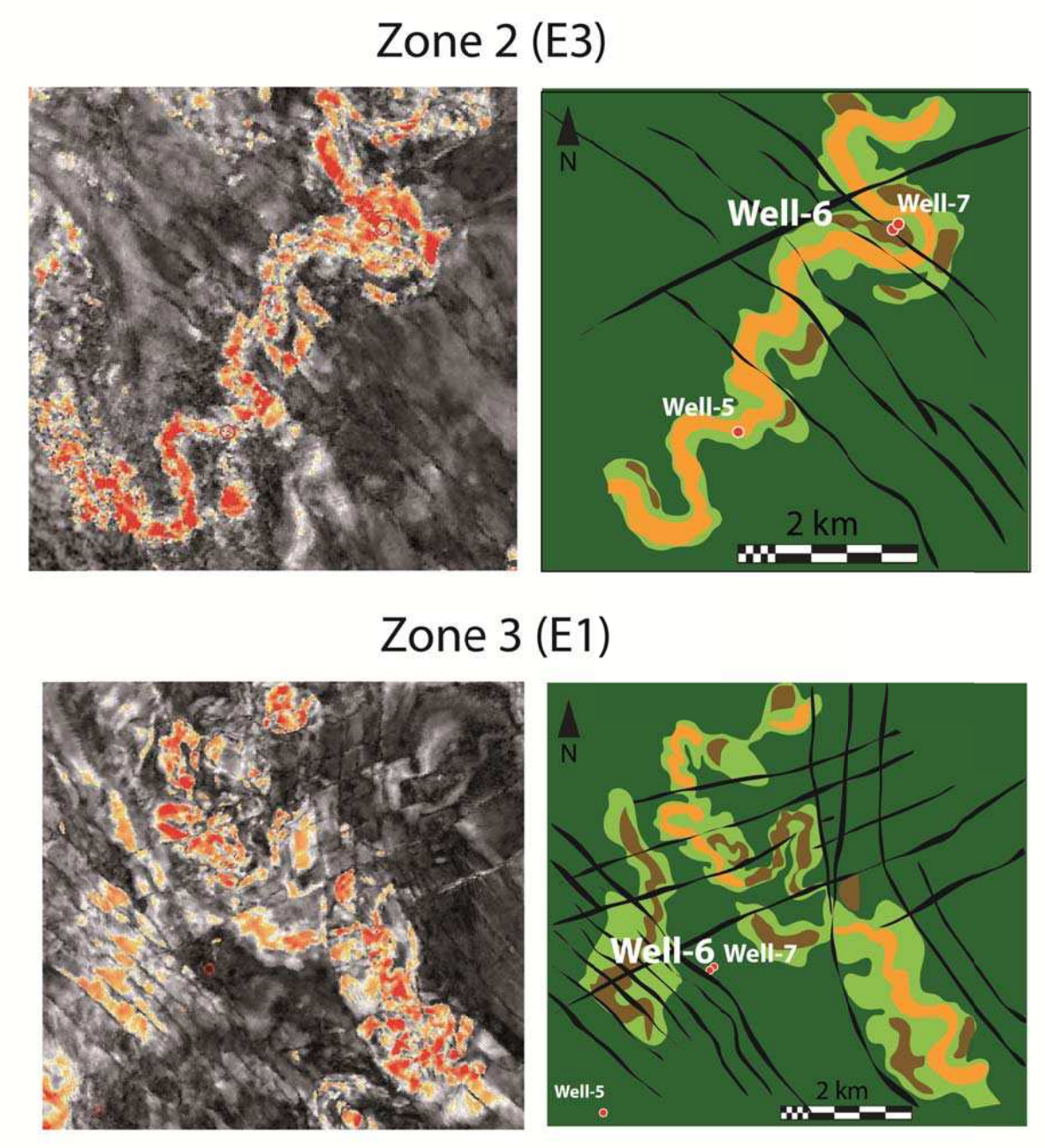


Fig. 6.36 : Cartes sismiques de la zone d'étude. A gauche, les cartes sismiques **d**'amplitude. A droite, interprétations sédimentaires en fonction des variations d'amplitudes. La localisation des puits et des failles est donnée.

Ce qu'il faut retenir :

- Des dykes d'épaisseur centimétrique à décimétrique sont identifiés entre deux systèmes de chenaux séparés par un débris-flow sableux d'environ 15 m d'épaisseur. Ils sont au-dessus de la marge d'un système de chenaux.
- Les dykes identifiés dans les débris-flows sont extrêmement plissés et ont des épontes très irrégulières.
- Réseau dense de dykes et sills d'épaisseur centimétrique entre des systèmes de chenaux géographiquement proches.
- Un sill décimétrique est identifié à 300 m latéralement à la marge d'un système de chenaux dans des argiles turbiditiques de levées distales.

6.5. Le puits 7

Le puits 7 à la même localisation de surface que le puits 6 mais est dévié vers l'ouest. L epuits 7 est le second puits de développement, producteur d'huile, foré dans le complexe de chenaux de l'Oligocène Supérieur E du champ étudié. Le puits traverse l'ensemble des unités (E1, E2 et E3) du complexe de chenaux E de l'Oligocène Supérieur. Un log d'image a été acquis sur 300 m de puits et 30 m ont été carottés dans l'unité E2. Quelques intrusions sableuses ont été localement identifiées sur la carotte ainsi que sur le log d'image. Elles représentent seulement 2% des sédiments traversés par le puits 7. L'identification des intrusions sableuses sur le puits a permis de mettre en évidence trois zones présentant un nombre significatif d'injectites (**Fig. 6.37**) :

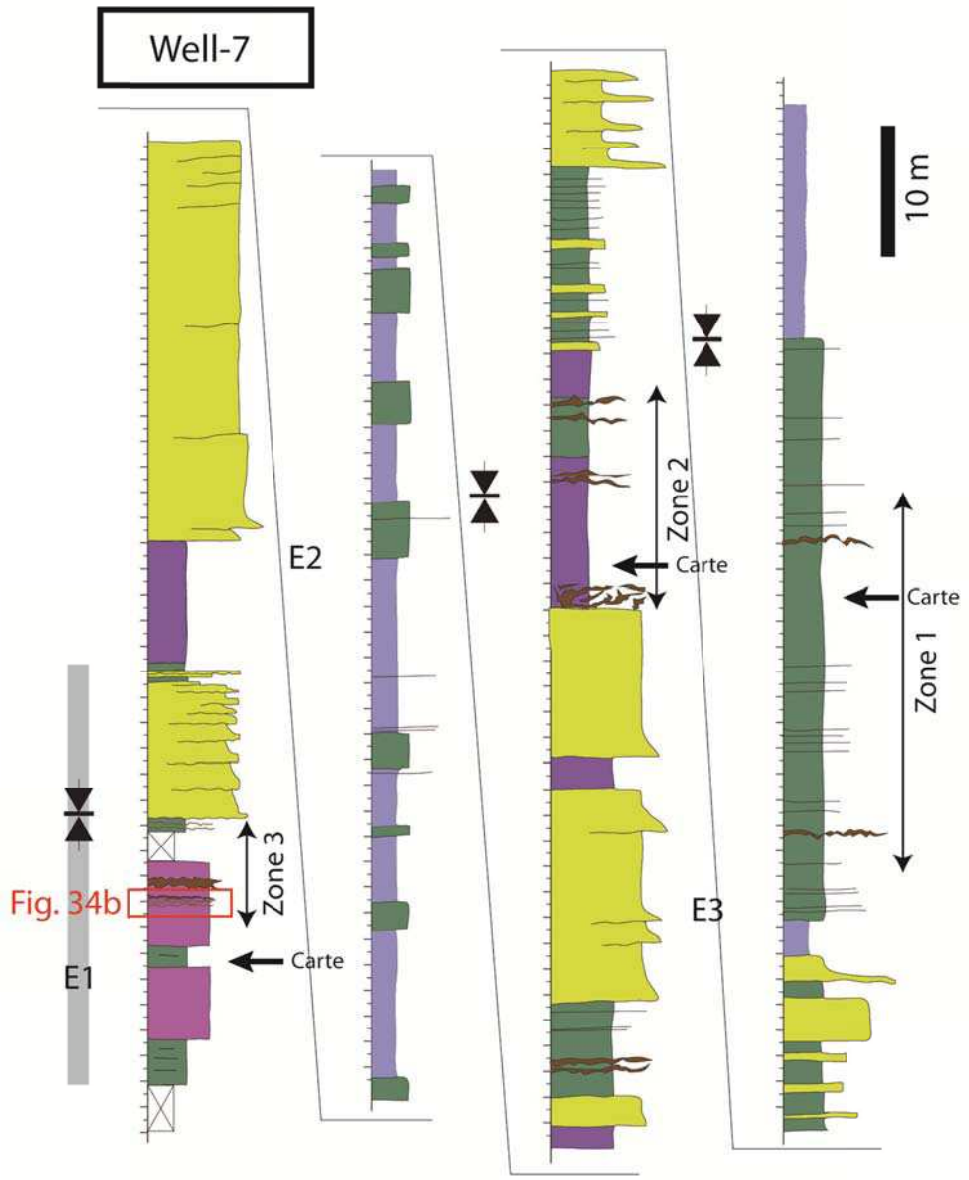


Fig. 6.37 : Log du puits 7 interprété en termes d'association de faciès grâce aux carottes et log d'images. Les limites de complexes et les zones à injectites décrites dans le texte sont montrées. La localisation de la figure 6.34b est également donnée.

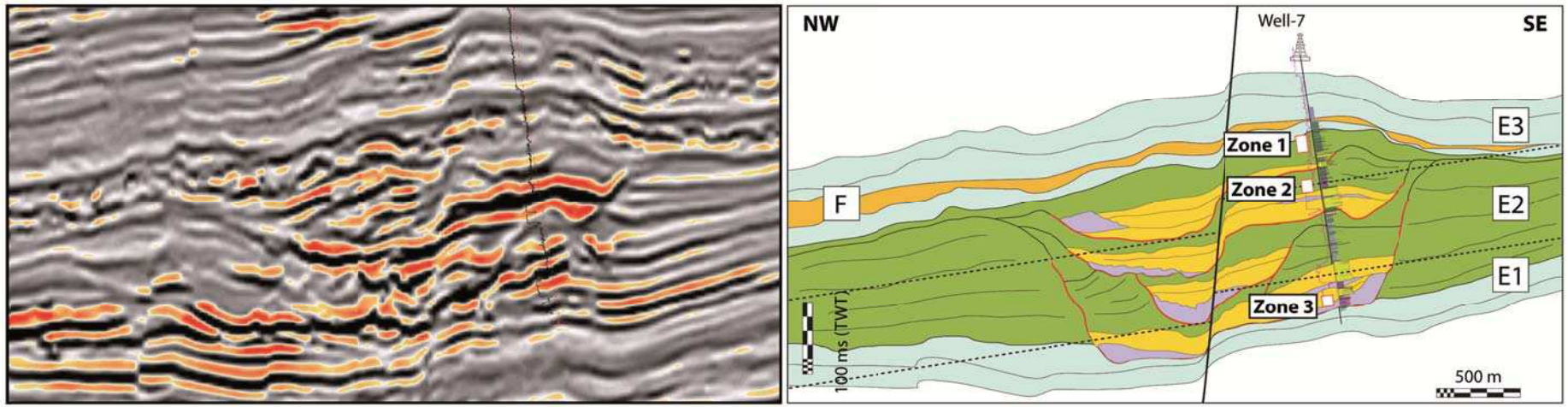


Fig. 6.38 : Section sismique perpendiculaire à l'axe principal des complexes de chenaux oligocènes étudiés et passant par le puits 7. A gauche, la section sismique brute en amplitude. A droite, interprétation sédimentaire avec calage au puits 7 (le calage est fait à partir du Gamma Ray (GR) de référence). Les zones à injectites identifiées dans le puits 7 sont données.

- Zone 1 : Cette zone est localisée dans la partie sommitale de l'unité E3 du complexe de chenaux E. Ce sont deux dykes d'épaisseur centimétrique qui ont été identifiés sur les logs d'image. Ils se sont mis en place dans les argiles silteuses, l'un à 10 m au-dessus de chenaux amalgamés, l'autre à plus de 30 m au-dessus de ces mêmes chenaux (**Fig. 6.37**). Cette zone est localisée au-dessus de la marge SE du dernier système de chenaux du complexe E (**Fig. 6.38**). Le complexe de lobe F est à la même profondeur et à plus de 2 km latéralement à cette zone (**Figs. 6.38 et 6.39**).

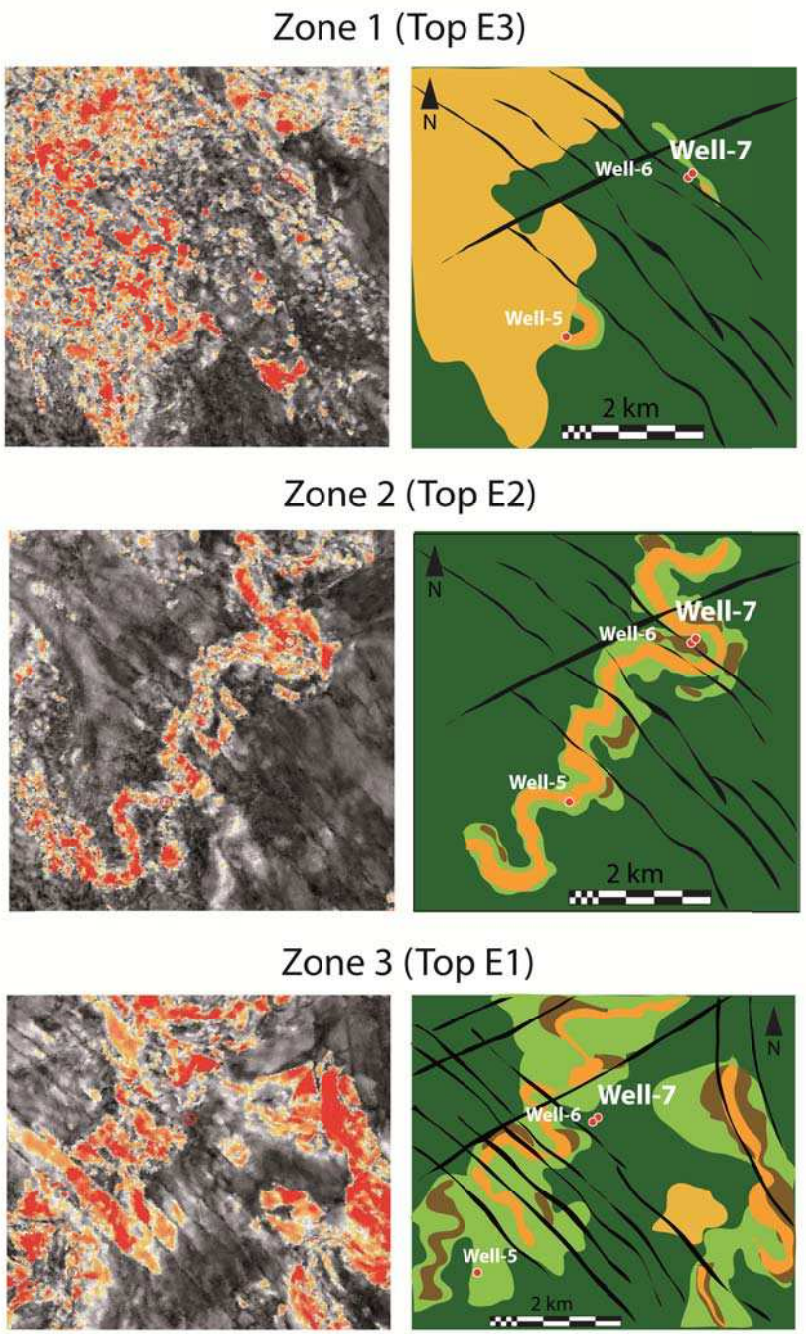


Fig. 6.39 : Cartes sismiques de la zone d'étude. A gauche, les cartes sismiques d'amplitude. A droite, interprétations sédimentaires en fonction des variations d'amplitudes. La localisation des puits et des failles est donnée

- Zone 2 : Dans cette zone d'environ 15 mètres, ont été interprétés sur log d'images des dykes d'épaisseur centimétrique à décimétrique (image de sinusoïdes résistantes et discordantes dans des intervalles conducteurs et laminés) et une brèche d'injection d'1 m d'épaisseur (très résistant, contrasté et chaotique), intrudés dans des argiles silteuses et debris-flows argileux à la limite entre l'unité E2 et E3 (**Fig. 6.37**). La brèche d'injection est en connexion avec le sommet de chenaux amalgamés. D'après la section sismique interprétée par calage au puits, les injectites sont entre deux systèmes chenalisés, au-dessous de la marge SE du premier (8 m de sable à cet endroit) et au-dessus de l'axe de l'autre (28 m de sable à cet endroit) (**Fig. 6.38**). L'axe de la base érosive du système chenalisé sus-jacent est à environ 400 m latéralement à cette zone (**Figs. 6.38 et 6.39**).

- Zone 3 : Cette dernière zone est dans la partie carottée de l'unité E1. Un réseau de bancs de sable d'épaisseur centimétrique à décimétrique en connexion avec des corps sableux d'épaisseur centimétrique discordants à la stratigraphie est observé dans ce que l'on a interprété comme des débris flows argilo-silteux (argiles non structurées avec des galets « flottants ») et des argiles silteuses (argiles laminées avec des niveaux centimétriques silteux) (**Fig. 6.37**). Ce réseau est interprété comme un réseau de sills et de dykes aux marges irrégulières (**Fig. 6.34b**). Le corps sableux granoclassé le plus proche, interprété comme des chenaux amalgamés, fait environ 10 m d'épaisseur et est au-dessus de la zone à injectites (**Fig. 6.37**). D'après la section sismique interprétée, les injectites sont dans les débris-flows issus de l'effondrement des marges du système chenalisé inférieur (**Fig. 6.38**). L'axe de la base érosive de ce système est à situé latéralement à environ 700-800 m au SW et au NW du puits (**Fig. 6.39**).

Ce qu'il faut retenir :

- Des dykes d'épaisseur centimétrique sont identifiés jusqu'à 30 m au-dessus de la marge SE du dernier système chenalisé du complexe de chenaux E.
- Les dykes sous la base des marges de systèmes chenalisés du complexe E sont à la même profondeur que l'axe de la base érosive de ces systèmes.
- Présence d'injectites dans des debris flows sableux.

7. Interprétations – Discussion

La caractérisation des différents corps sédimentaires identifiés sur les carottes, sur les logs d'image ou encore sur la sismique a été établie en tenant compte de toutes les incertitudes qui existent. Il est par exemple bien plus difficile (i) d'évaluer avec certitude le caractère injecté d'un sable sur les logs d'image que sur les carottes, (ii) de différencier un banc dépositionnel d'un sill ou une brèche d'injection d'un lag de base de chenal que ce soit sur carotte ou log d'image, ou encore (iii) d'identifier un corps sableux sur la sismique là où le puits ne traverse pas les réflections sismiques. Notre expérience de terrain et les différents critères définis dans la section 2 ont permis de limiter les incertitudes liées à l'identification des injectites sur carottes et logs d'image. Cependant, la démarche elle-même de cette étude consiste en une série d'interprétations basées sur des interprétations. Par conséquent, les incertitudes liées à la démarche et aux interprétations sont assez importantes mais limitées au maximum en fonction des données disponibles. Finalement, c'est pour cela que nous considérons que les interprétations représentent une solution plausible, et sans doute la plus plausible, résumée de la même façon pour les deux champs par :

1- Les réseaux d'injectites des champs oligocènes et miocènes étudiés dans le bassin du Bas-Congo correspondent à un ensemble de dykes, sills et brèches d'injection.

2- Les épaisseurs moyennes de ces injectites mesurées sur les carottes et les logs d'image sont de l'ordre du centimètre. Les injectites les plus épaisses, pluri-décimétriques (dykes ou sills) à métriques (brèche d'injection), sont le plus souvent dans les premiers mètres autour des chenaux. Il est fréquent de voir des injectites plus fines bifurquer depuis des injectites plus épaisses.

3- La quantité d'injectites diminue en s'éloignant des chenaux.

4- Les dykes sont identifiés dans tous types de sédiments argileux avec des pendages souvent bimodaux (45° et 90°) mais sont nettement plus irréguliers et plissés dans les debris flows. Les sills sont identifiés le plus souvent dans les argiles laminées des levées distales et dans les hémipélagites.

5- Des dykes sont identifiés à plusieurs dizaines de mètres au-dessus des derniers chenaux des complexes et à quelques mètres sous la base des premiers chenaux de ces complexes. Cependant, ces derniers dykes ne sont jamais dans des intervalles plus profonds que l'axe de la base de ces chenaux.

6- Des sills sont identifiés à plus de 100-200 m au-dessus des derniers chenaux des complexes et à plus d'1 km latéralement aux chenaux qui bordent les marges de ces complexes.

Les relations (les liaisons) entre les injectites et les corps sableux sédimentaires ne peuvent être déterminées directement ni sur les données de puits, ni sur les données sismiques. Par conséquent, il n'est pas possible de déterminer précisément quelles sont les sources de sable à l'origine de chaque injectite identifiée. Les données de puits étant des données très ponctuelles, il n'est pas non plus possible de définir précisément l'évolution géométrique des injectites depuis leur source vers leur extrémité. Pour mieux définir la géométrie des réseaux d'injectites des champs pétroliers du bassin du Bas-Congo, il est primordial de déterminer les mécanismes qui ont gouverné la propagation des injectites dans leur encaissant. Parce que l'information est très limitée sur les données de sub-surface, cette approche ne peut se faire qu'avec l'aide d'un analogue de terrain qui apporte les informations manquantes. Un grand nombre de similitudes ont été identifiées entre les injectites de Bevons et les injectites sub-sismiques du bassin du Bas-Congo. Les injectites de Bevons sont d'épaisseur centimétrique à métrique (principalement décimétrique) et se propagent verticalement vers le haut sur plusieurs dizaines de mètres et horizontalement sur plusieurs centaines de mètres, depuis des chenaux de 100-200 m de large et 10-30 m d'épaisseur. On déduit des données de puits que les réseaux d'injectites qui se développent dans les complexes de chenaux oligo-miocènes du bassin du Congo, sont du même ordre de grandeur que celui de Bevons. Ces réseaux se propagent depuis des systèmes de chenaux, d'environ 300 – 500 m de large et 40-50 m d'épaisseur, dans lesquels des chenaux individuels du même ordre de grandeur qu'à Bevons sont identifiés. Le rapport d'échelle entre les deux réseaux d'injectites, ainsi que le rapport d'échelle entre leurs corps sableux parents est un point crucial pour pouvoir discuter des mécanismes et processus d'injection de l'un par rapport à l'autre.

7.1. Les mécanismes

La géométrie d'un réseau d'injectites est guidée par un ensemble de mécanismes qui ont été déduits des données d'affleurements de Bevons (cf. chapitres 4 et 5) :

1- L'épaisseur des injectites est fonction du différentiel de pression ($\Delta P = P_f - (\sigma_3 + T)$). Avec σ_3 la contrainte compressive minimum et T la résistance intrinsèque du matériau. Plus Δp sera grand et plus l'épaisseur des injectites le sera aussi. Ce qui signifie que les injectites les plus épaisses seront à proximité de leur source, de la surface ou le long de discontinuités mécaniques ou sédimentaires.

2- Les dykes se propagent verticalement vers le haut et horizontalement à leur source. La propagation horizontale sera d'autant plus grande que la propagation verticale est limitée.

3- Les sills se propagent latéralement à leur source mais peuvent changer brusquement d'horizon sédimentaire pour se propager dans des niveaux sus-jacents, jusqu'à plusieurs dizaines de mètre plus haut que leur source, et former des « wings ».

4- Le champ de contrainte régional, ainsi que les failles, les fractures et l'anisotropie de l'encaissant, sont des facteurs très importants qui contrôlent les directions de propagation des injectites : (i) les sills se forment dans les parties les plus superficielles (au-dessus des dykes) et préférentiellement selon des hétérogénéités, (ii) les dykes longent préférentiellement les failles et les fractures mais peuvent être stoppés par ces discontinuités selon l'angle d'intersection des deux objets et (iii) les dykes se propagent perpendiculairement à la contrainte compressive minimum σ_3 régionale.

5- Le pendage des dykes est de manière général bimodal, i.e. 45-60° et 90°, ce qui signifie que le mélange sable-fluide a pénétré dans des fractures en tension de mode I ou mode I/II.

6- Le plissement des dykes peut être originel (dépend de la rhéologie de l'encaissant) ou attribué à la compaction tardive de l'encaissant mais ils sont souvent très droits.

A la lumière de ces résultats de terrain, nous proposons une interprétation plus complète et détaillée de la caractérisation des réseaux d'injectites du bassin du Bas-Congo (**Fig. 6.40**) :

1- Les sources potentielles de sable sont définies selon leur proximité aux injectites (ex : un dyke provient de la source de sable la plus proche) et selon le type d'injectites (ex : un sill provient plus probablement d'un chenal adjacent que sus- ou sous-jacent). Par conséquent, les dykes se sont propagés sur plusieurs dizaines de mètres au-dessus de leur source et probablement sur des dizaines ou plusieurs centaines de mètres latéralement. C'est de cette façon que l'on peut justifier les dykes identifiés sous la base des chenaux mais qui ne sont jamais plus bas que l'axe de la base du chenal.

2- Les sills se sont propagés à plusieurs centaines de mètres (jusqu'à plus d'1 km) latéralement à leur source mais se sont aussi propagés verticalement vers le haut à plus de 100 m. Cela signifie probablement qu'ils se sont propagés comme à Bevons, i.e. en marche d'escalier depuis leur source (wings).

3- L'épaisseur des injectites diminue globalement en s'éloignant des corps sableux, ce qui est cohérent avec la diminution du diffétrentiel de pression ΔP. Nous n'avons pas observé d'augmentation de l'épaisseur vers la surface, cela peut signifier deux choses : (i) les puits ne recoupent pas les injectites les moins profondes et donc nous n'avons pas l'information, ou

(ii) l'injection s'est stoppée ($P_f < \sigma_3 + T$) avant que les effets de la profondeur (faible $\sigma_3 + T$) ne joue sur l'augmentation de l'épaisseur des injectites.

4- Sur les données de pendagemétrie, les directions de dykes sont très dispersées lorsqu'elles sont prises dans des débris-flows et tout juste un peu moins dans les autres sédiments. Par conséquent, nous n'avons pas pu déterminer les contraintes locales au moment de l'injection. La relation avec les failles est-elle aussi non déterminée car les puits ne recoupent pas de failles et que la quantité d'injectites n'est pas plus importante dans les systèmes de chenaux faillés miocènes que dans les systèmes de chenaux peu faillés oligocènes. Cependant, nous avons pu remarquer que certains dykes se sont propagés selon des plans de fracturation, que les sills étaient principalement intrudés dans des sédiments stratifiés (levées et hémipélagites) et que les injectites étaient très irrégulières dans des argiles massives (débris-flows). Par conséquent, cela peut signifier trois choses : (i) l'anisotropie de l'encaissant (la résistance à la traction T) est le paramètre majeur de contrôle sur la géométrie du réseau d'injectites (les sills se forment dans les parties les plus superficielles, préférentiellement selon des discontinuités sédimentaires ou mécaniques et les dykes préférentiellement selon des plans de fractures), (ii) les injectites se propagent dans toutes les directions avec des formes irrégulières dans les sédiments homogènes considérés comme isotropes ou (iii) les débris-flows sont post-injection et ont complètement modifié la géométrie initiale du réseau d'injectites.

5- On a vu que plusieurs injectites ont des petites ramifications à l'échelle de la carotte. Ces mêmes bifurcations ont été identifiées à l'échelle de l'affleurement. Ceci peut expliquer pourquoi la quantité d'injectites semble diminuer en s'éloignant des corps sableux sur les données de puits, tout simplement parce qu'elles sont nettement plus dispersées (et plus petites) en s'en éloignant. Sur une section en 2 dimensions, il n'est pas possible de déterminer le sens de propagation (plus épais vers le plus fin) car ce n'est qu'un sens apparent.

6- Le pendage des dykes peut être le même que le pendage des fractures de l'encaissant mais est le plus souvent à 45-60° ou 90° sur les données de pendagemétrie des dykes intrudés dans les levées distales. Par conséquent, les modes de fracturation sont probablement les mêmes que ceux de Bevons, i.e. le mode de tension pure (mode I) ou le mode de dilatance (mode I/II).

7- Lorsque les dykes ont un fort angle d'inclinaison avec la stratigraphie dans les sédiments autres que les débris-flows, ils sont systématiquement plissés (avec des marges bien droites) ou cisaillés. Ce type de géométrie est fréquemment observée à l'affleurement et est attribuée à la compaction tardive de l'encaissant.

Par conséquent, la plupart des mécanismes qui gouvernent la géométrie du réseau d'injectites de Bevons peuvent être appliqués aux cas des deux champs étudiés dans ce chapitre. Cela signifie (i) que l'on peut compléter l'interprétation de la géométrie des réseaux d'injectites là où il n'y a pas assez d'informations / de données (**Fig. 6.40**), et (ii) que le processus de formation de ces injectites est très probablement le même qu'à Bevons.

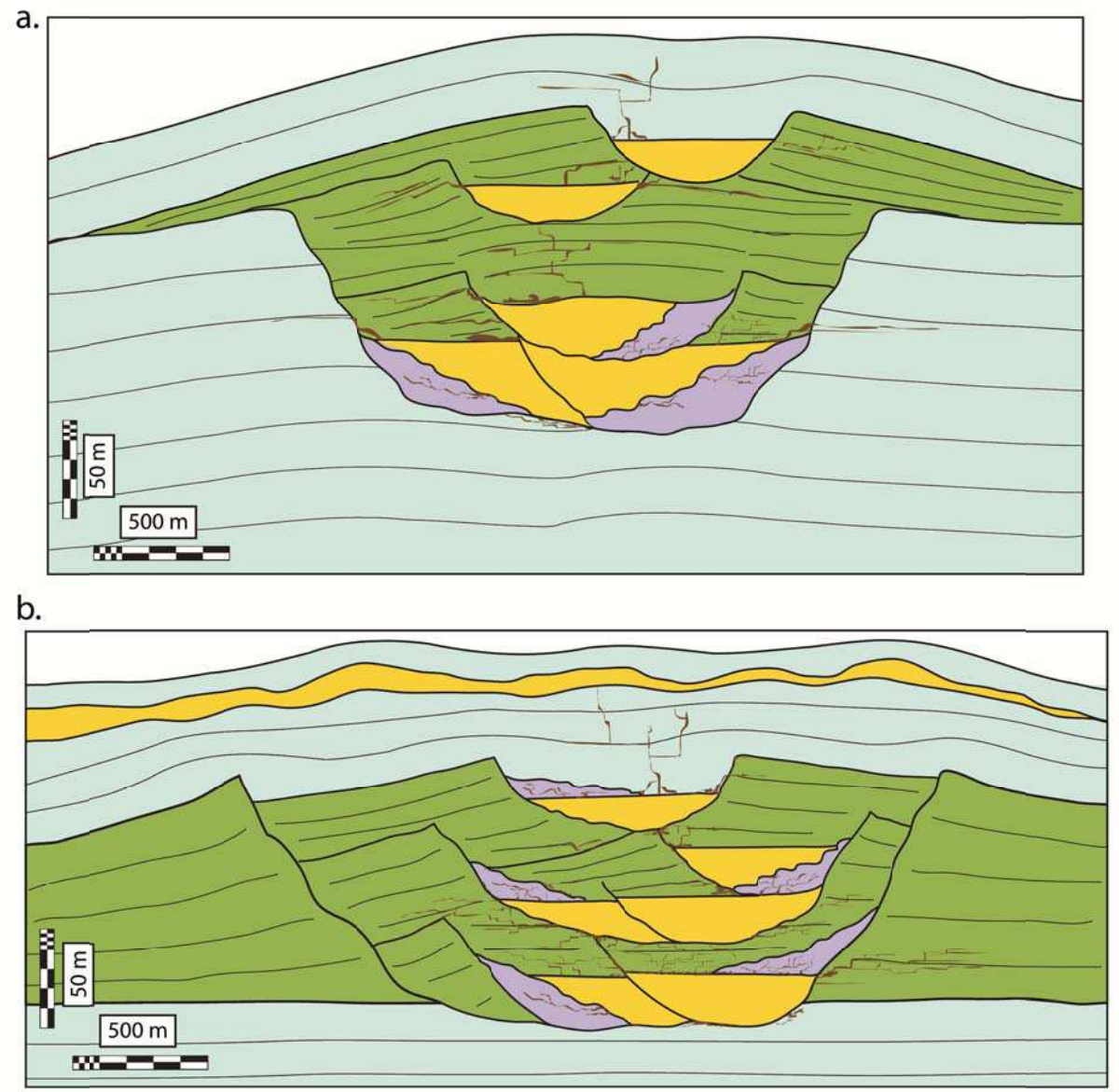


Fig. 6.40 : Schéma synthétique de la morphologie et localisation du réseau d'injection (en marron) à l'intérieur du complexe de chenaux oligocène et du complexe de chenaux miocène. L'échelle des injectites n'est pas tout à fait respectée pour une meilleure visualisation.

7.2. Processus

Les intrusions sableuses peuvent se former selon deux processus d'injection majeurs (cf. chapitres 1 et 4) : L'intrusion active ou passive de sable dans une roche de nature différente. Plusieurs indices nous permettent de déterminer le processus d'injection le plus probable à l'origine des injectites des champs pétroliers du bassin du Bas-Congo étudiés. Dans l'ordre de confiance attribué à chaque argument, nous considérons que le processus d'injection forcée et localement le processus d'injection forcée subtrusive (injections post-dépositionnelles) sont les plus favorables à cause : (i) des intrusions sableuses qui se sont propagées au-dessus des derniers systèmes chenalisés des complexes de chenaux, sur plusieurs dizaines de mètres. Ce qui signifie que l'injection s'est au moins faite vers le haut,

alors que la source était enfouie, (ii) la géométrie des réseaux d'injectites s'explique par les mêmes mécanismes d'hydrofracturation à l'origine des injectites de Bevons (cf. chapitre 4), (iii) les injectites sont identifiées exclusivement dans les sédiments les plus argileux du système, i.e. les hémipélagites, les levées distales et les débris-flows argileux. Les sédiments les plus argileux sont typiquement les encaissants dans lesquelles on identifie les intrusions sableuses misent en place par le processus d'injection forcée, (iv) des brèches d'injection. Elles ne sont jamais identifiées dans les systèmes d'injectites neptuniennes, et (v) c'est le processus d'injection le plus courant dans les environnements turbiditiques (cf. chapitre 1).

Le processus d'injection forcée nécessite la mise en surpression des corps sableux parents au cours de leur enfouissement et le déclenchement de l'injection par un mécanisme externe. Compte tenu du contexte tectono-sédimentaire des champs pétroliers du bassin du Congo, ainsi que de leur potentiel pétrolier, les surpressions à l'origine des intrusions sableuses des champs ont pu être induites par : 1- le déséquilibre de compaction (cf. chapitres 1 et 5), et/ou 2- l'effet de flottabilité des hydrocarbures (cf. chapitres 1 et 3). Dans les deux cas, la surpression peut être précoce au cours de l'enfouissement (< 1000 m) :

1- Le déséquilibre de compaction : les sédiments très peu perméables peuvent limiter les fuites capillaires au cours de l'histoire d'enfouissement des dépôts chargés en fluide, initiant ainsi des surpressions. Les surpressions induites par déséquilibre de compaction dans un corps sableux enfoui, seront d'autant plus élevées et initiées rapidement que la couverture est imperméable, que le taux de sédimentation est fort et que des failles barrières limitent les fuites latérales (Osborne et Swarbrick, 2002). Ce phénomène représente un risque pour la sécurité du forage lorsque des surpressions se sont formées à faible profondeur là où on ne les attendait pas (communication personnelle, Total). Dans les zones d'étude, les argiles marines sont de très bonnes couvertures qui limitent très bien les fuites d'hydrocarbures et c'est d'ailleurs en partie pour cette raison que les champs pétroliers du bassin du Bas-Congo sont très prolifiques. Les nombreuses failles qui recoupent actuellement les chenaux ont probablement contribuées à la compartimentalisation et donc accentuées le déséquilibre de compaction. Par conséquent, il est très probable que l'origine de la surpression est au moins en partie liée au déséquilibre de compaction. La chronologie de formation de ces injectites n'a pas été définie mais les différents recoupements d'injectites indiquent que le processus d'injection s'est répété plusieurs fois dans le temps. Il s'agit donc soit d'injection polyphasée depuis un même corps sableux ou bien d'injection polyphasée depuis plusieurs corps sableux. La méthode établie par Hillier et Cosgrove (2002), qui permet de connaitre la profondeur d'enfouissement de la source au moment de l'injection en décompactant des dykes plissés (cf. chapitre 5), ne peut pas être appliquée ici. En effet, le corps parent de chaque dyke mesuré ne peut pas être identifié avec certitude. Les dykes identifiés à plus de 80 m au-dessus des derniers dépôts sableux du champ BMS, indiquent néanmoins qu'une phase d'injection s'est produite alors que la source était au moins à 80 m de profondeur d'enfouissement.

2- l'effet de flottabilité des hydrocarbures : une colonne d'hydrocarbure piégée induit une pression de flottabilité sur les sédiments sus-jacents (Osborne et Swarbrick, 1997). Cette pression est capable de fracturer l'encaissant dans lequel la mixture sable-fluide-hydrocarbure va pouvoir fluer pour former les injectites (cf. chapitre 3). Les complexes de chenaux et lobes oligo-miocènes des champs du bassin du Bas-Congo, sont exploités pour leur contenu en huile et gaz. Par conséquent, le rôle des hydrocarbures dans la mise en surpression est très probable comme il l'a été pour former les cônes et intrusions en forme d'assiette décrits dans le chapitre 3.

Le processus d'injection nécessite l'intervention d'un mécanisme déclencheur pour initier l'injection (Jolly et Lonergan, 2002). Les candidats idéaux dans la zone d'étude sont : 1- l'afflux rapide de fluide profond dans les corps sableux sus-jacents via le plus souvent des failles (Brooke et al., 1995; Jolly et Lonergan, 2002; Jonk et al., 2003) ou 2- la charge soudaine de sédiments (Truswell, 1972; Taylor, 1982; Rijsdijk et al., 1999; Rowe et al., 2002; Jonk et al., 2010) :

1- Les nombreuses failles qui recoupent actuellement les complexes de chenaux ont pu jouées le rôle de drain et permettre l'arrivée massive de fluides surpressurisés depuis des sources plus profondes (cf. chapitres 2 et 5). Dans ce modèle, les systèmes de chenaux inférieurs ont, en toute logique, été les premiers corps sableux à atteindre la pression de fracturation de l'encaissant. Les intrusions sableuses du bassin connectent très probablement de nombreux chenaux entre eux, surtout lorsqu'ils sont proches. Les injectites formées par injection forcée se propagent depuis des corps en surpression vers des zones de plus faibles surpression, tels que la surface ou les chenaux sus-jacents. Lorsque les injectites se connectent à un chenal, les fluides en surpression transportés vont pouvoir déclencher une nouvelle phase d'injection depuis ce chenal (réaction en chaine, cf. chapitre 4). Les recoupements d'injectites dans les carottes, signifient que ce mécanisme a pu se répéter plusieurs fois par le phénomène des failles-valves proposé dans le chapitre 5.

2- Le second mécanisme déclencheur d'injection suggéré, est l'effet du dépôt massif et soudain de sédiments (Rowe et al., 2002). Cette charge, attribuée à des dépôts gravitaires (slumps) ou courants de turbidité (chenaux et lobes), compresse les sédiments sous-jacents. Cette compression induit de l'extension perpendiculaire à la direction de la pente, créant des petits joints extensionnels accommodés par l'injection de sable d'un corps sableux enfoui et surpressurisé. Cela implique que l'injection forcée est subtrusive (cf. chapitre 4). On rappelle que ce type de processus peut être à l'origine d'intrusions sableuses per-descensum. Il semble que ce processus peut intervenir dans les deux systèmes de chenaux lorsque les bancs sableux sont proches, limités par des inter-bancs argileux de moins d'1 m, ou lorsque des debris-flows massifs recouvrent des sables.

8. Implications

Les intrusions sableuses sont encore considérées comme des objets sédimentaires peu-conventionnels mais sont pourtant décrites depuis près de deux siècles, dans un large panel d'environnements de dépôts et à travers le monde entier. Si à la naissance de la géologie les injectites étaient plutôt des objets de curiosité, les implications directes et indirectes des injectites ont depuis été démontrées au travers d'une quantité impressionnante d'articles : 1- la présence d'intrusions sableuses dans un bassin sédimentaire peut avoir des implications importantes sur la compréhension de l'évolution et de l'histoire hydrodynamique du bassin, 2- les intrusions sableuses sont communes dans les systèmes de dépôt marins-profonds, où leur rôle dans l'exploration et la production des hydrocarbures n'est plus à prouver.

8.1. Implications géologiques

Si le timing de l'injection est connu, les injectites servent de marqueurs pour des évènements importants dans l'évolution d'un bassin. Ainsi, les injectites marquent les échappements de fluides de grande échelle (e.g. Huuse et al., 2004; Shoulders et al., 2004;

Andresen et al., 2009; Vigorito et Hurst, 2010), les évènements tectoniques de grande échelle (e.g. Richter, 1966; Huuse et Mickelson, 2004; Philips et Alsop, 2010), les évènements sismiques (e.g. Obermmeier, 1996; Gallo et Woods, 2004; Levi et al., 2010) ou l'augmentation des taux de sédimentation (Andresen et al., 2009). Les injectites peuvent avoir un rôle majeur sur les circulations de fluide dans les bassins sédimentaires à court et long terme (Jonk et al., 2005). Dans un bassin sédimentaire marin, les circulations de fluide se font principalement vers le haut à l'exception des circulations de fluides météoriques qui peuvent être conduit vers le bas par le potentiel gravitationnel crée par l'élévation de la nappe d'eau souterraine au-dessus du niveau marin (Bjørlykke, 1993). Les migrations de fluide vers le haut sont issues de la déshydratation lente des argiles marines au cours de l'enfouissement, de la circulation rapide de fluides profonds et surpressurisés le long de plans de failles, fractures ou de corps inclinés perméables et de l'effet de flottabilité des hydrocarbures générés à des fortes profondeurs (lent ou rapide selon la pression d'entrée capillaire de la couverture argileuse) (Bjørlykke, 1993; Osborne et Swrarick, 1997; Grauls et al., 1997; Sibson, 2000). Les injectites d'épaisseur centimétrique à pluri-décamétrique peuvent s'étendre sur plusieurs kilomètres et recouper plusieurs centaines de mètres de sédiments imperméables (cf. chapitre I), par conséquent sont d'excellent chemins de migration verticale mais aussi latérale des fluides dans les bassins sédimentaires.

Les injectites peuvent contraindre le timing de processus sédimentaires, tels que des glissements gravitaires (e.g. Beaudoin et Friès, 1986; Rowe et al., 2002; Montenat et al., 2007; Odonne et al., 2011) ou le dépôt massif de sable (e.g. Rutten et Schonberger, 1957; Parize, 1988). La présence d'injectites actives, mises en place par le processus d'injection forcée, peut être utilisé pour déterminer le champ de contraintes local existant au moment de l'injection (e.g. Huang, 1988; Beacom et al., 1999; Boehm et Moore, 2002; Vétel et Cartwright, 2010). Leur développement nécessite aussi la mise en surpression d'un corps sableux, ce qui nous informe sur l'histoire des pressions et donc sur l'évolution du bassin. Lors de l'injection, des fluides en surpressions s'échappent dans des zones moins pressurisées. Par conséquent, les injectites sont susceptibles de connecter des corps sableux enfouis à des profondeurs différentes et donc agissent aussi comme des drains qui peuvent redistribuer les pressions dans le bassin.

Enfin, elles mettent aussi en évidence des discontinuités mécaniques (failles, fractures) ou lithologiques (passage à une lithologie différente) de la roche hôte, ainsi que des zones sur ou sous-compactées de l'encaissant (e.g. Friès, 1987; Parize, 1988; Parize et Friès, 2003; Parize et al., 2007b). Par conséquent, les processus qui génèrent des injectites (surpression, liquéfaction, fluidisation et mécanismes déclencheurs) et les mécanismes qui gouvernent leur propagation dans la roche hôte (hydrofracturation, fracturation et anisotropie), nous renseignent sur l'évolution et/ou l'histoire hydrodynamique et structurale de la zone injectée et sur la rhéologie de la roche hôte.

8.2. Implications pétrolières

En l'absence de cimentation, les intrusions sableuses sont des chemins préférentiels de migration des fluides à travers une roche hôte de faible perméabilité. Dans les environnements marins-profonds, les intervalles de roche mère (argileux) forment généralement d'excellentes couvertures pour des réservoirs et par conséquent, des contextes idéaux pour des intrusions clastiques. Ces injectites forment alors d'excellents chemins de migrations primaires pour les hydrocarbures générés par les roches mères. A un taux d'enfouissement plus précoce, les

injectites peuvent aussi devenir des chemins de migrations secondaires, pouvant jouer un rôle majeur dans le remplissage de réservoirs situés au-dessus des fenêtres de génération des hydrocarbures. Ces chemins de migrations sont normalement très mal définis.

Parce que les réseaux d'injectites sont d'excellents chemins de migration de fluides (connectent des réservoirs entre eux) mais qu'elles modifient significativement la géométrie initiale des réservoirs (encore mal définie), la présence d'injectites facilite et complexifie la mise en œuvre de la production des hydrocarbures. Ainsi, les modèles réservoirs existants suivent des concepts fondamentaux de la sédimentologie qui ne peuvent plus être appliqués lorsque des réseaux d'injectites de grande échelle sont présents.

Le lien entre les injectites et les hydrocarbures est reconnu sur les données sismiques (e.g. Dixon et al., 1995; De Boer et al., 1995; Loseth et al., 2003; Huuse et al., 2003, 2005), sur les puits et carottes (e.g. Duranti et al., 2002; Jonk et al., 2005; Duranti et Mazzini, 2005), et depuis très longtemps à l'affleurement (e.g. Jenkins, 1930; Newsom, 1903). Ce lien n'est plus uniquement attribué aux migrations des hydrocarbures et à la redistribution associée des pressions, car depuis quelques années les injectites constituent des cibles d'exploration attractives en Mer du Nord (cf. revue de Hurst et al., 2005).

9. Conclusions

Sur la seule base des données de subsurface, la caractérisation architecturale d'un réseau d'injectites d'échelle sub-sismique est très limitée par la faible quantité des données et les nombreuses incertitudes qui en résultent. Cependant, à la lumière d'une étude d'affleurement, cette caractérisation a pu largement être améliorée. La quasi-totalité des observations ponctuelles faites sur les données de subsurface des champs oligocène et miocène étudiés sont tout à fait identiques aux observations faites sur les données d'affleurements de Bevons. Par conséquent, la quantité de données qu'offrent ces affleurements et les mécanismes qui ont été déduits de ces données, ont permis par analogie de compléter la caractérisation des réseaux d'injectites des champs étudiés là où l'information / les données étaient absentes. Ainsi, de la même manière qu'à Bevons, des dykes et des sills (wings) d'épaisseur centimétrique à métrique, se sont propagés verticalement vers le haut sur plus d'une centaine de mètres et horizontalement sur plus d'1 km, depuis des chenaux de 100-200 m de large et 10-30 m d'épaisseur. L'épaisseur des injectites diminue progressivement en s'éloignant de leur source. La propagation verticale (dykes) ou horizontale (sills) des injectites dépend des anisotropies de l'encaissant (milieux anisotropes = levées, hémipélagites et milieu isotrope = debris-flows). De la même façon, les directions de propagation des dykes sont variables, ce qui signifie que leur propagation a été principalement guidée par les nombreuses hétérogénéités de l'encaissant (failles, fractures) et par l'absence d'hétérogénéités (milieu isotrope). Par conséquent, les directions de contraintes horizontales locales au moment de l'injection n'ont pas été déterminées. En considération de l'ensemble des observations, des mécanismes de propagation et de l'environnement de dépôts, le processus d'injection le plus probable dans les champs étudiés est l'injection forcée de sable dans des sédiments de faible perméabilité. Cela signifie que l'injection s'est produite après l'enfouissement et la mise en surpression (probablement par déséquilibre de compaction et pression de flottabilité des hydrocarbures) des corps sableux dépositionnels, et a été déclenchée une à plusieurs fois par un évènement extérieur (probablement par le dépôt soudain de sédiments et l'afflux rapide de fluides profonds). Par conséquent, le processus d'injection s'est très probablement répété plusieurs fois dans le bassin du Bas-Congo et dans la majorité des actuels réservoirs pétroliers

du bassin. Caractériser le plus fidèlement possible la géométrie des réseaux d'injectites est important pour déterminer le chemin de migration des fluides autour des réservoirs, qui est normalement très difficile à contraindre. Sur les champs pétroliers étudiés dans ce chapitre, les injectites ont permis aux fluides de circuler rapidement à travers la couverture sur plusieurs dizaines de mètres de colonne sédimentaire et plusieurs centaines de mètres de longueur (distance latérale environ 1 ordre supérieur à la distance verticale) au-delà des corps dépositionnels. Finalement, la caractérisation la plus fidèle d'un réseau d'injectites, et donc des circulations de fluides, passe par la bonne compréhension des mécanismes et processus d'injection.

Conclusions

Les intrusions sableuses sont essentiellement issues de la remobilisation post-dépositionnelle des sédiments et de l'injection d'une mixture sable/fluides dans les roches hôtes environnantes. Ce processus est associé à l'échappement brutal de fluides, résultant vraisemblablement d'un évènement tectonique et/ou sédimentaire important. Les injectites ont donc un rôle significatif sur notre compréhension de l'évolution des bassins sédimentaires et cela a été relativement sous-estimé. A partir des données de subsurface (sismique 3D et puits) du bassin du Bas-Congo et d'un analogue de terrain dans le sud-est de la France, nous avons caractérisé la morphologie et l'architecture de réseaux d'injectites dans le but de mieux comprendre l'ensemble des processus de mise en place des intrusions de sable dans une roche hôte argileuse.

L'industrie pétrolière commence à identifier les intrusions sableuses et reconnaitre leur importance en termes d'objectifs d'exploration (en tous cas en Mer du Nord) et d'influence sur le développement et la production des hydrocarbures. Par conséquent, les objectifs scientifiques de cette thèse permettront aussi de répondre à des besoins industriels :

1- Savoir reconnaître les intrusions sableuses sur les données de sismique, plus précisément ne pas les confondre avec des structures sédimentaires, afin d'éviter des mauvaises interprétations qui seraient couteuses dans l'exploration et le développement de gisements pétroliers.

2- Caractériser le réseau d'injection (géométrie, dimensions, hétérogénéités internes) permet de mieux contraindre les paramètres des modèles réservoirs et ainsi obtenir une meilleure prédiction des volumes et améliorer la récupération des hydrocarbures.

3- Définir les relations entre les corps sableux dépositionnels et les corps injectés est important parce qu'elles ont une influence majeure sur la géométrie des réservoirs (donc la distribution des réserves) et qu'elles modifient les anisotropies de perméabilité dans les réservoirs.

4- Evaluer le rôle des réseaux d'injectites sur la migration des fluides (relâchement de fluides profonds incluant les hydrocarbures), permet de prendre en compte dans les modèles de bassins les circulations localisées de fluides.

5- Comprendre les mécanismes qui gouvernent la mise en place des injectites est fondamental pour prédire la géométrie et la distribution (densité, dimension, orientation) des corps injectés, dans des zones où les données sont ponctuelles (ex : carottes et puits).

6- Comprendre les processus de mise en place des injections sableuses est un point crucial pour contraindre où elles peuvent se produire, et ainsi diminuer les risques d'exploration. Actuellement, les injectites continuent d'être découvertes par hasard au cours de l'exploration d'autres objectifs.

1. Les résultats majeurs

Sur la base des données de sismique 3D du bassin du Bas-Congo, marge Ouest-Africaine :

(1) Des réflexions sismiques de forte amplitude ont été détectées sur les marges et levées internes d'un système de chenaux miocènes du bassin du Bas-Congo. Leur morphologie combine des caractéristiques des terrasses de chenaux et des caractéristiques d'intrusions sableuses de type « wing ». Finalement, après reconstruction des différentes phases d'érosion du système turbiditique, nous n'avons pas observé de recoupements de la stratigraphie pour mettre en évidence la présence d'injectites. Finalement, nous avons interprété ces structures comme des dépôts de drapage similaires aux levées proximales et contenant une quantité de silt capable d'héberger des hydrocarbures. Ici, l'importance de pousser la caractérisation géophysique au maximum est essentielle pour ne pas interpréter ces structures comme des intrusions sableuses.

(2) Des réflexions sismiques de fortes amplitudes et sécantes par rapport à la stratigraphie ont été clairement identifiées dans des sédiments du Miocène Supérieur du bassin du Bas-Congo, dans la même zone que la précédente (20 km au NE). La caractérisation géophysique de ces structures a permis de définir précisément leur morphologie, a priori identiques aux intrusions coniques et en forme d'assiette connues dans les sédiments tertiaires de Mer du Nord. La corrélation fine des horizons de part et d'autre des réflexions sécantes, a montré qu'elles ont induit le soulèvement des sédiments sus-jacents. Finalement, ces structures ont été interprétées comme des intrusions. L'absence de volcanisme dans les sédiments tertiaires du Bas-Congo, l'alignement avec la marge d'un lobe sous-jacent, nous ont permis d'interpréter ces intrusions comme des sables injectés (probablement cimentés par de la calcite). Par conséquent, le bassin du Bas-Congo a connu une histoire structurale et sédimentaire capable d'initier des intrusions sableuses d'échelle sismique. Ces intrusions sableuses ont pu se former suite à la remobilisation d'un lobe turbiditique enfoui sous moins de 200 m de sédiments de faible perméabilité et à l'injection ascendante du sable. La remobilisation résulte probablement des pressions anormales induites sous l'effet de flottabilité des hydrocarbures piégés dans les marges du lobe, puis de l'injection soudaine du sable fluidisé associée à la réactivation de failles (possible rôle des diapirs de sel). Les intrusions sableuses coniques et en forme d'assiette résultants de cet évènement catastrophique d'échappement de fluide ont vraisemblablement continué à transporter les fluides longtemps après leur formation car de nombreuses cheminées d'expulsion de fluides sont connectées au sommet des branches des intrusions. Par conséquent, les intrusions sableuses ont une importance majeure sur la circulation des fluides dans les bassins (dont les dysmigrations d'hydrocarbures) car elles peuvent être à la fois témoins et vecteurs de migrations très localisées de fluides.

Sur la base de l'analyse d'un analogue de terrain dans le Sud-Est de la France :

(3) La caractérisation morphologique, architecturale et structurale du réseau d'injectites et de l'encaissant d'un analogue de terrain (Bevons, SE de la France), couplée à l'étude sédimentologique, cartographique et biostratigraphique de la zone injectée, ont montré que :

- La remobilisation d'un chenal turbiditique albien inférieur-moyen est à l'origine d'un large réseau d'intrusions sableuses constitué de dykes et de sills/wings d'épaisseur centimétrique à pluri-métrique et de laccolithes sédimentaires pluri-métriques à pluri-décamétriques. Les injectites se sont propagées latéralement à ce chenal sur au moins 2 km (limite d'affleurements) et verticalement vers le haut sur au moins 200 m (limite d'affleurements) ou sur environ 300-600 m (estimation de la paléo-surface par la méthode de décompaction des dykes). Par conséquent, la propagation latérale des injectites (dykes et sills) a été de 4 à 10 fois supérieure à la propagation verticales à cause, pour les dykes, d'une barrière mécanique horizontale qui a été attribuée aux sills mis en place avant les dykes.

- Nous avons montré que les sills et les dykes s'amincissent en s'éloignant de leur source et s'épaississent en se rapprochant de la surface. Ces variations d'épaisseur peuvent être liées au différentiel de pression $\Delta P = P_f - (\sigma_3 + T)$, i.e. plus le ΔP est grand et plus l'épaisseur de l'injectite le sera aussi. Avec P_f la pression fluide, σ_3 la contrainte principale minimum et T la résistance à la traction de la roche hôte.

- L'architecture initiale du réseau a été largement guidée par les discontinuités de l'encaissant : les dykes se propageant préférentiellement le long de plans de faille préexistants (T_h faible) et les sills, à plus faible profondeur, le long des plans de stratification des marnes (T_v faible) (T_h et T_v sont respectivement les résistances à la traction horizontale et verticale de la roche hôte. L'architecture du réseau semble donc largement guidée par les valeurs de la résistance à la traction T de la roche hôte.

- Une famille directionnelle de dykes orientés NE-SW, non-associée à des failles, prédomine dans la zone d'étude. Nous avons considéré que ces dykes se sont propagés perpendiculairement à la contrainte compressive minimum σ_3. Par conséquent, nous avons pu estimer les directions de paléo-contraintes au moment de l'intrusion. Le résultat est cohérent avec le contexte extensif NW-SE de l'isthme durancien actif pendant la période albo-cénomanienne et principalement enregistré sur la plateforme Provençale (Gignoux, 1925).

(4) Une approche combinant les mesures directes des figures sédimentaires, la méthode des intercepts sur l'orientation des grains et l'analyse pétrographique macroscopique et en lames minces (les mesures granulométriques notamment) du réseau d'injectites de Bevons, a montré que la direction du flux sédimentaire lors de l'injection est la même que celle de la propagation de la fracturation hydraulique. Le mouvement des fluides dans les fractures hydrauliques s'initie grâce au gradient de pression qui se crée entre le corps sableux parent en surpression et la pointe de la fracture hydraulique (Vigorito et Hurst, 2010). Ce gradient devient généralement maximum lorsque la fracturation hydraulique atteint la surface (Rodrigues et al., 2009). Par conséquent, la direction d'écoulement peut probablement changer si la fracturation hydraulique atteint la surface (la propagation s'arrête mais l'écoulement peut se poursuivre en direction du point de fuite en surface). A Bevons, la propagation du sable s'est faite uniquement en direction de la pointe de la fracture hydraulique (principalement latéralement à la source).

(5) L'analyse pétrographique en lame mince par cathodoluminescence a permis de déterminer les différentes phases de diagenèse qu'ont connues les injectites de Bevons depuis leur formation. Celles-ci témoignent de l'histoire des circulations de fluides. La méthode d'anisotropie de susceptibilité magnétique (AMS), initialement utilisée pour déterminer la direction et le sens du flux sédimentaire, a permis de mieux contraindre cette histoire. Ainsi, le réseau d'injectites de Bevons a enregistré quatre phases de diagenèse :

- 1ère phase de diagenèse : Les fluides de formation des injectites de Bevons ont été piégés au cours d'une diagenèse très précoce par de la calcite non ferrifère dans les bandes sédimentaires. La précipitation précoce de cette calcite est due à la chute de pression soudaine lors de la remontée des fluides d'injection. La précipitation de silice authigénique dans les bandes de cisaillement syn-formation des injectites est vraisemblablement contemporaine de la précipitation de cette calcite.

- 2ème phase de diagenèse : Les injectites sont principalement cimentées par de la calcite ferrifère authigénique provenant des fluides (marins) de l'encaissant. Selon les résultats de l'AMS, cette calcitisation abondante dans les injectites est induite par la percolation des fluides de l'encaissant depuis les bordures des injectites vers leur cœur.

- 3ème phase de diagenèse : Les injectites les plus épaisses, ainsi que les corps dépositionnels, ont subi une phase de diagenèse plus tardive (silice hydrothermale) signifiant que la calcitisation n'était pas totale et que les fluides ont pu circuler à plus grande profondeur.

- 4ème phase de diagenèse : Les veines de calcite identifiées le long des bordures de dykes ou à plus petite échelle dans les dykes, témoignent du trajet préférentiel des fluides qui empruntent le chemin des dykes au cours d'une phase de circulation tardive. Cette dernière phase de circulation de fluide est associée au comportement cassant des injectites (contraste avec la roche hôte) après leur cimentation lors de déformations tectoniques post-injection (Jonk et al., 2005).

(6) Le diachronisme apparent entre les dykes et les sills, ainsi que la présence de dykes plissés par compaction au même niveau stratigraphique que des dykes droits, suggère que le processus d'injection s'est initié au moins deux fois à Bevons. Le temps écoulé entre chaque évènement ne peut pas être déterminé mais nous suggérons que la fenêtre d'activité des injections sableuses a été relativement courte (Albien sup. et/ou Cénomanien inf.). On a montré que les dykes et les sills étaient cimentés précocement par de la calcite non-ferrifère (= fluides de formation) et ferrifère (= interaction avec les fluides marins de l'encaissant), alors que les corps sableux dépositionnels étaient principalement cimentés par de la silice hydrothermale signifiant qu'ils ont été cimentés par des fluides profonds (chauds). Par conséquent, le processus d'injection peut potentiellement se répéter tant que la source de sable n'est pas cimentée et que les injectites des précédents évènements d'injection ne laissent pas les fluides de la source s'échapper vers la surface. Finalement, le processus d'injection peut être polyphasé.

(7) Le réseau d'injectites de Bevons est le produit de la remobilisation post-dépositionnelle des sédiments et de l'injection du sable dans les marnes environnantes. Par conséquent, sur la base du contexte sédimentaire et structural de la zone d'étude, nous suggérons que la pression fluide dans la porosité du chenal a augmenté par déséquilibre de compaction après la compartimentalisation du chenal par des failles N-S à faible rejet (dès les

premiers stades d'enfouissement) et au cours d'une période d'augmentation du taux de sédimentation au début du Cénomanien qui correspond à la période de formation des injectites de Bevons (estimation de la paléo-surface par décompaction des dykes). Il a probablement atteint la pression de fracturation de l'encaissant suite à l'apport rapide de fluides profonds relatif au jeu des failles syn-sédimentaires de la zone (failles-valves ? c'est un processus cyclique qui peut expliquer le poly-phasage de l'injection, voir point 6). On déduit du degré de compaction des dykes et de l'évaluation des paléo-contraintes au moment de l'injection que les intrusions sableuses de Bevons se sont formées à la fin de l'Albien supérieur et/ou au début du Cénomanien. Finalement, les processus mis en évidence à Bevons peuvent fournir des clés de lecture et d'interprétation aux systèmes d'injectites observés sur les données pétrolières.

Sur la base des données de subsurface du bassin du Bas-Congo :

(8) A partir des données de puits (carottes et logs d'image) du bassin du Bas-Congo, nous avons déterminé l'organisation de deux réseaux d'injectites associés à des systèmes de chenaux turbiditiques. A la lumière de nos précédents résultats, nous avons pu compléter la caractérisation architecturale de ces réseaux là où l'information / les données étaient absentes. Les dykes et les sills (ou wings) d'épaisseur centimétrique à métrique, se sont propagés verticalement vers le haut sur plus d'une centaine de mètres et horizontalement sur plus d'1 km, depuis des chenaux de 100-200 m de large et 10-30 m d'épaisseur. L'épaisseur des injectites diminue progressivement en s'éloignant de leur source. La propagation verticale (dykes) ou horizontale (sills) des injectites dépend des anisotropies de l'encaissant (milieux anisotropes = levées, hémipélagites et milieu isotrope = debris-flow). De la même façon, les directions de propagation des dykes sont variables, ce qui signifie que leur propagation a été principalement guidée par les nombreuses hétérogénéités de l'encaissant (failles, fractures) et par l'absence d'hétérogénéités (milieu isotrope). Par conséquent, les directions de contraintes horizontales locales au moment de l'injection n'ont pas été déterminées. Le processus d'injection le plus probable dans les champs étudiés est l'injection forcée de sable dans des sédiments de faible perméabilité. Par conséquent, sur la base des précédents résultats et du contexte sédimentaire et structural de la zone d'étude, nous suggérons que la pression fluide dans la porosité des chenaux a augmenté par déséquilibre de compaction et/ou pression de flottabilité des hydrocarbures. L'injection a probablement été déclenchée une à plusieurs fois (recoupement de dykes) suite au dépôt soudain de sédiments et/ou l'apport rapide de fluides profonds le long de plans de faille.

En conclusion, les injectites représentent finalement un témoin et un vecteur des migrations et des remobilisations de fluides dans les bassins sédimentaires mais pas seulement. Elles représentent aussi un marqueur de la direction d'anisotropie du champ de contraintes local au moment de l'injection. Puisque ce champ de contraintes peut varier au cours du temps et que l'injection peut être réactivée et polyphasée, les injectites peuvent potentiellement enregistrer des événements tectono-sédimentaires au cours de l'histoire du bassin sédimentaire. C'est certainement l'une des perspectives les plus prometteuses sur les injectites mais aussi celle qui demandera le plus de travail, en tous cas un travail multidisciplinaire afin de recouper sans cesse les derniers concepts sédimentaires et tectoniques dans les bassins.

2. Les perspectives

A la lumière du travail que nous avons réalisé, un certain nombre de suggestions peuvent être faites, tant pour les intérêts de la communauté scientifique que pour les intérêts de l'industrie pétrolière :

Les perspectives académiques :

(1) Les intrusions clastiques sont largement décrites dans la littérature mais peu d'auteurs discutent des mécanismes ou examinent les facteurs de contrôle, notamment parce que les concepts de la géologie moderne n'étaient pas encore acquis pour les plus anciennes publications et que les affleurements qui ont fait l'objet de publications ne sont pas tous aussi bien exposés que Bevons ou le PGIC (Californie) par exemple. De la même façon, il y a peu de papiers sur les intrusions clastiques qui discutent de leur contexte géologique et de leur importance sur les implications géologiques et pétrolières car elles n'ont réellement été prises en considération qu'il y a quelques dizaines d'années.

(2) Dans notre approche de terrain, nous avons montré qu'il existe des critères et des marqueurs de propagation de l'injection du sable. Ces marqueurs pourraient être réutilisés sur d'autres affleurements à commencer par les autres réseaux d'injectites du bassin Vocontien, puis cette analyse étendue à d'autres affleurements, dont l'interprétation pourrait s'en trouver sensiblement modifiée. Chaque nouvel exemple permettra probablement d'aller plus loin dans la compréhension des mécanismes d'injection et de leurs implications.

(3) Les processus intrinsèques à la formation des injectites sont le plus souvent suggérés (origine des surpressions, mécanismes déclencheurs) avec peu de moyens pour les vérifier, que ce soit sur les données de subsurface ou sur des systèmes fossilisés à l'affleurement. Cependant, en adoptant une méthodologie adaptée au cas d'étude, il est possible d'apporter des éléments de réponse pour appuyer l'interprétation. Par exemple, sur notre analogue de terrain nous avons suggéré que la mise en surpression précoce du corps sableux parent a été en partie liée à la compartimentalisation par des failles à faible rejet, dès les premiers stades d'enfouissement. Même si la présence et le jeu précoce dans l'enfouissement de ces failles ont été prouvés sur le terrain, nous pourrions probablement vérifier leur potentiel à retenir les fluides à partir d'une estimation du Shale Gouge Ratio (SGR), c'est-à-dire du contenu en matériel argileux de la zone de faille. La présence de phyllosilicates dans le matériel de la zone de faille induit de fortes pressions d'entrée capillaire et des faibles perméabilités (Yielding, 2002). Le contenu en phyllosilicates est le premier paramètre de contrôle sur les propriétés d'écoulement fluide dans les zones de failles.

Nous avons également suggéré que l'injection du sable s'est produite en réponse à l'apport soudain de fluides profonds dans le corps sableux parent. Ce type d'échappement catastrophique de fluide est souvent attribué au comportement des 'failles-valves' (Sibson, 1990). Lors de la rupture de ces failles, des fluides en suppression migrent vers le haut ; il s'ensuit une brutale précipitation minérale en réponse à la chute de pression fluide. Les failles valves ont nécessairement une forte pression d'entrée capillaire et des faibles perméabilités pour limiter l'échappement des fluides. Par conséquent, elles peuvent jouer un rôle triple dans la formation des injectites, tant pour compartimentaliser les corps sableux que pour déclencher et guider l'injection. Pour vérifier à l'affleurement si ce mécanisme a pu avoir un rôle dans la formation des intrusions de Bevons, nous envisageons de procéder à une étude des inclusions fluides (microthermométrie) et une étude géochimique et isotopique ($\delta^{18}O$, 14C, Sr, Ca) pour identifier l'origine des fluides (profonds ?). Les analyses doivent être faites

dans les veines de calcite des plans de failles, dans les injectites, et dans la roche hôte (marnes bleues) pour calibration. Nous avons déjà entrepris l'analyse des inclusions fluides dans les injectites pour vérifier l'origine des fluides d'injection (potentiellement piégés dans les cimentations précoces des bandes sédimentaires et cisaillantes), mais il s'avère que le nombre d'inclusions est quasi-nul dans les ciments diagenétiques des injectites. Cette analyse a été faite sur une dizaine d'échantillon donc une étude plus exhaustive serait nécessaire.

(4) La découverte du réseau d'injectites dans les affleurements du Couvent, i.e. là où nous avons mis en évidence le chenal source C_1 sur notre analogue de terrain, est récente. Par conséquent, dans cette étude nous n'avons pas pu exploiter l'ensemble des données de cette zone, notamment la partie sud du Couvent (au sud de la rivière du Jabron). Dans cette zone nous avons identifié des corps sableux turbiditiques pluri-métriques et des corps sableux concordants avec la stratigraphie non définis (chenal remobilisé, sills, extrudites ?) de l'Albien supérieur - Cénomanien inférieur (datés par encadrement), associés clairement avec un réseau de dykes centimétriques à métriques (**Annexe 4**). Nous suspectons que ces corps sableux remobilisés, disposés en bancs épais décimétriques à pluri-métriques avec des interbancs argileux décimétriques, correspondent à des extrusions de sable sur le fond marin (extrudites). Ces sables sont en effet environ 200 m au-dessus du chenal C_1, une distance qui correspond à notre estimation (par décompaction des dykes) de la profondeur minimum de la source au moment de l'injection (valeur après compaction des sédiments soit environ 300 m au moment de l'injection). Déterminer si ces corps sableux correspondent à des extrudites permettrait donc de contraindre précisément le timing de l'injection. Dans le chapitre 1 nous avons vu que les extrudites épanchées sur le fond marin peuvent avoir une base irrégulière, un sommet concordant, contenir des bioturbations, et être stratifiées et/ou avoir des laminations de faible angle (Hurst et al., 2006). Par conséquent, les extrudites peuvent être confondues avec des sables dépositionnels mais la présence d'injectites sous-jacentes et les directions d'écoulement non unidirectionnelles (flux elliptique) sont des moyens de les différencier (Hurst et al., 2006).

Les perspectives industrielles :

(1) Les exemples de Mer du Nord prouvent que les intrusions sableuses peuvent avoir un vrai potentiel réservoir même si leur production est généralement rendue difficile par la complexité de leur architecture. Les intrusions sableuses d'échelle sismique identifiées dans les sédiments miocènes supérieurs du bassin du Bas-Congo, n'ont pas de potentiel réservoir attractif à cause de leur trop faible volume. Cependant, parce que le processus d'injection responsable de la formation de ces intrusions n'est pas un cas isolé dans le bassin (les injectites sub-sismiques en témoignent), nous sommes en droit de supposer que des corps sableux injectés de volumes attractifs ont pu se mettre en place ailleurs dans le bassin. Ces corps sableux injectés se trouvent nécessairement dans des intervalles sédimentaires riches en argile et la source de sable n'est pas localisée latéralement sur le plateau mais profondément en dessous. Par conséquent, cette découverte ouvre la voie à de nouvelles perspectives d'exploration dans le bassin du Bas-Congo, mais implique de changer quelques règles d'exploration.

(2) Dans notre étude nous avons choisi d'appliquer les résultats obtenus à partir des données de sismique et de notre analogue de terrain sur deux cas d'étude (deux champs pétroliers) dans le bassin du Bas-Congo. Le choix de ces champs pétroliers s'est fait naturellement pour leur contenu en injectites identifiées sur les données de puits et également

parce que l'un des champs était très faillé et l'autre beaucoup moins (cela ajoute une variable). Cependant, nous n'avons pas observé de différence significative entre les deux réseaux d'injectites. Dans le futur, il serait intéressant de pouvoir tester de nouveaux paramètres de contrôle (ex : complexes de lobe vs. complexes de chenaux, chenaux faillés vs chenaux non faillés, lobes faillés vs. lobes non faillés, proximité d'un diapir, champs à huile vs. champs à gaz…). Il serait également intéressant de comparer le contexte sédimentaire et structural local des champs remobilisés (injectites) avec celui des champs non remobilisés. Les résultats permettront de mieux prédire où elles peuvent se produire, et ainsi diminuer les risques d'exploration.

Références bibliographiques

Abreu, V., Sullivan, M., Pirmez, C., Mohrig, D., 2003. Lateral accretion packages (LAPs): an important reservoir element in deep water sinuous channels. *Marine and Petroleum Geology*, **20**, 631-648.

Adeogba, A.A., McHargue, T.R., Graham, S.A., 2005. Transient fan architecture and depositional controls from near-surface 3-D seismic data, Niger Delta continental slope. *AAPG Bulletin*, **89**, 627-643.

Allen, J.R.L., 1984. Sedimentary Structures: Their Character and Physical Basis. Elsevier, Amsterdam. 663 p.

Allen, J.R.L., 1985, Principles of sedimentary geology: George, Allen and Unwin, London.

Alnes, J.E., and Lilburn, R.A., 1998. Mechanisms for generating overpressure in sedimentary basins: a reevaluation: Discussion. *AAPG Buletin*, **82**, 2266-2269.

Alves, T.M. & Cartwright, J.A., 2009. Volume balance of a submarine landslide in the Espírito Santo Basin, offshore Brazil: Quantifying seafloor erosion, sediment accumulation and depletion. *Earth and planetary Science Letters*, **288**, 572-580.

Anderson, E.M., 1951. The Dynamics of Faulting and Dyke Formation with Application to Britain. Oliver and Boyd, London.

Andresen, K.J., Clausen, O.R., Huuse, M., 2009. A giant (3.3 x 10^7 m^3) middle Miocene (c. 15 Ma) sediment mound (M1) above the Siri Canyon, Norwegian-Danish Basin: Origin and Significance. *Marine and Geology*, **26**, 1640-1655.

Andresen, K.J., 2012. Fluid flow features in hydrocarbon plumbing systems: What do tell us about the basin evolution? *Marine Geology*, doi: 10.1016/j.margeo.2012.07.006.

Aspler, L.B., & Donaldson, J.A., 1986. Penecontemporaneous sandstone dikes, Noacho Basin (early Proterozoic, Northwest Territories): Horizontal injection in vertical, tabular fissures: *Canadian Journal of Earth Sciences*, **23**, 827-838.

Babonneau, N., Savoye, B., Cremer, M., & Klein, B., 2002. Morphology and architecture of the present canyon and channel system of the Zaire deep-sea fan. *Marine and Petroleum Geology*, **19**, 445–467.

Babonneau, N., Savoye, B., Cremer, M., Bez, M., 2010. Sedimentary architecture in meaders of a submarine channel: detaled study of the present Congo turbidite channel (Zaiango project). *Journal of Sedimentary Research*, **80**, 852–866.

Bahat, D., 1991. *Tectonofractography*, Springer-Verlag, Berlin.

Baudrimont, A.F., Dubois, P., 1977. Un bassin mésogéen du domaine péri-alpin : le Sud-Est de la France. *Bull. Centres Rech. Explor. Prod*. Elf-Aquitaine, **1**, 261-308.

Beacom, L.E., Anderson, T.B., Holdsworth, R.E., 1999. Using basement-hosted clastic dykes as syn-rifting palaeostress indicators: an example from the basal Stoer Group, northwest Scotland. *Geol. Mag.*, **136**, 301-310.

Beaudoin, B., & Friès, G., 1982. Filons gréseux sédimentaires per descensum, dans un système de fractures ouvertes. Le cas de l'Albien de Bevons (Alpes de Haute Provence). *Comptes Rendus à l'Académie des Sciences*, Paris, **295**, 385-387.

Beaudoin, B., Friès, G., Parize, O., Pinault, M., 1985a. L'origine des injections sableuses : les sills et les dykes albiens du Ravin de la Beaume, Bevons (Alpes de Haute-Provence). *Comptes Rendus à l'Académie des Sciences*, **301**, 407-410.

Beaudoin, B., Friès, G., Parize, O., Pinault, M., 1985b. Sedimentary sills and dykes: characters and modes of the sand injection in fractured shaly massifs. *6th. Eur. Reg. Meet., Int. Assoc. Sed*., Lleida. Abstract, 34-37.

Beaudoin, B., Friès, G., Joseph, P., Bouchet, R., Cabrol, C., 1986. Tectonique sédimentaire crétacée à l'Ouest de la Durance (S.E. de la France). *Comptes Rendus à l'Académie des Sciences,* Paris, **303**, 857-862.

Beaudoin, C., Joubert, J-B., Ould Ahmed Benan, C., 2008a. CONGO – Puits 1 - Étude sédimentologique sur carotte et interprétation de l'imagerie de puits. *Rapport interne Total*.

Beaudoin, C., Joubert, J-B., Ould Ahmed Benan, C., 2008b. CONGO – Puits 2 . Étude sédimentologique sur carotte et interprétation de l'imagerie de puits. *Rapport interne Total*.

Berndt, C., 2005. Focused fluid flow in passive continental margins. Philos. Trans. Roy. Soc. A: *Math., Phys. Eng. Sci.*, **363**, 2855-2871.

Blake, B. Capelli, J.L., Dupont, G., Jaffuel, F., Moron, J.M., Ros, J.B., Temple, F., Walgenwitz, F., 2000. ANGOLA – Block 17 – well 4 study report. Sedimentology – Inorganic geochemistry – Dipmeter analysis – Biostratigraphy. *Total in house report.*

Boehm, A, Moore, C.J., 2002. Fluidized sandstone intrusions as an indicator of Paleostress orientation, Santa Cruz, California. *Geofluids,* **2**, 147–161.

Boles, J.R., & S.G. Franks, 1979. Clay diagenesis in Wilcox sandstones of southwest Texas: implications of smectite diagenesis on sandstone cementation: *Journal of Sedimentary Petrology*, **49**, 55–70.

Boulton, G.S. & Caban, P., 1995. Groundwater flow beneath ice sheets: Part II – Its impact on glacier tectonic structures and moraine formation. *Quaternary Sciences Rewiews*, **14**, 563-587.

Braccini, E., de Boer, W., Hurst, A., Huuse, M., Vigorito., M., Templeton, G., 2008. Sand injectites. *Oilfield Review*, summer 2008, 34-49.

Bréhéret, J.G., 1997. L'Aptien et l'Albien de la fosse vocontienne (des bordures au bassin). Evolution de la se´dimentation et enseignements sur les évènements anoxiques. Thèse Doct. Sci. University Tours, 1995. *Publ. Soc. Géol. Nord*, **25**, 614 p.

Brice, S.E., Cochran, M.D., Pardo, G., Edwards, A.D., 1982. Tectonics and sedimentation of the south Atlantic rift sequence: Cabinda Angola, In: Drake, W.A. (Ed.), Studies in Continental Margin Geology, *AAPG Memoirs*, **34**, pp. 5-18.

Briedis, N.A., Bergslien, D., Hjellbak, A., Hill, R.E. & Moir, G.J., 2007. Recognition criteria, significance to field performance, and reservoir modelling of sand injections in the Balder Field, North Sea. In: Sand Injectites: Implications for Hydrocarbon Exploration and Production (Ed. by A. Hurst & J. Cartwright), *AAPG Mem*., **87**, pp. 91-102.

Brooke, C.M., Trimble, T.J., Mackay, T.A., 1995. Mounded shallow gas sands from the Quaternary of the North Sea: analogues for the formation of sand mounds in deep water Tertiary sediments? In: Hartley, A.J., Prosser, D.J. (Eds.), Characterisation of Deep Marine Clastic Systems: Special Publication, *Geological Society, London*, **94**, pp. 95–101.

Broucke, O., 2004. Relations Déformation – Sédimentation en contexte de sédimentation gravitaire. Exemples sismiques (marge angolaise) et de terrain (Grès d'Annot). *Mémoires Géosciences Rennes*, **109**, 354 pp.

Broucke, O., Temple, F., Rouby, D., Robin, C., Calassou, S., Nalpas, T., Guillocheau, F., 2004. The role of deformation processes on the geometry of mud-dominated turbiditic systems, Oligocene and Lower-Midle Miocene of the Lower Congo basin (West African Margin). *Marine and Petroleum Geology*, **21**, 327-348.

Brown, A.R., 1999. Interpretation of three-dimensional seismic data. *American Association of Petroleum Geologists and the Society of Exploration Geophysicists*. p. 514.

Brown, A.R., 2004. Interpretation of three-dimensional seismic data. AAPG, p. 541.

Brownfield, M.E., & Charpentier, R.R., 2006. Geology and total petroleum systems of the West Central Coastal Province (7203), West Africa: U.S. *Geological Survey Bulletin 2207-B*, 52.

Brunn, V.V, Talbot, C.J., 1986. Formation and deformation of subglacial intrusive clastic sheets in the Dwyka Formation of northern Natal, South Africa. *Journal of Sedimentary Petrology*, **56**, 35-44.

Bureau, D., Mourgues, R., Cartwright, J., Foschi, M., Abdelmalak, M.M., 2012. Characterisation of interactions between a pre-existing polygonal fault system and sandstone intrusions and the determination of paleo-stresses in the Faroe-Shetland basin. *Journal of Structural Geology*, 1-14.

Burwood, R., 1999. Angola: source rock control for Lower Congo Coastal and Kwanza Basin petroleum systems. In: Cameron, N.R., Bate, R.H., Clure, V.S. (Eds.), The Oil and Gas Habitats of the South Atlantic, *Geological Society of London*, **153**, pp. 181-184.

Callot, P., Odonne, F., Sempere, T., 2008. Liquefaction and soft-sediment deformation in a limestone megabreccia: The Ayabacas giant collapse, Cretaceous, southern Peru. *Sedimentary Geology*, **212**, 49-69.

Cameron, N.R., White, K., 1999. Exploration opportunities in offshore deepwater Africa. IBC 'Oil and Gas Developments in West Africa, London, 25-26.

Cartwright, J.A., Lonergan, L., 1996. Volumetric contraction during the compaction of mudrocks: a mechanism for the development of regional-scale polygonal fault systems. *Basin Research*, **8**, 183-193.

Cartwright, J.A., James, D., Huuse, M., Vetel, W., Hurst, A, 2008. The geometry and emplacement of conical sandstone intrusions. *Journal of Structural Geology*, **30**, 854-867.

Cartwright, J., 2010. Regionally extensive emplacement of sandstone intrusions: a brief review. *Basin Research*, **22**, 502-516.

Cartwright, J.A., 2011. Diagenetically induced shear failure of fine-grained sediments and the development of polygonal fault systems. *Marine and Petroleum Geology*, **28**, 1593–1610.

Cathles, L.M., Su, Z., Chen, D., 2010. The physics of gas chimney and pockmark formation, with implications for assessment of seafloor hazards and gas sequestration. *Marine and Petroleum Geology*, **27**, 82-91.

Champanhet, J.M., 2000a. ANGOLA – Block 17 – well 4 study synthesis report. Vol. 1. *Total in house report.*

Champanhet, J.M., 2000b. ANGOLA – Block 17 –well 5 study synthesis report. Vol. 1. *Total in house report.*

Chan, M., Netoff, D., Blakey, R., Kocurek, G., Alvarez, W., 2007. Clastic-injection pipes and syndepositional deformation structures in Jurassic eolian deposits: Examples from the Colorado Plateau. In: Hurst A, and Cartwright J (eds). Sand injectites: Implication for hydrocarbon exploration and production, *AAPG Memoir*, **87**, 233-244.

Chorowicz, J., Mekarnia, A., 1992. Mise en évidence d'une extension albo-aptienne orientée NW-SE en Provence (SE de la France). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, Paris, **315**, 861-866.

Clari, P., Dela Pierre, F., Martire, L., Cavagna, S., 2009. The Cenozoic CH4-derived carbonates of Monferrato (NW Italy): a solid evidence of fluid circulation in the sedimentary column. *Mar. Geol.*, **265**, 167–184.

Clark, J., Pickering, K., 1996. Architectural elements and growth patterns of submarine channels: application to hydrocarbon exploration. *AAPG Bulletin*, **80**, 194-221.

Clayton, C.J., & Hay, S.J., 1994. Gas migration mechanisms from accumulation to surface. *Bulletin of the Geological Society of Denmark*, **4**, 12-13.

Cobbold, P.R., Mourgues, R., Boyd, K., 2004. Mechanism of thin-skinned detachment in the Amazon Fan: assessing the importance of fluid overpressure and hydrocarbon generation. *Marine and Petroleum Geology*, **21**, 1013–1025.

Cole, G.A., Requejo, A.G., Ormerod, D., Yu, Z., Clifford, A., 2000. Petroleum goechemical assessment of the Lower Congo basin, In: Mello, M.R., and Katz, B.J., (Eds.), Petroleum systems of South Atlantic margins: *AAPG Memoir*, **73**, pp. 325-339.

Colton-Bradley, V.A.C., 1987. Role of pressure in smectite dehydration - effects on geopressure and smectite-to-illite transition: *AAPG Bulletin*, **71**, 1414–1427.

Combes, P.J. & Peybernes, B., 1989. Tectonique albienne dans les gisements de bauxite des Pyrénées ariégeoise (France) en relation avec l'évolution géodynamique de la marge passive européenne. *Comptes Rendus à l'Académie des Sciences*, **308**, 953-959.

Cosgrove, J.W. & Hillier, R.D., 2000. Forced fold development within Tertiary sediments of the Alba Field, UKCS: Evidence of differential compaction and post-depositional sandstone remobilization. In: *Forced folds and fractures* (eds Cosgrove JW & Ameen MS) *Geological Society London Special Publication*, **169**, pp. 61-71.

Cosgrove, J., 2001. Hydraulic fracturing during the formation and deformation of a basin: a factor in the dewatering of low-permeability sediments. *AAPG Bulletin,* **85**, 737-748.

Cotillon, P., 1985. Hauts-fonds de la marge nord-est Provençale au Crétacé inférieur. Un exemple de contrôle tectonique et bathymétrique. *Bull. Sect. Sci*., **9**, 25-38.

Courel, R., Larribau, J.D., Deharbe, J.M., Dupont, G., Jaffuel, F., Vignau, S., Temple, F., Ros, J.B., Joubert, J.B., Walgenwitz, F., 2000. ANGOLA – Block 17 – well 5 study report. Sedimentology – Inorganic geochemistry – Structural analysis – Biostratigraphy. *Total in house report.*

Črne, A.E., Šmuc, A., Skaberne, D., 2007. Jurassic Neptunian dikes at Mt Mangart (Julian Alps, NW Slovenia). *Earth and Environmental Science*, **53**, 249-265.

Daines, S.R., 1982. Aquathermal Pressuring and Geopressure Evaluation. *The American Association of Petroleum Geologists*. 931-939.

Davies, R.J., Clark, I.R., 2006. Submarine slope failure primed and triggered by silica and its diagenesis. *Basin Res*., **18**, 339 – 350.

De Boer, W., Rawlinson, P.B., Hurst, A., 2007. Successful Exploration of a Sand Injectite Complex: Hamsun Prospect, Norway Block 24/9. In: Hurst, A., Cartwright, J. (Eds.), Sand Injectites: Implications for Hydrocarbon Exploration and Production. *AAPG Mem*., **87**, pp. 65–68.

Debrand-Passard, S., Courbouleix, S., Lienhardt, M.J., 1984. Synthèse géologique du Sud-Est de la France: Stratigraphie et paléogéographie. *Bureau de Recherches Géologiques et Minières. Mémoire*, **125**, 615 pp.

DeGraff, J.M., Aydin, A., 1987. Surface morphology of columnar joints and its significance to mechanics and directions of joints growth, *Geological Society of America Bulletin*, **99**, 605-617.

Deharbe, M., Marcheteau, E., 2009. CONGO – Puits 3 - Étude sédimentologique sur carotte et interprétation de l'imagerie de puits. *Rapport interne Total.*

Delaney, P.T., Pollard, D.D., Ziony, J.I., McKee, E.H., 1986. Field relations between dikes and joints: emplacement processes and paleostress analysis. *Journal of Geophysical Research*, **91**, 4920–4938.

Deptuck, M.E., Piper, D.J.W., Savoye, B., Gervais, A., 2008. Dimensions and architecture of late Pleistocene submarine lobes off the northern margin of East Corsica. *Sedimentology*, **55**, 869-898.

Dickinson, W.R. & Seely, D.R., 1979. Structure and stratigraphy of Forearc regions. *AAPG Bull.*, **63**, 2-31.

Diggs, T.N., 2007. An outcrop study of clastic-injection structures in the Carboniferous Tesnus Formation, Marathon basin, Trans-Pecos Texas. In: Hurst, A., Cartwright, J. (Eds.), Sand Injectites: Implications for Hydrocarbon Exploration and Production: *American Association of Petroleum Geologists Memoir*, Tulsa, pp. 209–219.

Diller, J.S., 1889. Sandstone dikes. *Geological Society of America Bulletin*, **1**, 411–442.

Dillon, W. Grow, J, Paull, C., 1980. Unconventional gas hydrate seals may trap gas off southeast U.S. *Oil and Gas Journal*, **78**, 124-130.

Dillon, W.P., Lee, M.W., Fehlhaber, K., Coleman, D.F., 1993. Gas hydrates on the Atlantic continental margin ofthe United States - controls on concentration. In: The Future of Energy Gases, (eds) J. H. Howell et al. *US Geological Survey Professional Paper*, **1570**, pp. 330-347.

Dixon, R.J., Schofield, K., Anderton, R., Reynolds, A.D., Alexander, R.W.S., Williams, M.C., Davies, K.G., 1995. Sandstone diapirism and clastic intrusion in the Tertiary submarine fans of the Bruce-Beryl Embayment, Quadrant 9, UKCS. In: Hartley, A.J., Prosser, D.J. (Eds.), Characterisation of deep-marine clastic systems. *Special Publication of Geological Society of London*, **94**, pp. 77–94.

Dott, R.H., 1966. Cohesion and flow phenomena in clastic intrusions. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **50**, 610–611.

Dott, R.H., 1988. An episodic view of shallow marine clastic sedimentation. In: de Boer P.L., van Gelder, A., Nio, S.D. (Eds.), Tide influenced sedimentary environments and facies. Reidel, Dordecht, pp. 3-12.

Droz, L., Bellaiche, G., 1985. Rhone deep-sea fan: morphostructure and growth pattern. *AAPG Bull.*, **69**, 460–479.

Droz, L., Rigaut, F., Cochonat, P., & Tofani, R., 1996. Morphology and recent evolution of the Zaire turbidite system (Gulf of Guinea). *Geological Society of America Bulletin*, **108**, 253–269.

Dubacq, B., Vidal, O., Deandrade, V., 2009. Dehydration of dioctahedral aluminous phyllosilicates: thermodynamic modeling and implications for thermobarometric estimates. Contrib. *Miner. Petrol*, 159-174.

Duranti, D., Hurst, A., Bell, C. & Groves, S. 2002. Injected and remobilized sands of the Alba Field (UKCS): sedimentary facies characteristics and wireline log responses. *Petroleum Geoscience*, **8**, 99–107.

Duranti, D., Hurst, A., 2004. Fluidisation and injection in the deep-water sandstones of the Eocene Alba Formation (UK North Sea). *Sedimentology*, **51**, 503–531.

Duranti, D., Mazzini, A., 2005. Large-scale hydrocarbon-driven sand injection in the Paleogene of the North Sea. *Earth and Planetary Science Letters*, **239**, 327-335.

Duranti, D., 2007. Large-scale sand injection in the Paleogene of the North Sea: Modeling of energy and flow velocities. In: Hurst, A., Cartwright, J. (Eds.), Sand Injectites: Implications for Hydrocarbon Exploration and Production: *American Association of Petroleum Geologists Memoir*, Tulsa, pp. 129–139.

Eichenseer, H.T, Walgenwitz, R.R, Biondi, P.J., 1999. Stratigraphic control on facies and diagenesis of dolomitized oolitic siliciclastic ramp sequences (Pinda group, Albian, offshore Angola). *AAPG Bulletin*, **83**, 1729-1758.

Einsele G., Richen, W, & Seilachter, A., 1991. Cycles and Events in Stratigraphy. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New-York, p. 955.

Eren, Y., 2003. Yazır Fayının (Konya) Neo-Tektonik Özellikleri, Pamukkale Üniversitesi Mühendislik Bilimleri Dergisi, **9/2**, 237-244.

Ferry, S., Cotillon, P., Rubino, J.L., 1986. Comparaison des formes de l'érosion sous-marine fossiles et actuelles. Le Crétacé du périclinal de Lure (chaîne subalpines française) et les flancs du canyon Shamrock (marge bretonne). *Comptes Rendus à l'Académie des Sciences, Paris*, **303**, 935-940.

Ferry, S. & Rubino, J.L., 1987. La modulation eustatique du signal orbital dans les sédiments pélagiques. *CR Acad. Sci*. Paris, **305**, 477–482.

Flandrin, J., 1963. Remarques stratigraphiques, paléontologiques et structurales sur la région de Séderon.- *Bulletin du Service de la Carte Géologique de la France*, **272**, 815-845.

Frey-Martínez, J., Cartwright, J., Hall, B., Huuse, M., 2007. Clastic intrusion at the base of deep-water sands: A trap-forming mechanism in the eastern Mediterranean. In: Hurst, A., Cartwright, J. (Eds.), Sand Injectites: Implications for Hydrocarbon Exploration and Production: *American Association of Petroleum Geologists Memoir*, Tulsa, pp. 49–63.

Friès G., 1987. Dynamique du bassin subalpin méridional de l'Aptien au Cénomanien: Thèse Doctorat ès Sciences Université Paris VI, 1986: *Mémoire des Sciences de la Terre, Ecole des Mines de Paris*, 370 p.

Friès, G., & O., Parize, 2003. Anatomy of ancient passive margin slope systems: Aptian gravity-driven deposition on the Vocontian palaeomargin, western Alps, south-east France: *Sedimentology,* **50**, 1231–1270.

Fort, X., 2002. Processsus de la tectonique salifère de la marge angolaise. *Unpublished PhD Thesis*. Rennes, 225 p.

Gallo, F., Woods, W., 2004. On steady homogeneous sand–water flows in a vertical conduit. *Sedimentology*, **51**, 195–210.

Gay, M., Moullade, M., Lorenchet de Montjamont, M., 1984. Feuille Le Buis au 1/80 000, 3è éd. Carte géologique détaillée de la France à 1/80000. 211.

Gay, A., M. Lopez, P. Cochonat, D. Levaché, G. Sermondadaz, and M. Séranne, 2006a. Evidence of early to late fluid migration from an upper Miocene turbiditic channel revealed by 3D seismic coupled to geochemical sampling within seafloor pockmarks, Lower Congo Basin. *Marine and Petroleum Geology*, **23**, 387-399.

Gay, A., Lopez, M., Cochonat, P., Séranne, M., Levaché, D., Sermondadaz, G., 2006b. Isolated seafloor pockmarks linked to BSR's, fluid chimneys, polygonal faults and stacked Oligocene-Miocene turbiditic palaeochannels in the Lower Congo Basin. *Marine Geology,* **226**, 25-40.

Gay, A., Lopez, M., Bernt, C., Séranne, M., 2007. Geological controls on focused fluid flow associated with seafloor seeps in the Lower Congo Basin. *Marine Geology*, **244**, 68-92.

Gay, A., Mourgues, R.., Berndt, C., Bureau, D., Planke, S., Laurent, D., Gautier, S., Lauer, C., Loggia, D., 2012. Anatomy of a fluid pipe in the Norway Basin: initiation, propagation and 3D shape. *Marine Geology*, **332-334**, 147-157.

Gignoux, M., 1925. Géologie stratigraphique. Masson et Cie, Paris.

Goldstein, R.H. & Reynolds, T.J., 1994. Systematics of fluid inclusions in diagenetic minerals. *SEPM Short Course*, **31**, p. 199.

Gottis, Ch., 1953. Les filons clastiques “intraformationnels” du “Flysch” numidien tunisien. *Bulletin Société Géologique de France*, Paris, **6**, 775-783.

Gradstein, F.M., Ogg, J.G., 2004. Geologic time scale 2004 - why, how, and where next! *Lethaia*, **37**, 175 – 181.

Gradstein, F.M., Ogg, J.G., van Kranendonk, M., 2008. On the geologic time scale 2008. *Newsletters on Stratigraphy*, **43**, 5–13.

Grauls, D., & Baleix, J.M., 1994. Role of Overpressures and *In Situ* Stresses in Fault Controlled Hydrocarbon Migration. *Marine and Petroleum Geology,* **11**, 734-742.

Grauls, D., 1997. Minimum principal stress as a control of overpressures in sedimentary basins. In: *Second International Conference on Fluid Evolution, Migration, and Interaction in*

Sedimentary Basins and Orogenic Belts (eds extended abstract volume edited by J.Hendry and al.) Geofluids, **2**, pp. 219-222.

Grauls, D., 1999. Overpressures: causal mechanisms, conventional and hydromechanical approaches. *Oil and gas sciences and technology* ,Rev. IFP, **54**, 667-678.

Grauls, D., Pascaud, F., Rives, T., 2002. Quantitative fault seal assessment in hydrocarbon-compartmentalised structures using fluid pressure data. In: Koestler, A.G., Hunsdale, R. (Eds.), Hydrocarbon Seal Quantification. *NPF Special Publication*, **11**, pp. 141-156.

Gressier, J.B., Mourgues, R., Bodet, L., Cobbold, P.R., Mathieu, J.Y., Galland, O., 2010. Control of pore fluid pressure on depth of emplacement of magmatic sills: An experimental approach. *Tectonophysics*, **489**, 1-13.

Guiraud, R., & Maurin, J., 1992. Early Cretaceous rifts of Western and Central Africa: an overview. *Tectonophysics*, **213**, 153–168.

Hansen, D.M., & Cartwright, J.A., 2006a. The three-dimensional geometry and growth of forced folds above saucer-shaped igneous sills. *Journal of Structural Geology,* **28**, 1520-1535.

Hansen, D.M., Cartwright, J.A., 2006b. Saucer-shaped sill with lobate morphology revealed by 3D seismic data: implications for resolving a shallow-level sill emplacement mechanism. *J. Geol. Soc. Lond.*, p. 163.

Haq, B.U., Hardenbol, J., Vail, P.R., 1987. Chronology of fluctuating sea level since the Triassic. *Science*, **235**, 1136–1167.

Haq, B.U., Hardenbol, J., and Vail, P.R., 1988. Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level change. In: Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Posamentier, H.W., and Van Wagoner, J., (Eds.), Sea-level changes: an integrated approach, Tulsa: *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication*, **42**, pp. 71–108.

Hamilton, 1976. Variations of density and porosity with depth in deep-sea sediments. *Journal of Sedimentary Research*, **46**, 280-300.

Hardenbol J., Thierry J., Farley, M.B., Jacquin Th., de Graciansky P.-C. and Vail P.R., 1998. Mesozoic and Cenozoic Sequence Chronostratigraphic Framework of European Basins. In: De Graciansky, P.-C., Hardenbol, J., Jacquin, Th., Vail, P.R., and Farley, M.B., (eds). Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins, *SEPM Special Publication*, **60**, pp. 763-786.

Harms, J.C., 1965. Sandstone dikes in relation to Laramide faults and stress distribution in the Southern Front Range, Colorado. *Geological Society of America Bulletin*, **76**, 981-1002.

Harrison, W.J. & Summa, L.L., 1991. Paleohydrology of the Gulf of Mexico basin. *Am. J. Sci.*, **291**, 109-176.

Hibsch, C., Kandel, D., Montenat, C., Ott d'Estevou, P., 1992. Evénements tectoniques crétacés dans la partie méridionale du basin subalpine (massif Ventoux-Lure et partie

orientale de l'arc de Castellane, SE France). Implications géodynamiques. *Bull. Soc. Géol. France*, **163**, 147-158.

Hillier, R.D., Cosgrove, J.W., 2002. Core and seismic observations of overpressurerelated deformation within Eocene sediments of the Outer Moray Firth, UKCS. *Petroleum Geoscience*, **8**, 141–149.

Hiscott R.N., 1979. Clastic sills and dikes associated with deep-water sandstone, Tourelle Formation, Ordovician, Québec. *Journal of Sedimentology and Petroleum*, Tulsa, **49**, 1-10.

Hodgson, D.M., 2009. Distribution and origin of hybrid beds in sand-rich submarine fans of the Tanqua depocentre, Karoo Basin, South Africa. *Marine and Petroleum Geology*, **26**, 1940–1956.

Hoek, J.D., 1991. A classification of dyke-fracture geometry with examples from Precambrian dyke swarms in the Vestfold Hills, Antartica. *Gologische Rundschau*, **80/2**, 233-248.

Hovland, M., Judd, A.G., King, L.H., 1984. Characteristic features of pockmarks on the North Sea Floor and Scotian Shelf. *Sedimentology*, **31**, 471-480.

Hovland, M., Gallagher, J., Clennell, M.D., Lekvam, K., 1997. Gas hydrate and free gas volumes in marine sediments: Example from the Niger Delta front. *Mar. Pet. Geol*., **14**, 245–255.

Huang, Q., 1988, Geometry and tectonic significance of Albian sedimentary dikes in the Sisteron area, SE France: *Journal of Structural Geology*, **10**, 453–462.

Hubbard, S.M., Romans, B.W., Graham, S.A., 2007. An outcrop example of large-scale conglomeratic intrusions sourced from deep-water channel deposits, Cerro Toro Formation, Magallanes basin, southern Chile. In: Hurst, A., Cartwright, J. (Eds.), Sand Injectites: Implications for Hydrocarbon Exploration and Production: *American Association of Petroleum Geologists Memoir*, Tulsa, pp. 199–207.

Hubbert, M.K. & Willis, D.G., 1957. Mechanics of hydraulic fracturing. *Trans. Am. Inst. Mining Eng.*, **210**, 153-168.

Hurst, A., Cartwright, J. & Duranti, D., 2003a. Fluidisation structures in sandstone produced by upward injection through a sealing lithology. In: Subsurface SedimentMobilization (Ed. By P. van Rensbergen, R.R. Hillis, A.J. Maltman & C.K.Morley), *Geological Society, London, Spec. Publ*., **216**, pp. 123-137.

Hurst, A., Cartwright, J.A., Huuse, M., Jonk, R., Schwab, A., Duranti, D., Cronin, B., 2003b. Significance of large-scale sand injectites as long-term fluid conduits: evidence from seismic data. *Geofluids*, **3**, 263-274.

Hurst, A., Cartwright, J.A., Duranti, D., Huuse, M., Nelson, M., 2005. Sand injectites: an emerging global play in deep-water clastic environments. In: Doré, A., Vining, B. (Eds.),

Petroleum Geology: North-west Europe and Global Perspectives. Proceedings of the 6th Petroleum Geology conference. *Geological Society, London*, pp. 133–144.

Hurst, A., Cartwright, J.A., Huuse, M., Duranti, D., 2006. Extrusive sandstones (extrudites): a new class of stratigraphic trap? In: Allen, M.R., Goffey, G.P., Morgan, R.K., Walker, I.M. (Eds.), The Deliberate Search for the Stratigraphic Trap. : *Special Publication, Geological Society, London*, **254**, pp. 289–300.

Hurst, A., Huuse, M., Cartwright, J., and Duranti, D., 2007. Sand injectites in deep-water clastic reservoirs: Are they there and do they matter? In: Nilsen, T.H., Shew, R.D., Steffens, G.S., and Studlick, J.R.J., (Eds.), Atlas of deep-water outcrops: *AAPG Studies in Geology*, **56**, 1-24.

Hurst, A. & Cartwright, J.A. 2007. Relevance of sand injectites to hydrocarbon exploration and production. In: Hurst, A. & Cartwright, J. (eds) Sand Injectites: Implications for Hydrocarbon Exploration. *AAPG Memoirs*, **87**, 1–19.

Hurst, A., Scott, A., Vigorito, M., 2011. Physical characteristics of sand injectites. *Earth-Science Reviews*, **106**, 215-246.

Huuse, M., Duranti, D., Guargena, C.G., Prat, P., Holm, K., Steinsland, N., Cronin, B.T., Hurst, A. & Cartwright, J.A., 2003. Sandstone intrusions: detection and significance for exploration and production. *First Break*, **21**, 15-24.

Huuse, M., Duranti, D., Steinsland, N., Guagena, C.G., Prat, P., Holm, K., Cartwright, J.A., Hurst, A., 2004. Seismic characteristics of large-scale sandstone intrusions in the Paleogene of the south Viking Graben, UK and Norwegian North Sea, *Geological Society of London, Memoirs*, **29**, 263-278.

Huuse, M., and Mickelson, M., 2004. Eocene sandstone intrusions in the Tampen Spur area (Norwegian North Sea Quad 34) imaged by 3D seismic data. *Marine and Petroleum Geology*, **21**, 141-155.

Huuse, M., Cartwright, J.A., Gras, R., Hurst, A., 2005. Kilometric-scale sandstone intrusions. In: *North-West Europe and Global Perspectives – Proceedings of the Sixth Petroleum Geology Conference* (eds Doré AG & Vining BA) P*etroleum Geology, Geological Society London*, pp. 1577-1594.

Huuse, M., Cartwright, J., Hurst, A., and Steinsland, N., 2007. Seismic characterization of large-sclae sandstone intrusions, In: Hurst, A., and Cartwright, J., (Eds.), Sand injectites: Implications for hydrocarbon exploration and production: *AAPG Memoir*, **87**, pp. 21-35.

Huuse, M., Jackson, C., Cartwright, J.A., Hurst, A., 2009. Large-scale sand injectites in the North Sea: Seismic and event stratigraphy and implications for hydrocarbon exploration. *Search and Discovery Article*. Adapted from oral presentation at AAPG Annual Convention, Denver, Presentation. Available at: http://www.searchanddiscovery.com/documents/2009/40481huuse/huuse.pdf. Accessed 30 June 2010.

Hyndman, R.D., Spence, G.D., 1992. A seismic study of methane hydrate marine bottom simulating reflectors. *JGR,* **97**, 6683-6698.

Imbert, P., 2009. Seismic-scale expression of fluid sourcing, circulation and expulsion in sedimentary series. International Petroleum Technology Conference, 7-9 December 2009, Qatar.

Imbert, P., Sanchez, J., Bez, M., 2010. Congo - Interprétation des éléments architecturaux et d'Association de Facies des Réservoirs BMS. *Rapport interne Total.*

Imbert, P., Blouet, J-P., Krim, N., Lion, A., Monnier, D., Ho, S., Rubert, Y., Parize, O., Hofmann, S., *In preparation*. Aptian seep carbonates of the Vocontian basin: typology and first insights.

Ito, M., 2008. Downfan transformation from turbidity currents to debris flows at a channel-to-lobe transitional zone: the Lower Pleistocene Otadai Formation, Boso Peninsula, Japan. *Journal of Sedimentary Research,* **78**, 668-682.

Jackson, C.A.-L., 2007. The geometry, distribution, and development of clastic injections in slope systems: seismic examples from the Upper Cretaceous Kyrre Formation, Maloy Slope, Norwegian margin, In: Hurst, A., and Cartwright, J., (Eds.), Sand injectites: Implications for hydrocarbon exploration and production: AAPG Memoir, **87**, pp. 37-48.

Jackson, C.A.-L., Huuse, M., Barber, G.P., 2011. Geometry of winglike clastic intrusions adjacent to a deep-water channel complex: Implications for hydrocarbon exploration and production. *AAPG Bulletin*, **95**, 559-584.

Jenkins, O.P., 1930. Sandstone dikes as conduits for oil migration through shales. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin,* **14**, 411–421.

Jenssen, A.I., Bergslien, D., Rye-Larsen, M., Lindholm, R.M., 1993. Origin of complex mound geometry of Paleocene submarine-fan sandstone reservoirs, Balder Field, Norway, In: J. R. Parker (eds.), Petroleum geology of NW Europe: proceedings of the 4th Conference, 1, pp. 135-143.

Jolly, R., Sanderson, D., 1997. A Mohr circle construction for the opening of a preexisting fracture. *Journal of Structural Geology*, **19**, 887-892.

Jolly, R.J.H., Cosgrove, J.W., Dewhurst, D.N., 1998. Thickness and spatial distributions of clastic dykes, northwest Sacramento Valley, California: *Journal of Structural Geology*, **20**, 1663-1672.

Jolly, J.H.R. and Lonergan L., 2002. Mechanisms and controls on the formation of sand intrusions. *Journal of the Geological Society of London*, **159**, 605-617.

Jonk, R., Hurst, A., Parnell, J., 2002. Fluid flow through sand injectites intruded in low permeability host rocks. *64th EAGE Conference & Exhibition*. Extended abstract, 4 pp.

Jonk, R., Duranti, D., Parnell, J., Hurst, A., Fallick, A.E., 2003. The structural and diagenetic evolution of injected sandstones: examples from the Kimmeridgian of NE Scotland. *Journal of the Geological Society of London*, **160**, 881-894.

Jonk, R., Hurst, A., Duranti, D., Parnell, J., Mazzini, A., Fallick, A.E., 2005. Origin and timing of sand injection, petroleum migration, and diagenesis in Tertiary reservoirs, south Viking Graben, North Sea. *AAPG Bulletin,* **89**, 329-357.

Jonk, R., 2010. Sand-rich injectites in the context of short-lived and long-lived fluid flow. *Basin Research*, **22**, 603-621.

Joseph, Ph., Beaudoin, B., Cabrol, C., Friès, G., 1986. Tectonics or differential compaction ? The exemple of Banon fault trough (Aptian – Albin, S.E. France). 12th *Int. Sed. Congr., Int. Assoc. Sed*., Canberra. Congr. Abstr., p. 158.

Joseph, Ph., Cabrol, C., Friès, G., 1987. Blocs bascules et passes sous-marines dans le Champ de Banon (France S.E.) à l'Apto-Albien : une paléotopographie directement contrôlée par la tectonique synsédimentaire décrochante*. C.R. Acad. Sci., Paris*, **9**, 447-452.

Joubert, J.B., & Maïtan, V., 2010. Borehole image logs for turbidite facies identification: core calibration and outcrop analogues. *First Break*, **28**, 55-66.

Kandel, D., 1989. La tectonique barrémo-albienne du massif Ventoux-Lure et des Baronnies occidentales (Chaînes subalpines méridionales). *Mém. Géol*., **38**, 203 p.

Kane, I.A., 2010. Development and flow structures of sand injectites: The Hind Sandstone Member injectite complex, Carboniferous, UK, *Marine and Petroleum Geology*, 27, 1200-1215.

Karner, G.D., & Driscoll, N.W., 1999. Tectonic and stratigraphic develoment of the West African and eastern Brazilian margins: Insights from quantitative basin modeling. In: Cameron, N.R., Bate, R.H., and Clure, V.S., (Eds.*), Special Publication of Geological Society of London*, 153, pp. 11-40.

Kawakami, G., Kawamura, M., 2002. Sediment flow and deformation (SFD) layers: evidence for intrastratal flow in laminated muddy sediments of the Triassic Osawa Formation, northeast Japan. *Journal of Sedimentary Research*, 72, 171–181.

Kim, T., Kim, T., Kang, G., Ge, L., 2012. Factors Influencing Crack-Induced Tensile Strength of Compacted Soil. *Journal of Materials in Civil Engineering*, 24, 315-320.

Kolla, V., Bourges, P., Urruty, J.-M., Claude, D., Morice, M., Durand, J. & Kenyon, N.H. 1998. Reservoir architecture in recent and subsurface deep-water meander-channel and related depositional forms (abstract). *European Association of Geoscientists and Engineers/AAPG Third Research Symposium Extended Abstracts*.

Kolla, V., Bourges, Ph., Urruty, J. M., & Safa, P., 2001. Evolution of deepwater tertiary sinuous channels offshore Angola (West Africa) and implications for reservoir architecture. *AAPG Bulletin*, 85, 1371–1405.

Kwasniewski, 2009. Testing and modelling of the anisotropy of tensile strength of rocks. *Proceedings of the International Conference on Rock Joints and Jointed Rock Masses*, Tucson, Arizona, USA, January 7–8, 2009.

Labourdette, R., Poncet, P., Seguin, J., Temple, F., Hegre, J., and Irving, A., 2006. Three-dimensional modeling of stacked turbidite channels in West Africa: Impact on dynamic reservoir simulations: *Petroleum Geoscience*, 12, 335–345.

Labourdette, R., 2008. 'LOSCS' lateral offset stacked channel simulations: Toward geometrical modeling of turbidite elementary channels: *Basin Research*, **20**, 431– 444.

Labourdette, R. and Bez, M., 2010. Element migration in turbidite systems: Random or systematic depositional processes? *AAPG Bulletin*, **94**, 345-368.

Larsen, E., and Mangerud, J., 1992. Subglacially formed clastic dikes. *Sveriges Geologiska Undersokning*, **81**, 163-170.

Launeau P., Archanjo C. J., Picard D., Arbaret L. & Robin P.Y., 2010. Two- and three dimensional shape fabric analysis by the intercept method in grey levels. *Tectonophysics*, **492**, 230-239.

Launeau, P., Robin, P.-Y.F., 1996. Fabric analysis using the intercept method. *Tectonophysics*, **267**, 91–119.

Leeder, M.R., 1982. Sedimentology: Process and Products. Unwin Hyman, London. 344 p.

Le Heron, D.P., and Etienne, J.L., 2005. A complex subglacial clastic dyke swarm, Solheimajokull, southern Iceland. *Sedimentary Geology*, 181, 25-37.

Lehner, B.L., 1991. Neptunian dykes along a drowned carbonate platform margin: an indication for recurrent extensional tectonic activity. *Terra Nova*, **3**, 593–602.

Lemoine, M., Bas, T., Arnaud-Vanneau, A., Arnaud, H., Dumont, T., Gidon, M., Bourbon, M., Graciansky, P.-C., Rudkiewicz, J.-L., Megard-Galli, J., Tricart, P., 1986. The continental margin of the Mesozoic Tethys in the western Alps. *Marine and Petroleum Geology*, **3**, 179-199.

Levi, T., Weinberger, R., Aïfa, T., Eyal, Y., Marco, S., 2006a. Earthquake-induced clastic dikes detected by anisotropy of magnetic susceptibility, *Geology*, **34**, 69–72.

Levi, T., Weinberger, R., Aïfa, T., Eyal, Y. & Marco, S., 2006b. Injection mechanism of clay-rich sediments into dykes during earthquakes, *Geochem. Geophys. Geosyst.,* **7**, 1–20.

Levi, T., Weinberger, R., Eyal, 2009. Decay of dynamic fracturing based on three dimensional measurements of clastic-dike geometry. *Journal of Structural Geology*, **31**, 831–841.

Levi, T., Weinberger, R., Eyal, Y., 2011. A coupled fluid-fracture approach to propagation of clastic dikes during earthquakes. *Tectonophysics,* **498**, 35-44.

Lewis, D.W., 1973. Ployphase limestone dikes in the Omaru Region, New Zealand: *Journal of Sedimentary Petrology*, **43**, 1031-1045.

Lonergan, L. & Cartwright, J.A., 1999. Polygonal faults and their influence on deep-water sandstone reservoir geometries, Alba Field, United Kingdom Central North Sea. *AAPG Bull*., 83, 410-432.

Lonergan, L., Lee N., Johnson H.D., Cartwright J.A., Jolly R.J.H., 2000. Remobilization and injection in deepwater depositional systems: implications for reservoir architecture and prediction. GCSSEPM Foundation 20th Annual Research Conference Deep-water reservoirs of the world, December 3-6.

Lonergan, L., Lee, N., Cartwright, J.A., Johnson, H.D., 2001. Remobilisation and injection in deepwater depositional systems: Implications for reservoir architecture and prediction. In: Deep-Water Reservoirs of the World; GCSSEPM Foundation 20th Annual Bob F. Perkins Research Conference, (eds Weimer P, Slatt RM, Coleman J, Rosen NC, Nelson H, Bouma AH, Styzen MJ, Lawrence DT), *Society of Economic Paleontologists & Mineralogists, Houston*, USA., 515-532.

Løseth, H.L.,Wensaas, B., Arntsen, N., Hovland,M., 2003. Gas and fluid injection triggering shallow mud mobilization in the Hordaland Group, North Sea. In: Van Rensbergen, P., Hillis, R., Maltman, A., Morley, C. (Eds.), Subsurface sediment mobilization: *Special Publications, Geological Society, London*, **216**, pp. 139–157.

Lowe, D.R., 1975. Water escape structures in coarse-grained sediments: *Sedimentology*, **22**, 157-204.

Lupa, J.A., Flemings, P.B., Tennant, S., 2002. Pressure and Trap Integrity in the Deepwater Gulf of Mexico. *The Leading Edge,* **21**, 184-187.

Macdonald, D., Flecker, R., 2007. Injected Sand Sills in a Strike-slip Fault Zone: A Case Study from the Pil'sk Suite (Miocene), Southeast Schmidt Peninsula, Sakhalin. In: Hurst, A., Cartwright, J. (Eds.), Sand Injectites: Implications for Hydrocarbon Exploration and Production*: American Association of Petroleum Geologists Memoir*, Tulsa, pp. 253–263.

MacKay, M.E., Jarrard, R.D., Westbrook, G.K., Shipboard Scientific Party of Ocean Drilling Program Leg 146, 1994. Origin of bottom- simulating reflectors: Geophysical evidence from the Cascadia accretionary prism. *Geology*, **22**, 459–462.

MacLeod, M.K., Hanson, R.A., Bell, C.R., McHugo, S., 1999. The Alba field ocean bottom cable seismic survey: Impact on development. *The Leading Edge*, **18**, 1306–1312.

Maillart, J., Beaudoin, B., Cojan, I., Joseph, P., Pinoteau, B., 1987. Déformation synsédimentaire ou compaction différentielle: exemples dans le Sud-Est de la France. *Notes et Mémoires – Compagnie Française des Pétroles*, **21**, 249-257.

Maltman, A.J., 1994. Introduction and overview. *The Geological Deformation of Sediments*. Chapman and Hall, London, 1-35.

Mallarino, G., 2002. Neptunian dikes along submarine escarpments: examples from the Jurassic of Monte Kumeta, (Sicily). *Bollettino della Societa Geologica Italiana,* **121**, 377–90.

Mann, D.M., & Mackenzie, A.S., 1990. Prediction of pore fluid pressures in sedimentary basins. *Marine and Petroleum Geology*, **7**, 55–65.

Martell, A.T., & Gibling, M.R., 1993. Clastic dikes of the Devono-Carboniferous Horton Bluff Formation, Nova Scotia; storm related structures in shallow lakes: *Sedimentary Geology*, **87**, 103-119.

Martill, D.M., Hudson, J.D., 1989. Injection clastic dykes in the Lower Oxford Clay (Jurassic) of central England: relationship to compaction and concretion formation. *Sedimentology*, **36**, 1127- 1133.

Marton, L.G., Tari, G.C., & Lehmann, C.T., 2000. Evolution of the Angolan passive margin, West Africa, with emphasis on post-salt structural styles. *American Geophysical Union, Geophysical Monograph serie*s, **115**, 129–149.

Masse, J.-P., & Philip, J., 1975. Paléogéographie et tectonique du Crétacé moyen en Provence : révision du concept d'isthme durancien. *Rév. Géogr. Phys. Géol. Dyn*., **18**, 49-66.

Masse, J.-P., Philip, J., 1976. Paléogéographie et tectonique du Crétacé moyen en Provence : révision du concept d'Isthme Durancien. *Revue de Géographie Physique et de Géologie Dynamique*, **2**, 49-66.

Masse, J-P., Masse, P.J.L., Tronchetti, G., 1990. Variations sédimentaires sous contrôle tectonique durant l'Aptien supérieur– Cénomanien moyen à l'articulation des blocs provençal et languedocien (SE de la France) : cadre paléocéanographique et implications paléogéographiques, *Bull. Soc. Géol.*, 963–971.

Mattauer, M., 1968. Les traits structuraux essentiels de la chaîne Pyrénéenne, *Rev. Geol. Dyn. Geogr. Phys.*, **10**, 3-11.

Mayall, M. & O'Byrne, C., 2002. Reservoir prediction and development challenges in turbidite slope channels. Paper OTC 14029, presented at the Offshore Technology Conference, Houston, Texas, 6–9 May.

Mayall, M., Jones, E., Casey, M., 2006. Turbidite channel reservoirsdkey elements in facies prediction and effective development. *Marine and Petroleum Geology*, **23**, 821-841.

McGinnis, J.P., Driscoll, N.W., Karner, G.D., Brumbaugh, W.D., & Cameron, N., 1993. Flexural response of passive margins to deep-sea erosion and slope retreat: implications for relative sea-level change. *Geology*, **21**, 893–896.

Mesri, G. & Olson, R.E., 1971. Mechanisms controlling the permeability of clays. *Clays and Clay Minerals*. **19**, 151-158.

Miller, K.G., Kominz, M.A., Browning, J.V., Wright, J.D., Mountain, G.S., Katz, M.E., Sugarman, P.J., Cramer, B.S., Christie-Blick, N., and Pekar, S.F., 2005. The Phanerozoic record of global sea-level change. *Science*, **310**, 1293–1298.

Mitchum, R.M., Vail, Jr., P.R., and Sangree J.B., 1977. Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level, Part 6: Stratigraphic interpretation of seismic reflection patterns in

depositional sequences. In: Payton, C.E., (ed.), Seismic Stratigraphy--Applications to Hydrocarbon Exploration, *AAPG Special*, **26**, pp. 117-133.

Molyneux, S., Cartwright, J.A., Lonergan, L., 2002. Conical sandstone injection structures imaged by 3D seismic in the central North Sea, UK. *First break*, **20**, 383-393.

Montenat, C., Barrier, P., d'Estevou, P.O., 1991. Some aspects of the recent tectonics in the Straight of Messina, Italy. *Tectonophysics*, **194**, 203-215.

Montenat, C., Janin, M-C., Barrier, P., 2004. L'accident du Toulourenc : une limite teconique entre la plate-forme provençale et le Bassin vocontien à l'Aptien-Albien (SE France). *C. R. Geoscience*, **336**, 1301-1310.

Montenat, C., Barrier, P., Ott d'Estevou, Hibsch, C., 2007. Seismites: An attempt at critical analysis and classification. *Sedimentary Geology*, **196**, 5-30.

Mora, S., Deharbe, J.M., Joubert, J.B., Teinturier, S., Dupont, G., Michoux, D., Moron, J.M., Ricciardi, F., 2009a. Well 6 – Sedimentological, Inorganic Geochemistry, Biostratigraphy and Imagery studies. *Total in house report.*

Mora, S., Deharbe, J.M., Joubert, J.B., Teinturier, S., Dupont, G., Michoux, D., Moron, J.M., Ricciardi, F., 2009b. Well 7 – Sedimentological, Inorganic Geochemistry and Imagery studies. *Total in house report.*

Morad, S., 1998. Carbonate cementation in sandstones. *Int. Assoc. Sedimentol. Spec. Publ.*, **26**, 511.

Moreau, J., Ghienne, J-F, Hurst, A., 2011. Kilometre-scale sand injectites in the intracratonic Murzuq Basin (South-west Libya): an igneous trigger? *Sedimentology*. **59**, 1321-1344.

Moretti, M., 2000. Soft-sediment deformation structures interpreted as seismites in middle-late Pleistocene Aeolian deposits (Apulian foreland, southern Italy). *Sedimentary Geology* **135**, 167–179.

Mostefaï, S., 1997. Les concrétions septariennes barytiques et carbonatées des Marnes Bleues du Crétacé (Sud-Est de la France). *Mém. Sci. Terre. Paris, Ecole des Mines de Paris*, **30,** 289 pp.

Mourgues, R., & Cobbold, P.R., 2003. Some tectonic consequences of fluid overpressures and seepage forces as demonstrated by sandbox modeling. *Tectonophysics*, **376**, 75-97.

Mourgues, R., et Cobbold, P., 2004. Surpressions de fluide et décollements : modélisations analogique et numérique. *Mémoires de Géosciences Rennes* (eds), ISSN 1240-1498, **113**, 258 p.

Mourgues, R., Cobbold, P.R., 2006. Sandbox experiments on gravitational spreading and gliding in the presence of fluid overpressures. *J. Struct. Geol.*, **28**, 887–901.

Mourgues, R., Gressier, J.B., Bodet, L., Bureau, D., Gay, A., 2011. “Basin scale” versus “localized” pore pressure/stress coupling — implications for trap integrity evaluation. *Marine and Petroleum Geol*ogy, **28**, 1111–1121.

Mourgues, R., Bureau, D., Bodet, L., Gay, A., Gressier, J.B., 2012. Formation of conical fractures in sedimentary basins: Experiments involving pore fluids and implications for sandstone intrusion mechanisms. *Earth and Planetary Science Letters,* **313-314**, 67-78.

Murchison, R.I., 1827. On the coal field of Bora in Sutherland shire and some other stratified deposits in the North of Scotland. *Geological Society of London,* **2**, 293-326.

Navarre, J.-C., Claude, D., Liberelle, E., Safa, T., Vallon, G., Keskes, N., 2002. Deep-water turbidite system analysis, West Africa: sedimentary model and implications for reservoir model construction. *The Leading Edge*, 1132–1139.

Neef, G., 1991, A clastic dike-sill assemblage in late Miocene strata, Annedale, Northern Wairarapa, New Zealand: *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, **34**, 87-91.

Netoff, D., 2002, Seismogenically induced fluidization of Jurassic erg sands, south-central Utah: *Sedimentolog*y, **49**, 65-80.

Neuzil, C.E., 1995. Abnormal pressures as hydrodynamic phenomena. *Am. J. Sci*., **295**, 742-786.

Newman, M.St.J., Reeder, M.L., Woodruff, A.H.W., Hatton, I.R., 1993. The geology of the Gryphon Oil Field, In: J. R. Parker ed., Petroleum geology of NW Europe: proceedings of the 4th Conference, **1**, pp. 123-133.

Newsom, J.F., 1903. Clastic Dikes. *Bulletin of the Geological Society of America*, **14**, 227-268.

Newton, S. K., Flanagan, K. P., 1993, The Alba Field: evolution of the depositional model, In: J. R. Parker ed., Petroleum geology of NW Europe: proceedings of the 4th Conference, **1**, pp. 161-171.

Nichols, J. N., 1995. The liquification and remobilization of sandy sediments, In: Hartley, A.J., & Prosser, D.J., (eds.), Characterization of Deep Marine Clastic Systems, *Geological society special publication*, **94**, pp. 63-76.

Nosike, L., Wibberley, C., Jardine, C., 2010. Relationship between Tectonics, Pressure Compartmentalization and Vertical Hydrocarbon Leakage in the Deep Offshore Niger Delta. *AAPG Search and Discovery Article*. AAPG Africa Region Annual Conference, Abuja, Nigeria, 14-19 November 2010.

Nöthen, K., & Kasten, S., 2011. Reconstructing changes in seep activity by means of pore water and solid phase Sr/Ca and Mg/Ca ratios in pockmark sediments of the Northern Congo Fan. *Marine Geology,* **287**, 1-13.

Obermeier, S.F., 1989. The New Madrid earthquakes; An engineering- geologic interpretation of relict liquefaction features. *US Geological Survey Professional Paper 1336-B*, 114 pp.

Obermeier, S.F., 1996. Use of liquefaction-induced features for palaeoseismic analysis– An overview of how seismic liquefaction features can be distinguished from other features and how their regional distribution and properties of source sediment can be used to infer the location and strength of Holocene paleo-earthquakes. *Engineering Geology*, **44**, 1–76.

Obermeier, S.F., 1998. Liquefaction evidence for strong earthquakes of Holocene and latest Pleistocene ages in the states of Indiana and Illinois, USA. *Engineering Geology*, **50**, 227–254.

Odonne, F., Callot, P., Debroas, E-J., Sempere, T., Hoareau, G., Maillard, A., 2011. Soft-sediment deformation from submarine sliding: Favourable conditions and triggering mechanisms in examples from the Eocene Sobrarbe delta (Ainsa, Spanish Pyrenees) and the mid-Cretaceous Ayabacas Formation (Andes of Peru). *Sedimentary Geology*, **235**, 234-248.

Oliveira, C.M., Hodgson, D.M., Flint, S.S., 2009. Aseismic controls on in situ softsediment deformation processes and products in submarine slope deposits of the Karoo Basin, South Africa. *Sedimentology,* **56**, 1201–1225.

Osborne, M.J., Swarbrick, R.E., 1997. Mechanisms for generating overpressure in sedimentary basins: A reevaluation. *American Association of Petroleum Geologists,* **81**, 1023–1041.

Parize, O., 1988, Sills et dykes gréseux sédimentaires: paléomorphologie, fracturation précoce, injection et compaction: Thèse Doctorat Géologie, Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris–Université Lille I: *Mémoire des Sciences de la Terre, Ecole des Mines de Paris*, **7**, 333 pp.

Parize, O., and G. Friès, 2003, The Vocontian clastic dykes and sills: A geometric model, in P. Van Rensbergen, R. R. Hillis, A. J. Maltman, and C. K. Morley, eds., Subsurface sediment mobilization: *Geological Society (London) Special Publication*, **216**, 51–72.

Parize, O., Beaudoin, B., Eckert, S., Friès, G., Hadj-Hassen, F., Schneider, F., Su, K., Tijani, M., Trouiller, A., de Fouquet, C., Vandromme, R., 2007a. The Vocontian Aptian and Albian syndepositional clastic sills and dikes: A field-based mechanical approach to predict and model the early fracturing of marly-limy sediments, In: A. Hurst and J. Cartwright, (eds.), Sand injectites: Implications for hydrocarbon exploration and production: *AAPG Memoir*, **87**, pp. 163–172.

Parize, O., B. Beaudoin, J.-M. Champanhet, G. Friès, P. Imbert, R. Labourdette, B. Paternoster, J.-L. Rubino, and F. Schneider, 2007b. A methodological approach to clastic injectites: From field analysis to seismic modeling - Examples of the Vocontian Aptian and Albian injectites (southeast France), In: A. Hurst and J. Cartwright, (eds.), Sand injectites: Implications for hydrocarbon exploration and production: *AAPG Memoir* ***87***, pp. 173–183.

Pasquini C., Lualdi A., Vercesi P.L., 2004. Depositional dynamics of glaucony-rich deposits in the Lower Cretaceous of the Nice arc, southeast France. *Cretaceous Research*, **25**, 179-189.

Payne, M.B., 1951. Type Moreno Formation and overlying Eocene strata on the west side of the San Joaquin Valley, Fresno and Merced counties, California. *Special Report 9, Division of Mines*, *Department of Natural Resources*, 29 p.

Peacock, W.H. & Seed, H.B., 1968. Sand liquefaction under cyclic loading simple shear conditions. *Journal of the Soil Mechanics and Foundations Division, ASCE*, **94**, 689-708.

Peakall, J., McCaffrey, B., Kneller, B., 2000. A process model for the evolution, morphology, and architecture of sinuous submarine channels. *Journal of Sedimentary Research*, **70**, 434-448.

Peterson, G.L., 1968. Flow structures in sandstone dykes. *Sedimentary Geology*, **2**, 177–190.

Philip, J., Masse, J.-P., Machnour, L., 1987 : L'évolution paléogéographique et structurale du front de chevauchement nord-toulonnais (Basse Provence occidentale, France). *Bull. Soc. Geol. Fr.*, **8**, 541-550.

Philips, C.A., & Alsop, G.I., 2000. Post-tectonic clastic dykes in the Dalradian of Scotland and Ireland: implications for delayed lithification and deformation of sediments. *Geological Journal*, **35**, 99-110.

Pollard, D.D., Holzhausen, G., 1979. On the mechanical interaction between a fluid-filled fracture and the earth's surface. *Tectonophysics,* **53**, 27–57.

Posamentier, H.W., & Kolla, V., 2003. Seismic geomorphology and stratigraphy of depositional elements in deep-water settings: *Journal of Sedimentary Research*, **73**, 367–388.

Price, N.J. & Cosgrove, J.W., 1990. Analysis of geological structures. *Cambridge University Press (Cambridge)*, 502 p.

Pringle, J.K., Westerman, A.R., Stanbrook, D.A., Tatum, D.I., and Gardiner, A.R., 2007. Sand volcanoes of the Carboniferous Ross Formation, County Clare, western Ireland: 3-D internal sedimentary structure and formation, in A. Hurst and J. Cartwright, eds., Sand injectites: Implications for hydrocarbon exploration and production*: AAPG Memoir*, **87**, 227–231.

Purvis, K.,Kao, J.,Flanagan, K.,Henderson, J.&Duranti, D., 2002. Complex reservoir geometries in a deep water clastic sequence, Gryphon Field,UKCS: injection structures, geological modelling and reservoir simulation*. Mar. Petrol. Geol*., **19**, 161-179.

Quesada, D., 2008. Genèse et typologie des fractures naturelles d'un réservoir pétrolier. *Thèse soutenue à l'université Paris VI – Pierre et marie Curie*. 164 p.

Reyre, D., 1984. Caractères pétroliers et évolution géologique d'une marge passive. Le cas du bassin bas Congo-Gabon. *Bulletin des Centres de Recherche d'Exploration-Production Elf-Aquitaine*, 8, 303–332.

Ribeiro, C. & Terrinha, P., 2007. Formation, deformation and certification of systematic clastic dykes in a differentially lithified carbonate multilayer. SW Iberia, Algarve Basin, Lower Jurassic. *Sedimentary Geology*, 196, 201-215.

Richter, D., 1966. On the New Red Sandstone Neptunian Dykes of the Tor Bay Area (Devonshire). *Proceedings of the Geological Association*, 77, 172–186.

Ricou, L.E., & Frizon de Lamotte, 1986. Décrochement senestre médio-crétacé entre Provence et Alpes-Maritimes (Alpes occidentales, France). *Rev. Geol. Dyn. Géog. Phys., Paris*, 27, 237-245.

Rider, M., 1996. The Geological Interpretation of Well Logs. *Whittles Publishing*, 280 p.

Rijsdijk, K.F., Owen, G., Warren, W.P., McCaroll, D., van der Meer, J.J.M., 1999. Clastic dykes in over-consolidated tills: evidence for subglacial hydrofracturing at Killiney Bay, eastern Ireland. *Sedimentary Geology*, 129, 111-126.

Rodrigues, N., Cobbold, P.R., Løseth, H., 2009. Physical modelling of sand injectites. *Tectonophysics,* 474, 610–632.

Ross, J.A., Peakall, J., Keevil, G.M., 2011. An integrated model of extrusive sand injectites in cohesionless sediments. *Sedimentology*. **58**, 1693–1715.

Roure, F., Brun, J.P., Colletta, B., Vially, R., 1994. Multiphase extensional structures fault reactivation, and petroleum plays in the Alpine Foreland Basin of Southeastern France. In: Mascle. A. (Ed.): Hydrocarbon and petroleum geology of France. *European Association of Petroleum Geoscientists Special publication*, Paris, Springer-Verlag, 4, pp. 245-268.

Rowe, C.A., Mustard, P.S., Mahoney, J.B., Katnick, D.C., 2002. Oriented clastic dike swarms as indicators of paleoslope? An example from the Upper Cretaceous Nanaimo group, Canada. *Journal of Sedimentary Research*, **72**, 192-200.

Rubino J-L., 1982. Les grès apto-albiens du bassin Vocontien et sa bordure occidentale. 9ème Réun. Sci. Terre, Paris. Société Géologique de France ed., Programme-Résumés, p. 560.

Rubino J-L., 1984. Sedimentology of Upper Aptian-Albian turbidites and shelf sandstones in Vocontian basin (SE France). 5th. Eur. Reg. Meet., *Int. Assoc. Sed*., Marseille. Abstr., 388-389.

Rubino J-L. and Delamette M., 1985. The Albian shelf of South East France: An example of clastic distribution dominated by oceanic currents. 6th Eurupean Regional Meeting of sedimentology, *Lleida, Book of Abstracts*, 399-402.

Rubino, J.-L., 1989. Introductory remarks on Upper Aptian to Albian siliciclastic/carbonate depositional sequences. In: Ferry, S., Rubino, J.-L. (Eds.), Mesozoic Eustacy on Western Tethyan Margins; Post-Meeting Field Trip in the ‘‘Vocontian Trough’’. *Publication de l’Association des Sédimentologistes Français*, **12**, 28-45.

Rubino, J-L. & Parize, O., 1989. Caractéristiques des systèmes turbiditiques silicoclastiques apto-albiens du bassin vocontien (SE de la France): position séquentielle – comparaison avec l'actuel. *Mémoire de l'Association des Sédimentologues français*, **10**, 253-254.

Rutten, M.G., & Schonberger, H.J.M., 1957. Syn-sedimentary sandstone-dykes in the Aptian of the Serre-Chaitieu, Southern France. *Geol. Minjbouw*, La Haye, **19**, 214-220.

Sales, J.K., 1993. Closure vs. seal capacity – a fundamental control on the distribution of oil and gas. In: *Basin Modelling: Advances and applications*, (eds Doré, A.G. et al.) *Norwegian Petroleum Society (NPF) Special Publication*, **3**, 399-414.

Samuelson, L., 1975. Palaeozoic fissure filling and tectonism of the Göteborg area, southwestern Sweden. *Sverige Geol. Undersokning*, **69**, 3.43.

Sauquet, P., 1978. Présentation d'une nouvelle esquisse structurale de la chaîne alpine des Pyrénées. *Bull. Soc. Géol*. Fr., **5**, 711-712.

Scholz, H., Frieling, D., Obst, K., 2009. Funnel structures and clastic dykes in Cambrian sandstones of southern Sweden - indications for tensional tectonics and seismic events in a shallow marine environment. – *N. Jb. Geol. Paläont. Abh*., **251**, 355-380.

Scholz, H., Frieling, D. & Aehnelt, M., 2010. Synsedimentary deformational structures caused by tectonics and seismic events – Example from the Cambrian of Sweden, Permian and Cenozoic of Germany. New Frontiers In: Tectonic Research - General Problems, Sedimentary Basins and Island Arcs, Evgenii V. Sharkov (Ed.), ISBN: 978-953-307-595-2.

Scott, A.S.J., Vigorito, M., Hurst, A., 2009. The Process of Sand Injection: Internal Structures and Relationships with Host Strata (Yellowbank Creek Injectite Complex, California, U.S.A.). *Journal of Sedimentary Research*, **79**, 1–18.

Secor D.T., 1965. Role of fluid pressure in jointing. *American Journal of Science*, 263, 633-646.

Seed, H.B., 1979. Soil liquefaction and cyclic mobility evaluation for level ground during earthquakes. *Journal of the Geotechnical Engineering Division*, ASCE, **105**, 201-255.

Seed, H. B., and I. M. Idriss, 1971, A simplified procedure for evaluating soil liquefaction potential: *Journal of Soil Mechanics*, **97**, 1249-1274.

Séranne, M., Seguret, M., Fauchier, M., 1992. Seismic super-units and post-rift evolution of the continental passive margin of southern Gabon. *Bull. SGF*, **163**, 135–146.

Séranne, M., 1999. Early Oligocene stratigraphic turnover on west Africa continental margin: a signature of the Tertiary greenhouse to icehouse transition? *Terra nova* ,**11**, 135-140.

Shipley, T.H., Houston, M.H., Buffler, R.T., Shaub, F.J., McMillen, K.J, Ladd, J.W., Worzel, J.L., 1979. Seismic evidence for widespread possible occurrence of gas-hydrate horizons or continental slopes and rises. *AAPG Bulletin,* **63**, 2204-2213.

Shoulders, S.J., Cartwright, J.A., 2004. Constraining the depth and timing of large-scale conical sandstone intrusions. *Geology,* **32**, 661-664.

Shoulders, S.J., Cartwright, J.A., Huuse, M., 2007. Large-scale conical sandstone intrusions and polygonal fault systems in Tranche 6, Faroe-Shetland Basin. *Marine and Petroleum Geology,* **24**, 173-188.

Shultz, M.R., & Hubbard, S.M., 2005. Sedimentology, stratigraphic architecture, and ichnology of gravity-flow deposits partially ponded in a growth-fault-controlled slope minibasin, Tres Pasos Formation (Cretaceous), Southern Chile. *J. Sed. Res*., **75**, 440–453.

Sibuet, J-C., Foucher, J-P., 1979. Thermal regime of the northern Bay of Biscay continental margin in the vicinity of DSDP sites 400 to 402. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, **68**, 789-796.

Sibson, R., 1981. Controls on low stress hydro-fracture dilatancy in thrust, wrench and normal fault terrains. *Nature*, **289**, 665-667.

Sibson, R.H., Robert, F., Poulsen, K.H., 1988. High-angle reverse faults, fluid pressure cycling, and mesothermal gold-quartz deposits, *Geology*, **16**, 551–555.

Sibson, R.H., 1995. Selective fault reactivation during basin inversion: potential for fluid redistribution through fault-valve action. In: Buchanan, J.G., Buchanan, P.G. (Eds.), Basin Inversion. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ*., **88**, 3–19.

Sibson, R.H., 2007. An episode of fault-valve behaviour during compressional inversion? The 2004 MJ6.9 Mid-Niigata Prefecture, Japan, earthquake. *Earth Planet. Sci. Lett*., **257**, 188–199.

Singhal, B.B.S., & Gupta, R.P., 1999. Applied Hydrogeology of Fractured Rocks. Kluwer, Dordrecht, 400 p.

Sizaret, S, Chen, Y., Chauvet, A., Marcoux, E., Touray, J.C., 2003. Magnetic fabrics and fluid flow directions in hydrothermal systems. A case study in the Chaillac Ba-F-Fe deposits (France*). Earth Planet Sci. Lett*., **206**, 555-570.

Sloan, E.D., 1990. Clathrate Hydrates of Natural Gases. Marcel Dekker, New York.

Smyers, N.B., & Peterson, G.L., 1971. Sandstone Dikes and Sills in the Moreno Shale, Panoche Hills, California. *GSA Bull*., **82**, 3201-3208.

Stampfli, G.M., 2000. Tethyan oceans. *Geological Society, London, Special Publications 2000,* **173**, 1-23.

Standlee, L.A., Brumbaugh, W.D., & Cameron, N.R., 1992. Controlling factors in the initiation of the South Atlantic rift system. In: R. Curnelle (Ed.), Géologie Africaine - Compte Rendus des colloques de Géologie de Libreville. *Elf-Aquitaine Memoir*, **13**, pp. 141–152.

Stephens, J.V., Mitchell, G.H., Edwards, W., 1953. Geology of the country between Bradford and Skipton (Sheet 69): 1st ed. Her Majesty's Stationary Office, London.

Strangways, W.T.H.F., 1821. Geological Sketch of the Environs of Petersburg, *Transactions of the Geological Society of London*, **5**, 392-458. Cited in Newsom, J.F., 1903. Clastic Dikes, *Bulletin of the Geological Society of America,* **14**, 227-268.

Sturkell, E.F.F., Ormö, J., 1997. Impact-related injections in the marine Ordovician Lockne impact structure, Central Sweden. *Sedimentology*, **44**, 793–804.

Surlyk, F. & Noe-Nygaard, N., 2001. Sand liquefaction, remobilisation and intrusion in the Upper Jurassic Hareelv Formation of East Greenland. Abstract Volume. 21th IAS Meeting of Sedimentology, 3-5 September 2001, Davos, Switzerland.

Surlyk, F., Gjelberg, J. & Noe-Nygaard, N. 2007. The Upper Jurassic Harleev Formation of East Greenland: A giant sedimentary injection complex. In: Hurst, A. & Cartwright, J. (eds) Sand Injectites: Implications for Hydrocarbon Exploration and Production. *AAPG Memoirs*, **87**, 141–150.

Svendsen, J.B., Hansen, H.J., Staermose, T., Engkilde, M.K., 2010. Sand remobilization and injection above an active salt diaper: The Tyr and of the Nini field, eastern North Sea. *Basin Reasearch*, **22**, 548-561.

Sylvester, Z., Pirmez, C., Cantelli, A., 2011. A model of submarine channel-levee evolution based on channel trajectories: Implications for stratigraphic architecture. *Marine and Petroleum Geology*, **28**, 716-727.

Swarbrick, R.E., Osborne, M.J., 1998. Mechanisms that generate abnormal pressures: an overview. In: Law BE, Ulmishek GF, Slavin VI (Eds.), Abnormal pressures in hydrocarbon environments. *American Association of Petroleum Geologists Memoir*, **70**, 13–34.

Swarbrick, R.E., Osborne, M.J., Yardley, G.S., 2002. Comparison of overpressure magnitude resulting from the main generating mechanisms. In: Huffman AR and Bowers GL (Eds), Pressure Regimes in Sedimentary Basins and their Prediction. *American Association of Petroleum Geologists Memoir,* **76**, 1-12.

Szarawarska, E., Huuse, M., Hurst, A., De Boer, W., Lu, L., Molyneux, S., Rawlinson, P.B., 2010. Three-dimensional seismic characterisation of large-scale sandstone intrusions in the lower Palaeogene of the North Sea: completely injected vs. in situ remobilised sandbodies. Basin Studies, **22**, 517–532.

Tanner, P.W.G., 1998. Interstratal dewatering origin for polygonal patterns of sand filled cracks: a case study from later Proterozoic metasediments of Islay, Scotland: *Sedimentology*, **45**, 71-89.

Taylor, B.J., 1982. Sedimentary dykes, pipes and related structures in the Mesozoic sediments of south-eastern Alexander Island. *British Antarctic Survey Bulletin*, **51**, 1–42.

Teisserenc, P., & Villemin, J., 1989. Sedimentary basin of Gabon, in: Edwards, J.D., and Santogrossi, P.A., (Eds.), Geology and oil systems, divergent/passive margin basins. *American Association of Petroleum Geologists*, **48**, 117-199.

Temple, F., and Broucke, O., 2004. Sedimentological models of the Oligocene and Miocene Malembo Formation in offshore Angola (lower Congo Basin): Regional West-African Deepwater Conference and Exhibition, Abuja, Nigeria: *AAPG Bulletin*, **88**, 1 p.

Terzaghi, K., 1923. Die berechnung der durchlassigkeitsziffer des tones aus dem verlauf der hydrodynamischen spannungserscheinungen. *Szgber. Akad. Wien, Math- Naturwiss klasse Iia*, **132**, 125–138.

Terzaghi, D. W., 1943, Theroetical soil mechanics: New York, Wiley.

Thomson, K., 2005. Extrusive and Intrusive magmatism in the North Rockall Trough. In: Dore, A.G., Vining, B.A. (Eds.), North-West Europe and Global Perspectives: Proceedings of the Sixth Petroleum Geology Conference. *Geological Society, London*, pp. 1621-1630.

Thompson, B.J., Garrison, R.E., Moore, J.C., 1999. Late Cenozoic sandstone intrusion west of Santa Cruz, California: Fluidised flow of water and hydrocarbon saturated sediments. Late Cenozoic fluid seeps and tectonics along the San Gregorio fault zone in the Monterey Bay region, California: *Volume and Guide book, Pacific Section AAPG GB*, **76**, 53-74.

Timbrell, G., 1993. Sandstone architecture of the Balder Formation depositional system, UK Quadrant 9 and adjacent areas. In: Petroleum Geology of Northwest Europe: Proceedings of the Fourth Conference (Ed. by J.R.Parker), *Geological Society, London*, pp. 107-121.

Tissot, B.P., & Welte, D.H., 1984. Petroleum Formation and Occurrences. 2nd ed. Spinger-Verlag, Berlin, 699 p.

Truswell, J.F., 1972. Sandstone sheets and related intrusions from Coffee bay, Transkei, South Africa. *Journal of Sedimentary Petrology*, **42**, 578–583.

Uchupi, E., 1992. Angola basin: Geohistory and construction of the Continental Rise, In: Poag, C., and De Graciansky, P.C., (Eds.), Geologic evolution of Atlantic Continental rifts. New York: *Van Nostrand*, pp. 77–99.

Vétel, W., Cartwright, J.A., 2010. Emplacement mechanics of sandstone intrusions: insights from the Panoche Giant Injectite Complex, California. *Basin Research*, **22**, 783–807.

Vidal, O., Dubacq, B., 2009. Thermodynamic modelling of clay dehydration, stability and compositional evolution with temperature, pressure and aH2O. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **73**, 6544-6564.

Vigorito, M., Hurst, A., Cartwright, J. & Scott, A. 2008. Regional-scale shallow crustal remobilization: processes and architecture. *Journal of the Geological Society, London*, **165**, 609–612.

Vigorito, M., Hurst, A., 2010. Regional sand injectite architecture as a record of porepressure evolution and sand redistribution in the shallow crust: insights from the Panoche Giant Injection Complex, California, *Journal of the Geological Society, London*, **167**, 889–904.

Vitanage, P.W., 1954. Sandstone dikes in the South Platte area, Colorado. *Journal of Geology*, **62**, 493-500.

Walgenwitz, F., Pagel, M., Meyer, A., Maluski, H., and Monie, P., 1990. Thermo-chronological approach to reservoir diagenesis in the offshore Angola basin: a fluid inclusion 40Ar-39Ar and K-Ar investigation. *The Amercian Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **74**, 547-563.

Wall, G.R.T., & Jenkyns, H.C., 2004. The age, origin and tectonic significance of Mesozoic sediment-filled fissures in the Mendip Hills (SW England): implications for extension models and Jurassic sea-level curves. *Geol. Mag*., **141**, 471-504.

Walton, M. S., and O'Sullivan, R.B., 1950. The intrusive mechanics of a clastic dyke: *American Journal of Science*, **248**, 1-21.

Waterson, C.D., 1950. Note on the sandstone injections of Eathie Haven, Cromarty. *Geol. Mag.*, Cambridge, **87**, 133-139.

Watts, N.L., 1987. Theorical aspects of cap-rock and faults seals for single and two phase hydrocarbon columns. *Marine and Petroleum Geology*, **4**, 274-307.

Weberling, K.D., 2002. Clastic intrusions and cold seeps in the late Cretaceous- early Tertiary Great Valley forearc basin, Panoche Hills, CA: Structural context of a linked fluid system. Master's thesis: University of California, Santa Cruz, 48 p.

Whitmore, J.H., and Strom, R., 2010. Sand injectites at the base of the Coconino Sandstone, Grand Canyon, Arizona (USA). *Sedimentary Geology*, **230**, 46-59.

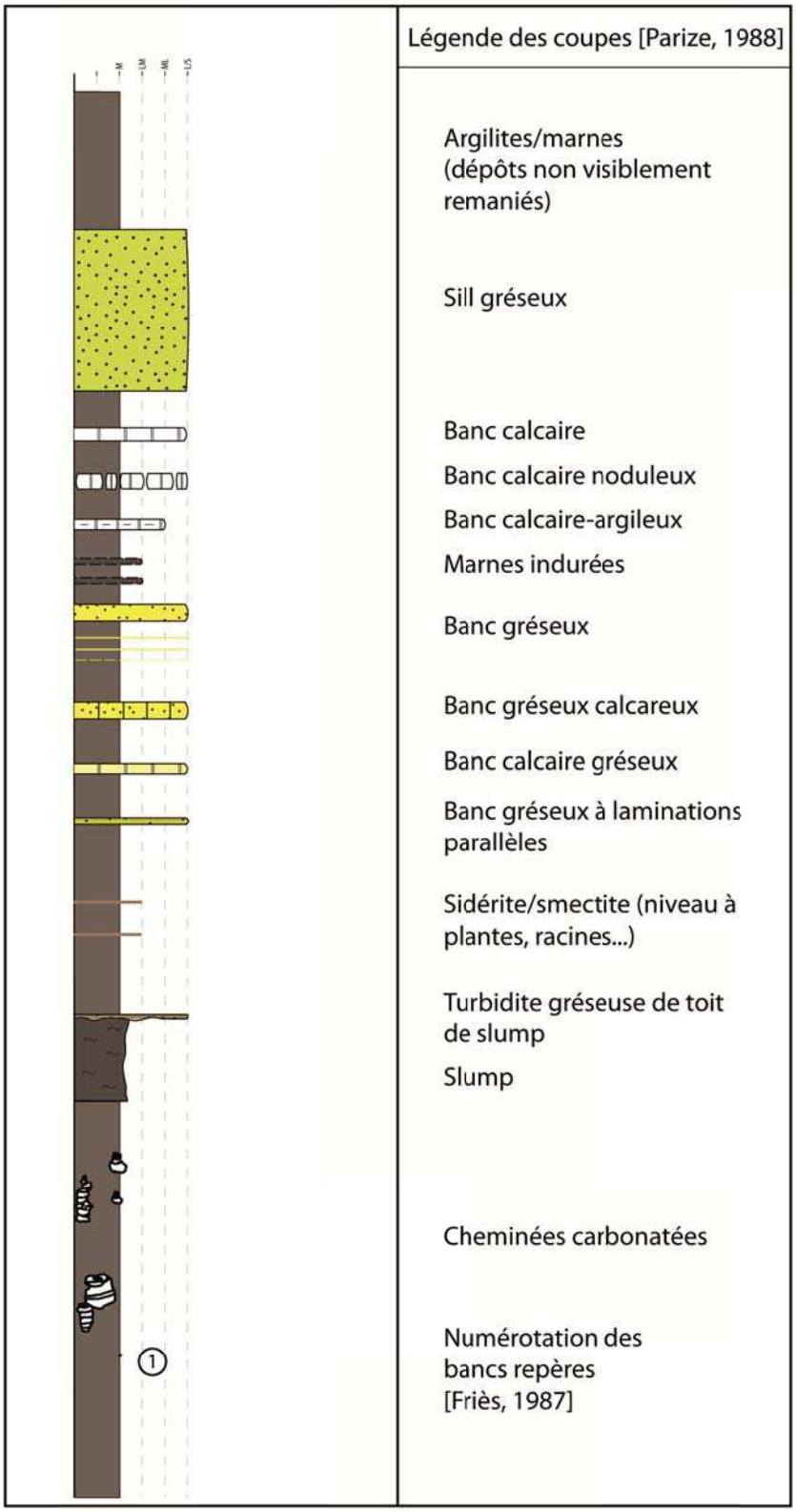
Winslow, M.A., 1983. Clastic swarms and the structural evolution of the foreland fold and thrust belt of the southern Andes. *Geol. Soc. Am. Bull.,* Boulder, 94, 1073-1080.

Yardley, G.S., & Swarbrick, R.E., 2000. Lateral transfer: a source of additional overpressure? *Marine and Petroleum Geology*, **17**, 523-537.

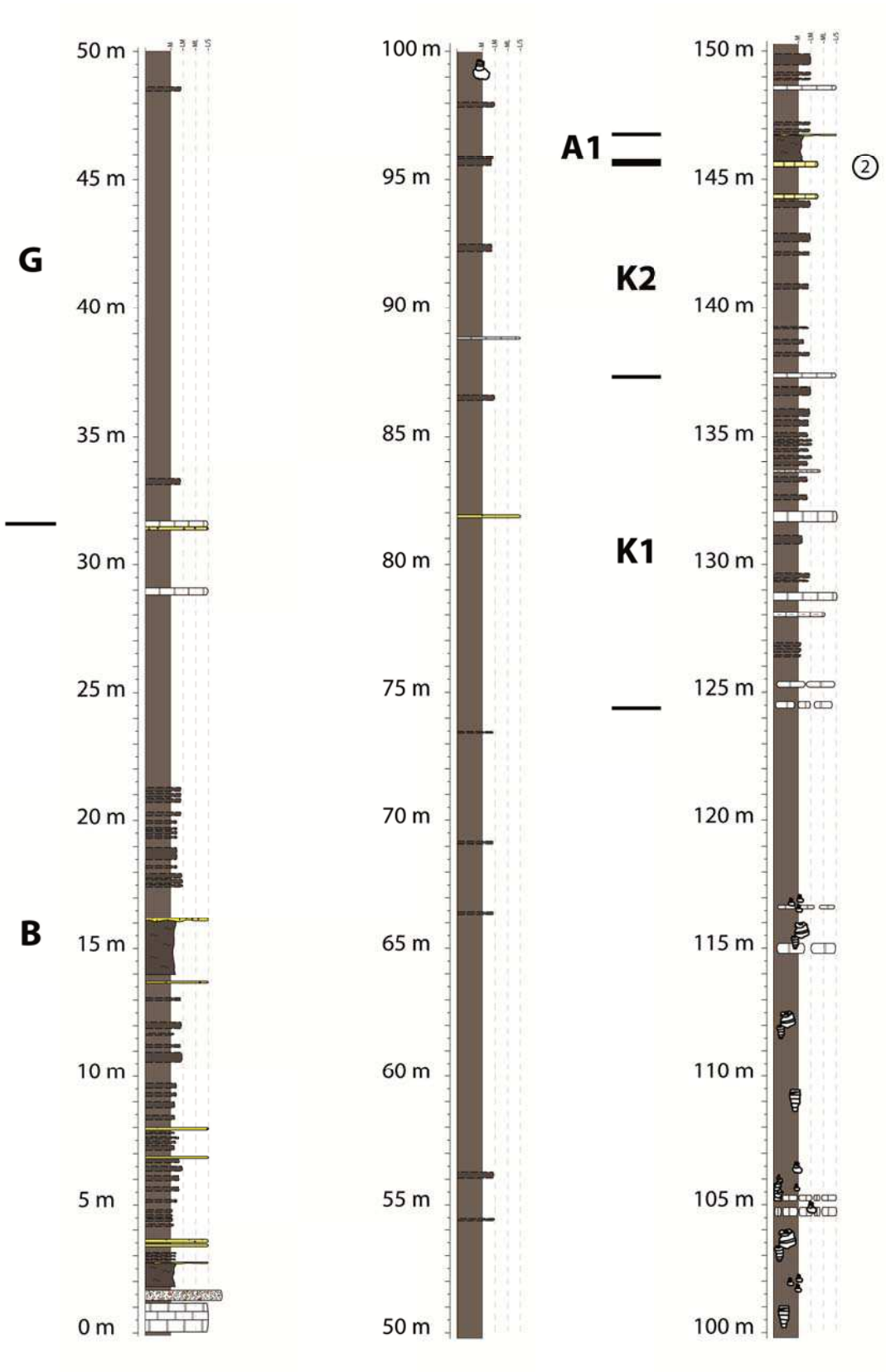
Yielding, G., 2002. Shale gouge ratio—Calibration by geohistory. In: Koestler, A.G., Hunsdale, R. (Eds.), Hydrocarbon Seal Quantification. Elesevier, Amsterdam. *Norwegian Petroleum Society (NPF) Special Publication*, **67**, 1–15.

Zhong, H., Harshal, P., Akhil, D-G., Jorge, P., Tai, P., 2002. Identifying Reservoir Compartmentalization and Flow Barriers Using Primary Production: *A Streamline Approach. Society of Petroleum Engineers*, DOI: 10.2118/77589-MS.

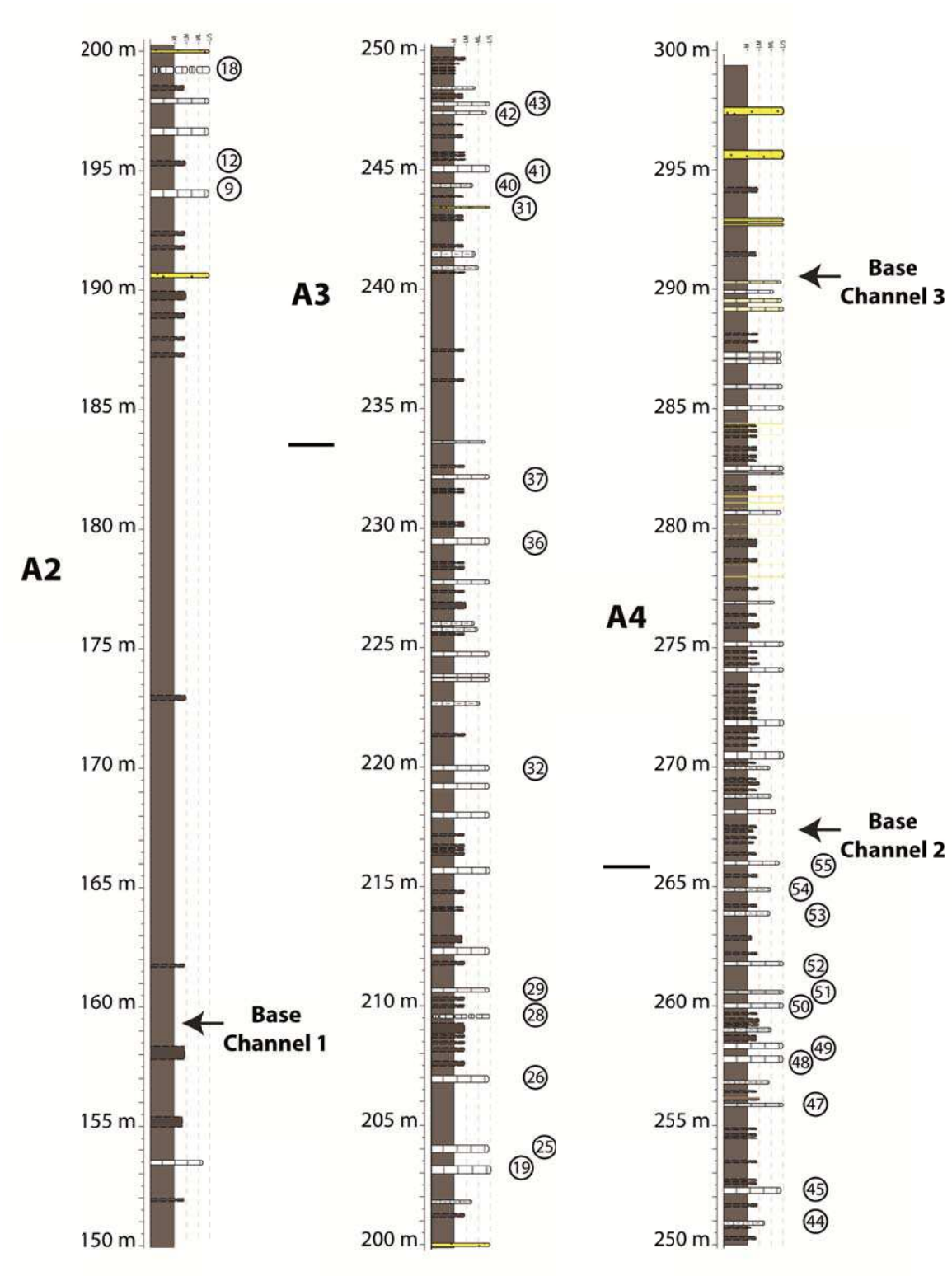
Annexes



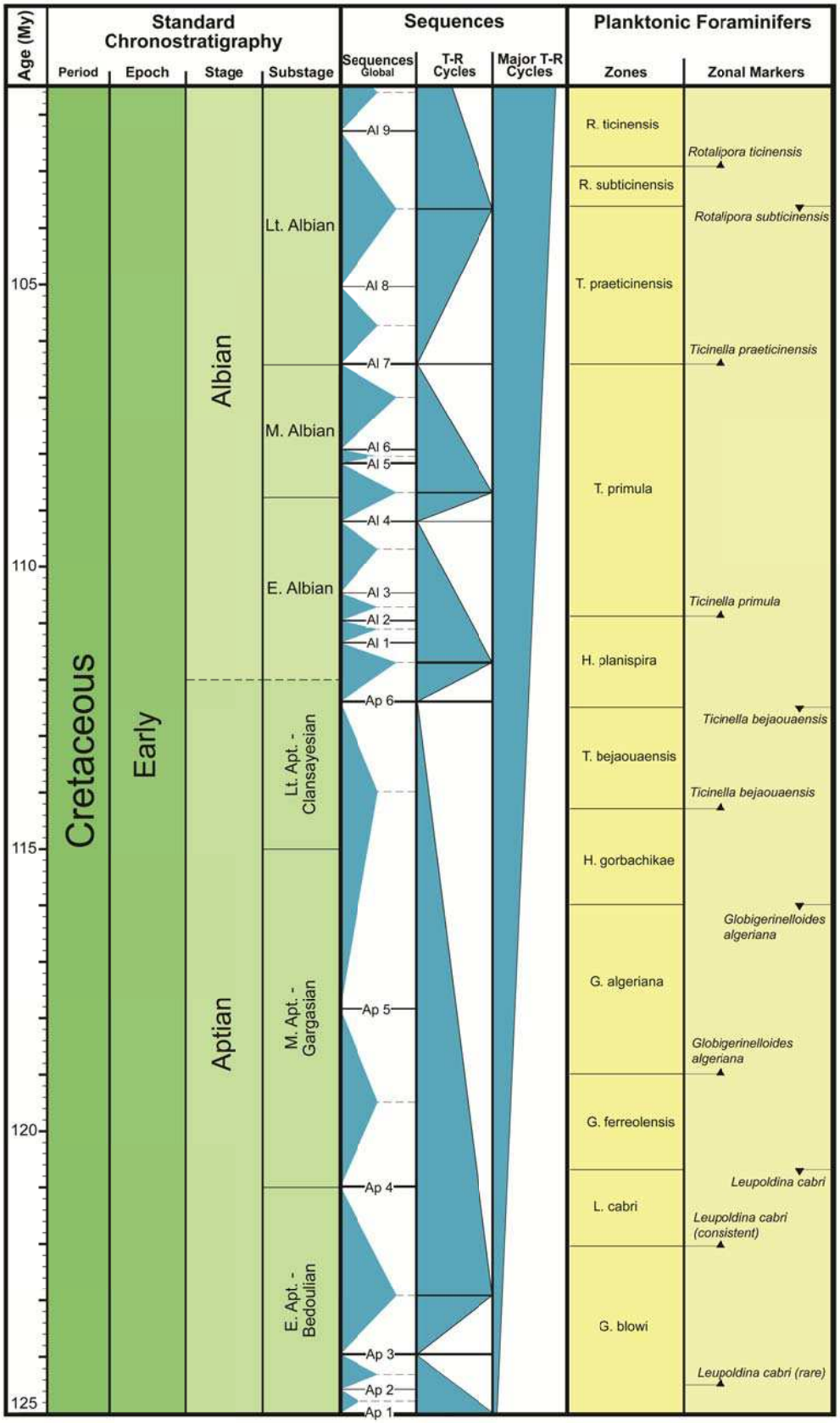
Légende des coupes sédimentologiques de la zone de Bevons (modifié de Parize, 1988).



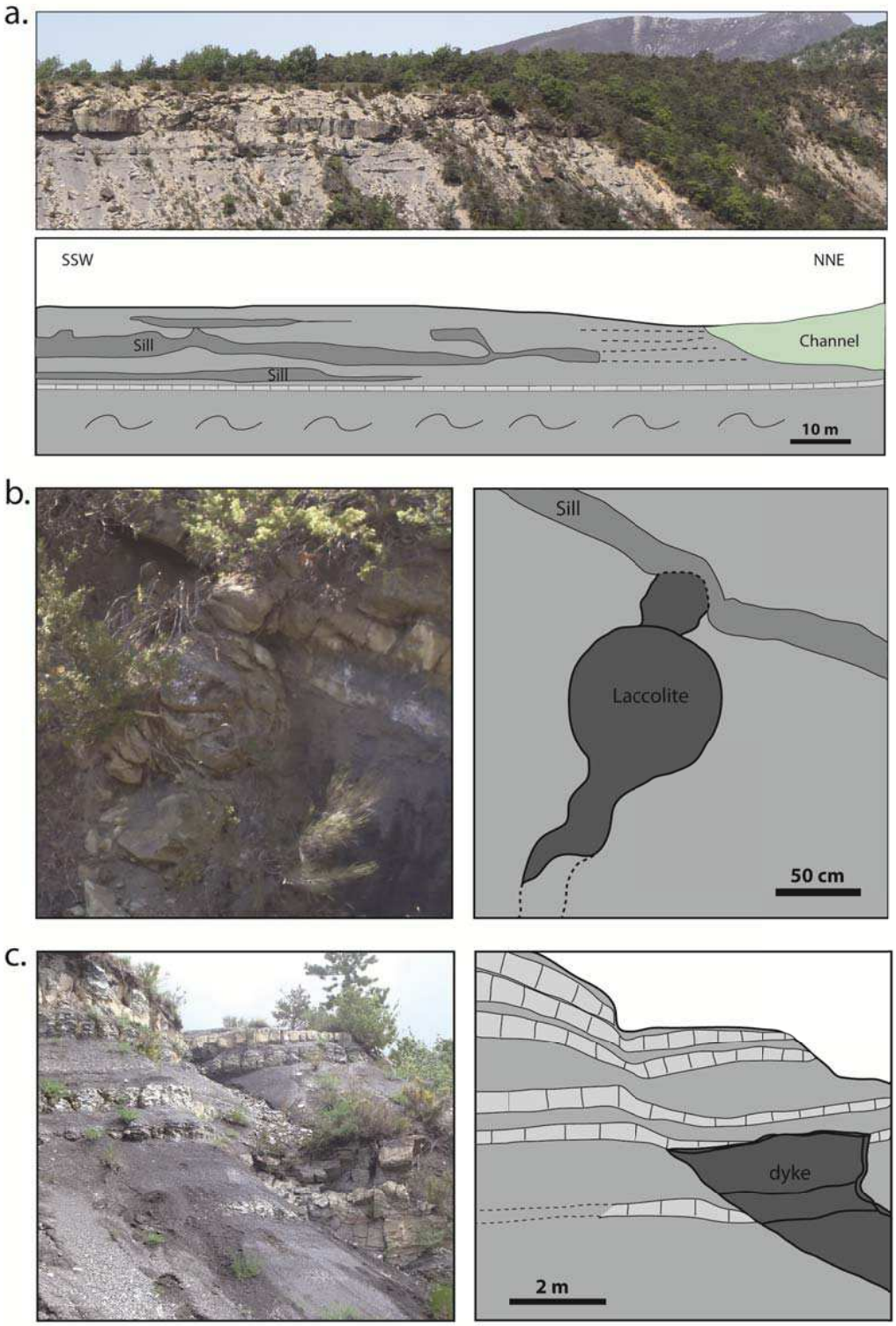
Annexe 1 : Coupe litho-stratigraphique type de la zone d'étude. La numérotation des bancs, ainsi que le découpage stratigraphique ont été définis par Friès (1987). Partie I



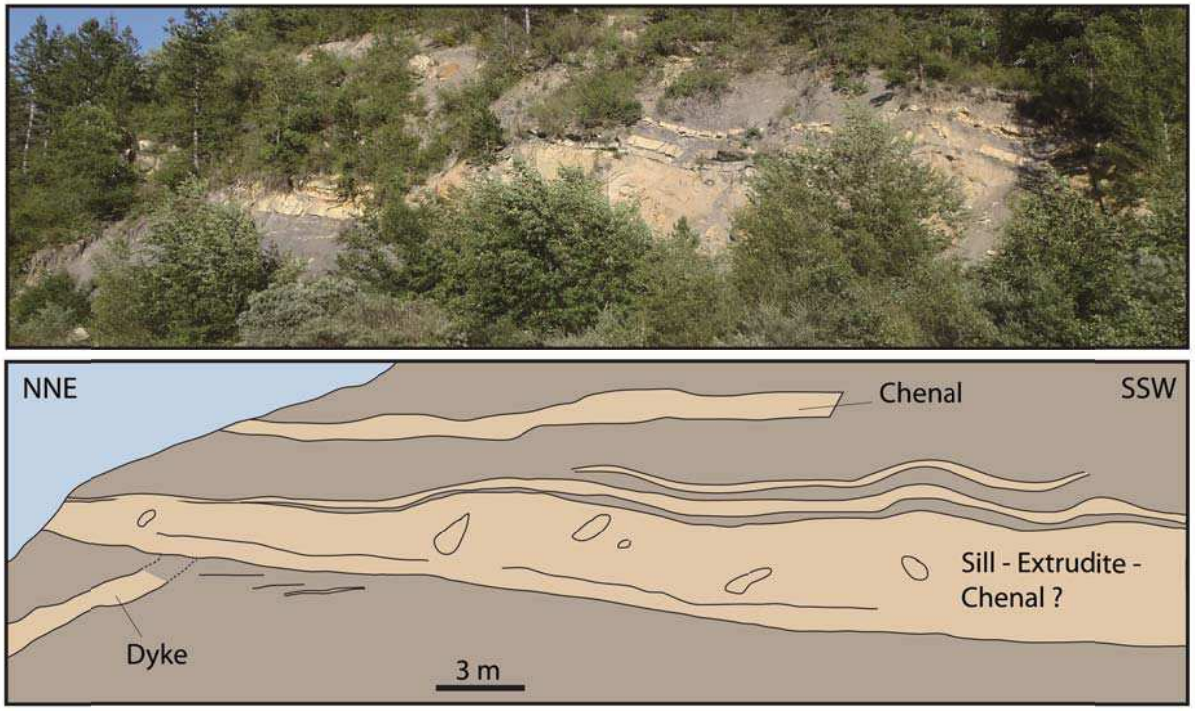
Annexe 1 : Suite - Coupe litho-stratigraphique type de la zone d'étude. La numérotation des bancs, ainsi que le découpage stratigraphique ont été définis par Friès (1987). Partie II



Annexe 2 : Charte biostratigraphique du Crétacé inférieur (d'après Hardenbol *et al.*, 1998 modifié de Gradstein et Ogg, 2004, 2008).



Annexe 3 : Sites à intrusions sableuses du bassin Vocontien. (a) Rosans : sills/wings d'épaisseur métrique et de plusieurs centaines de mètres de longueur, se propageant depuis un chenal turbiditique Aptien supérieur. (b) Nyons : dykes et laccolites sédimentaires d'épaisseur métrique, recoupant une série de quelques dizaines de mètre d'épaisseur et se propageant depuis un chenal turbiditique Albien moyen. (c) Serre-Chaitieu : dykes d'épaisseur décimétrique recoupant les séries Aptienne sur plusieurs dizaines de mètres jusqu'aux bancs calcaires de Clansayésien. Voir la figure A4.1 pour la localisation des affleurements.



Annexe 4 : Affleurement au sud du Couvent (au sud de la rivière du Jabron). Les corps sableux concordants avec la stratigraphie d'épaisseur décimétrique à pluri-métriques sont en relation avec un réseau de dykes d'épaisseur centimétrique à métrique. Les corps sableux concordants avec la stratigraphie ont été datés par encadrement entre l'Albien supérieur et le Cénomanien inférieur. Certains ont clairement été identifiés en tant que chenaux (rides, laminations planaires et *convolutées*…) mais les autres n'ont pas été interprétés bien que ce ne sont clairement pas des chenaux (ou remobilisés ?).

Monnier, D., 2013. Dynamique de mise en place des réseaux d'intrusions sableuses dans les bassins sédimentaires: Impact sur l'évolution post-dépôt des réservoirs et le réseau de migration associé.

Résumé :

Les intrusions sableuses (ou injectites) sont le plus souvent le produit de la remobilisation post-dépositionnelle des sédiments et de l'injection du sable dans les roches environnantes. Bien que reconnues pour la première fois il y a près de 200 ans, elles ne sont réellement étudiées que depuis quelques dizaines d'années, depuis que les concepts sur les environnements de dépôt dans les domaines marins profonds nous permettent de mieux comprendre les processus de mise en place. Cependant, ces processus restent encore aujourd'hui relativement mal compris. Notre approche repose sur l'étude d'injectites dans le bassin du Bas-Congo à partir de données de sismique et de puits que nous comparerons à un système fossile dans le bassin du SE de la France. Nous avons montré que :

(1) Dans des systèmes de chenaux turbiditiques enfouis, les dépôts de drapage sur les marges et terrasses de chenaux présentent la même signature géophysique que les injectites de type « wing ». Finalement, le seul critère sismique d'identification des injectites est la présence de réflexions sismiques sécantes vis-à-vis de la stratigraphie associée dans le meilleur des cas au soulèvement des réflecteurs sismiques sus-jacents.

(2) Des injectites d'échelle sismique en forme de cône et d'assiette ont été identifiées dans le bassin du Bas-Congo. La remobilisation résulte probablement des pressions anormales induites par l'effet de flottabilité des hydrocarbures piégés dans les marges d'un lobe enfoui sous 160 m de sédiment, puis de l'injection soudaine du sable fluidisé associée à la réactivation de failles (possible rôle des diapirs de sel à proximité).

(**3**) Un réseau d'injectites (dykes, sills/wings et laccolites) s'est formé dans le bassin Vocontien entre la fin de l'Albien supérieur et/ou le début du Cénomanien, depuis un chenal turbiditique de l'Albien inférieur-moyen. La mise en place résulte probablement de la compartimentalisation précoce du chenal au cours de son enfouissement et de l'augmentation du taux de sédimentation générant la surpression et de l'apport ultérieur d'importante quantité de fluides profonds déclenchant l'injection. L'injection du sable a été polyphasée : une première injection a formé des sills et une suivante des dykes. Les sills/wings et les dykes se sont propagés latéralement au chenal source sur environ 2 km et vers la surface sur environ 200 m, mettant en évidence une forte remobilisation latérale plutôt que verticale, contrairement à l'idée classiquement admise à partir de l'interprétation des données sismiques.

(4) La formation de ce large réseau d'injectites a été gouverné par des mécanismes d'hydrofracturation. Par conséquent, sa morphologie a été dépendante des hétérogénéités de la roche hôte (milieu isotrope, fracturé), des directions de paléo-contraintes (σ_3 = NW-SE) et de la profondeur d'enfouissement de la source (300-600 m) au moment de l'injection. L'étude de ce réseau fossile permet de définir les relations entre morphologie du réseau injecté et état de contraintes au moment de l'injection. Cette relation peut être extrapolée de façon à contraindre la morphologie des réseaux de subsurface au-delà de la visibilité sismique.

(5) Les sables injectés dans des lithologies de faible perméabilité témoignent d'un épisode d'échappement de fluide important dans les bassins étudiés mais ont aussi guidé les fluides longtemps après leur formation. Les injectites contribuent ainsi à l'initiation épisodique et la pérennisation de migrations de fluides dans les bassins sédimentaires.

Le processus d'injection est associé à l'échappement brutal de fluides, résultant vraisemblablement d'un évènement tectonique et/ou sédimentaire important, et l'architecture des réseaux d'injectites est gouverné par les paléo-contraintes locales et les hétérogénéités de la roche hôte. Par conséquent, la caractérisation des réseaux d'injectites est une étape importante dans la compréhension de la plomberie des marges, c'est-à-dire l'évolution post-dépôt des bassins sédimentaires.

Abstract:

Sand intrusions (or injectites) are most often the product of post-depositional remobilization of sand leading to its injection into the surrounding rocks. While injectites were recognized for the first time nearly 200 years ago, their emplacement process has been studied for a couple of decades only, since the concepts of deep sea depositional environments have allowed us to better understand their emplacement processes. However, these processes are still relatively poorly understood. Our approach is based on the study of injectites in the Lower Congo Basin from seismic and well data, which we compare to a fossil system in the SE France basin. We have shown that:

(1) In buried turbidite channel systems draping deposits on the channel flanks and terraces of channels have the same geophysical signature as 'wing-like' injectites. Finally, the only criterion for identifying seismic injectites is the presence of bedding-discordant seismic reflections, and in the best case the associated uplift of the overlying seismic reflectors.

(2) Seismic-scale conical and saucer-shaped sand injectites have been identified in the Lower Congo Basin. The remobilization is likely due to overpressuring induced by the buoyancy effect of hydrocarbons trapped in the margins of a lobe buried underneath 160 m of sediment, followed by the sudden injection of fluidized sand associated with fault reactivation of faults (with a possible role of nearby salt diapirs).

(3) A network of injectites (dykes, sills/wings and laccoliths) was formed in the Vocontian basin during the late Albian and/or early Cenomanian, from a lower-middle Albian turbidite channel. The emplacement is probably due to the early compartmentalization of the channel during its burial and the increase of the sedimentation rate generating overpressure; and the subsequent large influx of deep fluids triggering injection. The injection of sand was polyphased: a first episode formed the sills and another emplaced the dykes. Sills/wings and dykes propagated about 2 km laterally away from the parent sand body and about 200 m up to the surface, revealing a much more extended lateral than vertical reach, contrary to the classically accepted idea from the interpretation of seismic data.

(4) The emplacement of this large network of injectites was governed by hydrofracturing. Therefore, its morphology is dependent on the host rock heterogeneity (isotropy, fractures), the paleo-stress orientation (σ_3 = NW-SE) and the burial depth of the source (300-600 m) at the time of injection. The study of this fossil network allows us to define the relationship between morphology of the injected network and stress state at the time of injection. This relationship can be extrapolated to constrain the morphology of subsurface networks beyond seismic visibility.

(5) Sands injected into low permeability lithologies bear evidence to a major event of fluid escape in the studied basin, but also channeled fluids long after their formation. In this way, injectites both attest to specific episodes of fluid migration in sedimentary basins and contribute to long-lived re-routing of migrating fluids once emplaced.

The injection of sand is associated with the sudden escape of fluids, probably resulting from a significant tectonic and/or sedimentary event; in addition, the architecture of injectite networks is governed by the local paleo-stress and heterogeneity in the host rock. Consequently, characterizing injectite networks is an important step in understanding the plumbing systems of continental margins, i.e. the post-depositional evolution of sedimentary basins.