



Thèse présentée pour l'obtention du diplôme de Docteur de l'Université de Strasbourg Spécialité : Sciences de la Terre et de l'Univers

par Joachim PLACE

# Caractérisation des chemins de circulations de fluides dans le réseau poreux d'un batholite granitique

Application au site géothermique de Soultz-sous-Forêts



Soutenue publiquement le 19 octobre 2010

## Membres du jury

| Jean-Michel Marthelot, Professeur, IPGS/EOST, Université de Strasbourg           | Rapporteur interne        |
|--|---------------------------|
| Mary Ford, Professeur, CRPG, Nancy Université                                    | Rapporteur externe        |
| Jean-Luc Mari, Professeur, IFP-School (ENSPM)                                    | Rapporteur externe        |
| Eva Schill, Professeur, Université de Neuchâtel                                  | Examinateur               |
| Judith Sausse, Maître de Conférences, G2R, Nancy Université                      | Invité                    |
| Phlippe Laplaige, Ingénieur, ADEME   | Invité                    |
| Laurent Lelait, Chef de groupe, ElfER  | Invité                    |
| Albert Genter, Directeur scientifique, GEIE "Exploitation Minière de la Chaleur" | Invité                    |
| Yves Géraud, Maître de Conférences, IPGS/EOST, Université de Strasbourg          | Directeur de thèse        |
| Marc Diraison, Maître de Conférences, IPGS/EOST, Université de Strasbourg        | Examinateur, co-encadrant |

ADEME



Thèse cofinancée par l'ADEME et ElfER



Agence De l'Environnement et de la Maîtrise de l'Énergie

European Institute for Energy Research

"Se coucher tard... nuit !"

Raymond Devos

# Remerciements

Je remercie vivement mes directeurs de thèse, Yves Géraud et Marc Diraison, pour leur investissement, leur confiance et leur encadrement. Merci d'avoir accepté le défi de faire évoluer un non-géologue dans les domaines de la géologie structurale et de la pétrophysique, par la discussion, par les missions de terrain nombreuses et variées, et par les schémas sur des sets de table...

Je remercie chaleureusement les membres de mon jury, Mary Ford, Jean-Luc Mari, Jean Michel Marthelot, Eva Schill, Judith Sausse, Albert Genter, Laurent Lelait, et Philippe Laplaige pour la considération qu'ils ont portée à mon travail.

Ma reconnaissance va également à l'ADEME et EIFER pour le financement de la thèse. Merci notamment à Philippe Laplaige (ADEME), Hatem Marzouk, Laurent Lelait et Roman Zorn (EIFER) pour la confiance et la liberté d'action qu'ils m'ont accordées. Ma gratitude va naturellement à Daniel Fritsch (EDF), qui a mis fin à une année pénible de recherche de financements en stimulant la coopération entre l'ADEME et EIFER.

Je remercie le GEIE "Exploitation Minière de la Chaleur" et son personnel affable, pour son aide et notamment la mise à disposition des données. Un grand merci en particulier à André Gérard, aux côtés de qui j'ai beaucoup appris, et à qui je dois mon intégration dans le monde de Soultz. Merci à Albert Genter et Nicolas Cuenot pour leur précieuse coopération, et à Jean-Jacques Graff pour son soutien.

Je remercie tous les collègues qui se sont impliqués pour m'aider (j'espère n'oublier personne ; le cas échéant, veuillez avertir la rédaction qui transmettra !) :

- Charles Naville, à qui je dois de ne parfois plus voir la vie en rose mais en noir et blanc. Je te dois d'être devenu aussi, quelque part, un Very Special People à la suite de ma (dé-)formation aux doux parfums de Primevères et de mirabelle (et de RER aussi...). Après cette initiation auprès des Sages, c'est par un beau matin d'avril 2007 que j'ai enfin vibré et reçu l'Illumination incarnée par une pompe Japy : j'allais enfin intégrer que "la sismique, c'est l'art de convertir du gasoil en trace sismique"...
- Judith, aaah, Judith! Grand merci pour avoir chaussé tes lunettes gOcad pour mes humbles facettes VSP, et par-dessus tout pour ta disponibilité, ton ouverture et ton soutien aux petits jeunes qui débarquent à 8 h du mat' pour des journées 3D qui font chauffer les ordis.
- Albert, pour ton assistance constante et les discussions constructives (et agrémentées de bonnes blagues !) dans la moiteur d'un cratère islandais ou dans des préfabriqués de l'Outre-Forêt...
- Les "flying geophysicists" Georges Herquel, Jean Bernard Edel, Maksim Bano, Julien Guillemoteau et leurs fidèles disquettes, pour les acquisitions et résultats espectacular ! Merci à Karl-Josef Sandmeier qui a fait évoluer Reflexw pour que nous puissions produire de bien belles images tomographiques.
- · Jean-Michel, pour ton aide sur la modélisation de temps de trajets 3D qui m'a bien fait tourner la tête avant que tu n'interviennes !
- Hagen Steger (Karlsruher Institut für Technologie) pour la réalisation des lames minces, et Roman Zorn, pour leur financement.
- · Isabelle Thinon, Chrystel Dezayes, Franck Hanot, et plus largement le BRGM pour le retraitement de la ligne sismique PHN84J et leur assistance dans son interprétation.
- · Marc Schaming, pour sa promptitude à relire des vieilles bandes magnétiques ou encore donner un avis

critique sur des données sismiques.

- Les "analyseurs d'échantillons", qui sont intervenus depuis les mesures jusqu'aux interprétations : Christophe Lecuyer, François Gauthier-Lafaye et Raymond Montigny en isotopie, René Boutin, José Balouka et Peter Stille en éléments majeurs et traces, Fabienne Huber et Amélie Aubert en diffractométrie des RX et en calcimétrie, Gilles Morvan aux platines euh, pardon... au MEB, et enfin Bertrand Fritz, pour ses réponses pédagogiques aux non-géochimistes.
- · Alain Arth, John Moine et Bertrand Renaudie pour leur aide technique et leurs conseils avisés.
- · Pierre Regenass, Christophe Auvray et Laurent Schoumacker pour des mesures de vitesses sur échantillons.
- · Hagen "clic-clic" Deckert pour ses analyses d'affleurements.
- · Jim Faulds, pour son expérience de terrain et pour les discussions très profitables.
- Aux stagiaires de licence et d'école Toufik Bencharif, Mélanie Denecker, Ludovic Jeanniot, Aurélie Pujol. Merci à Corysande Prié et Pierre Alexandre Reninger de s'être accrochés aux VSP même si les données prévues n'ont pas été disponibles.
- · Joseph Hormière pour son aide sur les applications du principe de Fermat.

Merci aussi aux enseignants avec qui j'ai pu apprendre très agréablement à l'occasion du monitorat. Je pense principalement à Hubert Whitechurch (qui raconte pendant ses cours que "la région de Péchelbronn est l'une des mieux connues au monde"), Michel Frogneux, Yves Géraud, Gianreto Manatschal, Marc Munschy (mon tuteur !).

Merci aux personnels administratifs, notamment Ghenima Begriche, Caroline Lazarus, Joëlle Jelaca, Yves Armando (joueur jusqu'au bout, et jusqu'au but !). Merci à Florence Beck de l'école doctorale, au personnel du bureau des études doctorales de l'UdS et de la cellule thèse de l'ADEME.

Merci aux informaticiens, et notamment à Alain Clément pour son efficacité soft&hardware dans les moments critiques.

Merci à Didier, pour son coup de pouce de 20h12.

Et je termine pêle-mêle par les inclassables... Merci à :

- La troupe des ouvriers du savoir, artisans de la connaissance, Serviteurs de l'Idée : les thésards !! Les bons moments ont été nombreux et intenses en votre compagnie.
- Edouard, l'analogue de thèse, pour bien trop de choses qui m'échappent, mais quand même, et en vrac, pour la mayonnaise maison, les araignées de mer, l'Equipe, BB initials, Aicha, le bar (poisson), l'animation du bureau, Arcmap, les Clash, le record des 25 têtes, Galette-Saucisse-je-t'aimeeuux, Loic Lantoine, la camaraderie, les pots belges de fin de thèse (pulco), la fête de la moustache, l'équipe de foot, le copain.
- · Emilie, qui est tout de même bien plus qu'une femme de joueur.
- L'équipe des Marteaux (2008) puis les Marteaux Killers (2009-2010) qui s'est illustrée autant dans la bonne humeur que sur les pelouses de l'Orangerie ou d'Illkirch (et aussi lors d'une troisieme mi-temps méritée au boulevard de... la victoire !). Merci à Maurice Coppé qui offre chaque année l'occasion aux

universitaires de s'aérer les méninges et de se rencontrer.

- · Jérémie, au sommet de la blague et ses blagues aux sommets. Pardon pour n'avoir pas été au même son de cloche un certain dimanche matin...
- Claire, pour ne s'être pas effrayée d'un fou qui faisait un pari débile, et pour les transports qui ont suivi ce pari... Merci pour tes jeux de mots sains d'esprit et pour m'avoir enfin fait comprendre les bases du sudoku, de quoi affronter la vacuité post-rédactionnelle des trajets en train (Ultreia !).
- Elodie, pour cerner les pépins aussi vite qu'elle en connaît les solutions, et ses leçons de réalisme tout aussi abruptes et appropriées.
- · Francis, pour les affleurements citadins de Buntsandstein en oriels.
- Ma famille pour son soutien permanent, et ce jusqu'aux corrections de dernière minute, orthographiques pour maman, et capillaires pour papa.
- · La Soultz-cosmopolite-team, spécialiste en aération des méninges, mouillage de maillots et embourbement des baskets...
- · La Cho-U !!... Les douces partitions de musique ont été vitales dans la dure parturition de manuscrit.
- Aux freins du vieux 806, qui ont eu la bonne intuition de lâcher au dernier stop AVANT de monter à l'Alpe d'Huez.
- L'alimentation de mon ordinateur, qui a eu le bon goût de se retirer seule de l'aventure à 2 semaines de la soutenance, sans organiser de mutinerie généralisée au sein du PC.
- · Tous les copains.
- · Dimitri, magicien qui sait remplir un tupperware d'une dose hebdomadaire de réconfort.
- Anne, pour les espérés majestueux brames de cerfs qui se transforment en simples aboiements de chevreuils, pour les kebabs pleins de sauce, et pour les instants folks.
- La clémente Jeanne qu'un sort terrible a acculée. Face aux couchers de lampadaires et contre l'adversité, nous avons su tenir et soutenir... "Courage, O désespoir !" disait, lucide, Pierre Norqueille.
- · Steven, l'En Avant pied gauche des marteaux killers, Super Touf, héros étoilé des nuits.
- Yogi Mathias, avec qui nous finissons cette thèse en acolytes accordés et encordés, à l'issue de quelques égarements dans les houblonnières du Seigneur. Tu avais pourtant commencé très haut en mon estime, dans un rôle de grand maître de la bonne note bi-tessiture, de l'hémiole et de la tierce picarde. Merci pour ta gourde insignifiante à laquelle tant de gens ont cru s'y fier... alors que son infaillible contenu a permis maintes fois de tenir un pupitre alerte, parfois aussi longtemps qu'une Passion sans entracte.
- · Suzon, pour ton soutien sans faille ni découplage.

# **CONVENTIONS ET NOTATIONS**

Quelques termes utilisés dans le manuscrit sont définis ici.

## **Coefficients de réflexion**

 $R_{PP}: \text{ coefficient de réflexion P-P (mode P, sans conversion) sur une interface séparant deux}$ milieux (1 et 2) de densité q et de vitesse V:  $R_{PP} = \frac{\rho_2 \times V_{P2} - \rho_1 \times V_{P1}}{\rho_2 \times V_{P2} + \rho_1 \times V_{P1}} \quad \begin{array}{l} \text{(pour une propagation} \\ \text{du milieu 1 vers le} \\ \text{milieu 2)} \end{array}$ 

 $R_{_{PS}}$ : coefficient de réflexion P-S (mode P incident, mode S converti après réflexion)

## Échelle

Échelle kilométrique : échelle comprise entre le kilomètre et 10 kilomètres.

Échelle hectométrique : échelle comprise entre l'hectomètre et le kilomètre.

Échelle décamétrique : échelle comprise entre le décamètre et l'hectomètre.

Échelle métrique : échelle comprise entre le mètre et le décamètre.

Échelle décimétrique : échelle comprise entre le décimètre et le mètre.

Échelle centimétrique : échelle comprise entre le centimètre et le décimètre.

Échelle millimétrique : échelle comprise entre le millimètre et le centimètre.

Le mot "échelle" sera souvent utilisé comme synonyme de "dimension", en particulier lorsqu'il sera qualifié de "petite" ou "grande". En général, "petite échelle" désignera les dimensions inférieures au décamètre, et "grande échelle" désignera les dimensions supérieures à l'hectomètre.

## Orientations

Les orientations sont données par des valeurs numériques lorsqu'une certaine précision est nécessaire (par exemple N025°E), sinon elles sont données par des valeurs littérales (par exemple NNE-SSW).

Les représentations d'orientations en diagrammes stéréographiques sont construites sur l'hémisphère inférieur, avec un canevas de Schmidt, avec conservation des aires. N indique le nombre de mesures représentées.

Sur les représentations en rosaces, les catégories d'orientations sont par défaut de 5°, centrées en N000°E, N005°E,... Les représentations en histogrammes représentent aussi des gammes de 5° mais centrées en N002,5°E, N007,5°E,...

## Porosité de fracture

 $\Phi$  désignera la "porosité de fracture", remplie par des précipitations secondaires préservées. Il s'agit du volume représenté par des veines par unité de volume.

## Profondeur

Concernant le site de Soultz-sous-Forêts, les profondeurs données en puits sont par défaut des profondeurs mesurées le long de la trajectoire des puits.

## Puits d'exploration

KTB et SG3 sont des puits d'exploration scientifique situés respectivement en Allemagne (foré jusqu'à 9 km) et en Fédération de Russie (foré jusqu'à 12 km).

## Socle

Le terme de socle désignera les formations cristallines paléozoïques des systèmes étudiés. Le toit du socle désignera la partie supérieure d'un socle, témoignant de phénomènes d'altération supergène et/ou d'exfoliation.

## Valencia, Valence

Le nom de la ville de Valencia (Espagne) ne sera pas francisé pour la distinguer de la ville de Valence (France), ces deux villes ayant donné leur nom à des bassins tertiaires qui pourraient être confondus.

# Sommaire

## Avant propos 15

## CHAPITRE 1 Introduction générale 23

## I. HISTOIRE GÉOLOGIQUE DES ZONES ÉTUDIÉES 27

- I 1. ÉVOLUTION GÉODYNAMIQUE DE L'EUROPE DU PALÉOZOÏQUE À L'ACTUEL 27
  - I 1.1 Édification de la chaîne varisque 27
  - I 1.2 Relaxation de la chaîne varisque 27
  - I 1.3 Évolution géodynamique générale lors du cycle alpin 28
  - I 1.4 La formation de l'ECRIS 30
- I 2. ÉVOLUTION DU DOMAINE RHÉNAN DU PALÉOZOÏQUE À L'ACTUEL 32
  - I 2.1 Le cycle varisque 32
  - I 2.2 Évolution tardi-paléozoïque et mésozoïque 34
  - I 2.3 Le rifting cénozoïque 36
  - I 2.4 Mouvements tectoniques récents et activité sismique 38
  - I 2.5 Récapitulatif sur la structuration régionale 39

#### I 3. ÉVOLUTION DE LA CATALOGNE DU PALÉOZOÏQUE À L'ACTUEL 40

- I 3.1 Le cycle varisque 40
- I 3.2 Expression des riftings mésozoïques 41
- I 3.3 L'orogénèse pyrénéenne et l'extension cénozoïque 41
- I 3.4 Évolution plio-quaternaire 42
- I 3.5 Récapitulatif sur la structuration régionale 44
- I 4. SYNTHÈSE : ANALOGIES ET DIFFÉRENCES ENTRE LES DEUX RÉGIONS 45

## II. CARACTÉRISATION DES RÉSERVOIRS FRACTURÉS 47

- II 1. DÉFINITION D'UN RÉSERVOIR FRACTURÉ 47
- II 2. LES ÉLÉMENTS QUI COMPOSENT CES RÉSERVOIRS 47
- II 3. CAS DES SOCLES CRISTALLINS 49
- II 4. MÉTHODES D'INVESTIGATION DES RÉSERVOIRS FRACTURÉS 50
  - II 4.1 Structures régionales, failles majeures et couloirs de fracturation 50
  - II 4.2 Fracturation décimétrique à décamétrique 51
  - II 4.3 Modélisations statiques des réservoirs 54
- II 5. CIRCULATION DES FLUIDES ET PHÉNOMÈNES ASSOCIÉS 55
  - II 5.1 Circulations à l'échelle de la zone de faille 55
  - II 5.2 Caractérisation du contrôle structural sur les circulations 56
  - II 5.3 Optimisation des propriétés des réservoirs 58
  - II 5.4 Sismicité et analyse des contraintes dans un réservoir 58
  - II 5.5 Modélisations d'écoulements 59
- II 6. LIMITES À LA CARACTÉRISATION DES RÉSERVOIRS FRACTURÉS 59

## III. État des connaissances sur le réservoir fracturé de Soultz-sous-Forêts 63

#### III 1. LITHOLOGIE DU SOCLE 64

- III 1.1 Faciès granitiques 64
- III 1.2 Faciès d'altération 65
- III 2. CARACTÉRISATIONS STRUCTURALES 66
  - III 2.1 Structuration régionale 66
  - III 2.2 Investigations du réservoir 67
  - III 2.3 Remplissages des structures 72
  - III 2.4 Propriétés pétrophysiques des formations 72

#### III 3. COMPORTEMENT DU RÉSERVOIR : DONNÉES DYNAMIQUES 73

- III 3.1 Fluides naturels 73
- III 3.2 Stimulation des puits et activité microsismique 74
- III 3.3 Évaluation des contraintes 76
- III 3.4 Comportement hydraulique du réservoir 76

#### III 4. MODÉLISATIONS STATIQUES ET DYNAMIQUES DU RÉSERVOIR 78

#### III 5. BILAN SUR LA CARACTÉRISATION DU RÉSERVOIR DE SOULTZ-SOUS-FORÊTS 79

III 5.1 Un peu d'histoire : identification du contrôle structural des circulations 79

- III 5.2 Limitations actuelles des méthodes de caractérisation 80
- III 5.3 Quelques lacunes structurales ? 81

## IV. Définition du sujet de thèse 83

## CHAPITRE 2 Méthodes 87

## I. Propagation des ondes sismiques 89

## II. SISMIQUE DE PUITS : VERTICAL SEISMIC PROFILING 90

- II 1. DISPOSITIF D'ACQUISITION ET SIGNAUX ENREGISTRÉS 90
- II 2. PRÉTRAITEMENT DES DONNÉES 91
- II 3. TRAITEMENT DES DONNÉES 91
- II 4. ORIENTATION DE RÉFLECTEURS PAR MODÉLISATION DE TEMPS DE TRAJET 92 II 4.1 Observations préliminaires 92
  - II 4.2 Modélisation des géométries et des temps de trajet 93
- II 5. ORIENTATION DE RÉFLECTEURS PAR ANALYSE DE POLARISATIONS 96

## III. Tomographie sismique 98

III 1. LA MÉTHODE SIRT 98

#### III 2. ACQUISITION 99

#### III 3. TRAITEMENTS 100

- III 3.1 Pointés des premières arrivées 100
- III 3.2 Incertitudes sur les vitesses de rais 100
- III 3.3 Tomographie 1D/2D de premières arrivées 101
- III 3.4 Tomographie 3D en transmission 101
- III 4. TRAITEMENTS SPÉCIFIQUES 103
  - III 4.1 Correction #1 103
  - III 4.2 Correction #2 105

## IV. RADAR 106

- IV 1. ACQUISITION ET TRAITEMENT 106
- IV 2. PENDAGE APPARENT ET PENDAGE RÉEL 107

## V. Tomographie électrique 108

## VI. Analyses statistiques de populations de fractures 109

CHAPITRE 3 Caractérisation du réservoir de Soultz-sous-Forêts : Structuration et chemins de circulation 111

## I. Structuration du socle 115

I 1. CARTOGRAPHIE 3D DE RÉFLECTEURS PAR VSP - MODÉLISATIONS DE TEMPS DE TRAJET 115

- I 1.1 Introduction 116
- I 1.2 Status of the VSP data used in this study 119
- I 1.3 Isotropic 3C data processing 120
- I 1.4 Interpretation 122
- I 1.5 Travel time modeling 126
- I 1.6 Improvement of the reservoir model 130
- I 1.7 Discussion 131
- I 1.8 Conclusion 136
- I 1.9 Acknowledgements 137
- I 1.10 Appendix 137
- I 1.11 Bibliography 142

#### I 2. CARTOGRAPHIE 3D DE RÉFLECTEURS PAR VSP - ANALYSES DE POLARISATIONS 148

- I 2.1 Exemple d'analyse 148
- I 2.2 Résultats 150
- I 2.3 Discussion 150
- I 2.4 Conclusion 152
- I 3. COMPORTEMENT ÉLASTIQUE DE ZONES DE FAILLE DE SOCLE 153
  - I 3.1 État des connaissances 153
  - I 3.2 Modélisation de réponses sismiques de failles 156
  - I 3.3 Discussion 157
  - I 3.4 Conclusion 158

#### I 4. ANALYSES STATISTIQUES DE MARQUEURS DE CIRCULATION 159

- I 4.1 Orientation intra-bloc des veines 159
- I 4.2 Épaisseurs des veines 162
- I 4.3 Zones altérées 164

## II. Structure de la couverture sédimentaire 165

#### 1. INTRODUCTION 168

#### 2. SEISMIC REFLECTION PROFILE INTERPRETATION 168

- 2.1. Description of the data 168
- 2.2. Reprocessing of line PHN84J 170
- 2.3. Interpretation approach 170
- 2.4. Main observations 171
- 2.5. Discussion 171

#### 3. 3C VSP INTERPRETATION APPLIED TO DIFFRACTION 172

- 3.1. Description of the data 172
- 3.2. VSP arrivals identification 172
- 3.3. Interpretative exploitation of diffracted events 172
- 3.4. P and S wave velocities 174
- 3.5. Estimation of distance D by curvature 174
- 3.6. Estimation of distance D by travel time 174
- 3.7. Discussion 175
- 4. CONCLUSION 177

#### **ACKNOWLEDGEMENTS 177**

**REFERENCES** 177

#### **III. DISCUSSION 179**

- III 1. RELATIONS STRUCTURALES ENTRE LE SOCLE ET SA COUVERTURE SÉDIMENTAIRE180III 1.1 Réseaux de failles180
  - III 1.2 Analyse de diffraction 182
- III 2. CHEMINS DE CIRCULATIONS AU SEIN DU SOCLE 185

III 3. DISCUSSION DES MÉTHODES EMPLOYÉES 188

- III 3.1 Imagerie de puits-VSP 188
- III 3.2 Sismicité-VSP 190
- III 3.3 Sismique réflexion-VSP 192

## **IV.** Conclusion 194

# CHAPITRE 4 Un réservoir à l'affleurement : l'exemple de Tamariu 195

## I. NATURE DU SOCLE 198

- I 1. FACIES PLUTONIQUES 198
- I 2. FACIÈS FILONIENS 198

## II. Reconnaissance multi-échelles des réseaux structuraux 200

- II 1. ACQUISITION DES DONNÉES 200
  - II 1.1 Environs de l'affleurement : interprétation de MNT 200
  - II 1.2 Échelle de l'affleurement : failles majeures et mineures 202
  - II 1.3 Échelle de l'affleurement : télédétection 202
  - II 1.4 Échelle de l'affleurement : fracturation 204

#### II 2. ANALYSE DIRECTIONNELLE MULTI-ÉCHELLE 206

II 3. SYNTHÈSE ET DISCUSSIONS SUR LA STRUCTURATION DE L'AFFLEUREMENT ET DE SES ENVIRONS 208

- II 3.1 Sauts d'échelle 208
- II 3.2 Failles kilométriques au voisinage du site étudié 208
- II 3.3 Identification de blocs structuraux 209
- II 3.4 Variations locales des directions de fracturation de petite échelle 209

## III. MARQUEURS CARBONATÉS DE PALÉO-CIRCULATIONS 211

#### III 1. NATURE DES VEINES CARBONATÉES 211

- III 1.1 Calcites blanches 211
- III 1.2 Carbonates à oxydes 213

#### III 2. CONTRAINTES STRUCTURALES ET GÉOCHIMIQUES SUR LA MISE EN PLACE DES CARBONATES 214

- III 2.1 Chronologie relative de l'activité des structures 214
- III 2.2 Caractérisation des déformations 216
- III 2.3 Origine des fluides et températures de cristallisation 218

#### IV. CARACTÉRISATION DU DRAINAGE NATUREL 221

- IV 1. DISTRIBUTION DES CARBONATES À OXYDES 221
  - IV 1.1 Échelle globale de l'affleurement 221
  - IV 1.2 Échelle des blocs 222
  - IV 1.3 Échelle d'un couloir de circulation 225
  - IV 1.4 Échelle de l'échantillon 230

#### IV 2. ESPACEMENT DES STRUCTURES 232

- IV 2.1 Description des données 232
- IV 2.2 Résultats 234
- IV 2.3 Interprétation 235
- IV 2.4 Volumes relatifs de carbonates à oxydes 237

## V. Synthèse et discussion 239

V 1. MÉTHODOLOGIE 239

#### V 2. SYNTHÈSE SUR LA STRUCTURATION DU RÉSERVOIR 239

#### V 3. CONTEXTES GÉODYNAMIQUES LORS DE LA PRÉCIPITATION DES CARBONATES 241

- V 3.1 Caractérisation de la pression de fluides 241
- V 3.2 Précipitations des carbonates et calendrier tectonique 241

## VI. CONCLUSION 244

VII. ANNEXE 245

# CHAPITRE 5 Caractérisation géophysique de failles de socle sous l'effet d'une altération supergène 247

## I. Site de la Terra Negra (tng) 251

- I 1. MÉTHODES SISMIQUES 251
  - I 1.1 Acquisitions 251
  - I 1.2 Observations préliminaires 251
  - I 1.3 Tomographies sismiques 255
- I 2. RADAR 258
  - I 2.1 Acquisition 258
  - I 2.2 Résultats 258
- I 3. ÉLECTRIQUE 260
- I 4. SYNTHÈSE DES RÉSULTATS (TNG) 260

## II. SITE DE SALIONÇ (SAL8) 263

- II 1. ACQUISITIONS SISMIQUES 263
- II 2. RÉSULTATS DES TOMOGRAPHIES 263

## III. SITE DE CANYET (CAN7) 267

- III 1. ÉLECTRIQUE 267
- III 2. MÉTHODES SISMIQUES 267
  - III 2.1 Acquisitions 267
  - III 2.2 Observations préliminaires 267
  - III 2.3 Résultats des tomographies 268
  - III 2.4 Profil en RVSP 270
- III 3. RADAR 271
- III 4. SYNTHÈSE DES RÉSULTATS (CAN7) 271

## IV. Synthèse et discussion des résultats 272

- IV 1. CARACTÉRISTIQUES GÉOLOGIQUES ET SIGNATURES GÉOPHYSIQUES 272
- IV 2. EFFICACITÉ DES MÉTHODES 275
- V. Conclusions 277

CHAPITRE 6 Discussion 279

## I. Structuration des socles étudiés 283

- I 1. FRACTURATION DE PETITE ÉCHELLE ET ZONE DE FAILLE 283
- I 2. FRACTURATION DE PETITE ÉCHELLE ET STRUCTURE DU RÉSERVOIR 284
  - I 2.1 Rappel des directions structurales dans les deux massifs étudiés 284
  - I 2.2 Orientations des structures 284
  - I 2.3 Espacement des structures 286

## II. Exploitation de marqueurs de paléo-circulations 288

II 1. CONTEXTE GÉODYNAMIQUE DE LA MISE EN PLACE DES VEINES DE CARBONATES ET DE QUARTZ À SOULTZ-SOUS-FORÊTS 288

- II 2. ÉPAISSEUR DE VEINE ET PERMÉABILITÉ 289
- II 3. LIMITATIONS À L'UTILISATION DES ÉPAISSEURS DE VEINES 290

## III. CARACTÉRISATION DU DRAINAGE PAR COMPARAISON DES MARQUEURS ET DES DONNÉES HYDRAULIQUES : LOCALISATION DE LA PERCOLATION 292

III 1. ÉCHELLE DU COULOIR DE CIRCULATION 292

III 2. ÉCHELLE DU MASSIF 292

- III 2.1 Données statiques 292
- III 2.2 Données hydrauliques 293
- III 2.3 Comparaison 294

## III 3. ACTIVATION DES POPULATIONS DE FRACTURES 294

#### III 4. SIGNATURES GÉOPHYSIQUES DES STRUCTURES DE SOCLE 295

- III 4.1 Structures réflectives et couloirs de circulation 295
- III 4.2 Des hétérogénéités sub-horizontales ? 296
- III 4.3 Géométrie des couloirs de circulation 297
- III 4.4 Cas particulier du toit du socle 298

## IV. Modèle synthétique de réservoir 299

IV 1. SOCLE CRISTALLIN : DOMAINE PROFOND ET TOIT 299

- IV 1.1 Structuration et chemins de circulation 299
- IV 1.2 Rôle de la matrice 299
- IV 1.3 Cas particulier du toit du socle 300
- IV 2. COUVERTURE SÉDIMENTAIRE 300

## V. Perspectives 303

#### V 1. SISMIQUE DE PUITS 303

- V 1.1 Compréhension des phénomènes élastiques 303
- V 1.2 Applications au réservoir de Soultz-sous-Forêts 304
- V 2. STRUCTURE D'UNE COUVERTURE SÉDIMENTAIRE 305
- V 3. MARQUEURS DE CIRCULATION 305
- V 4. STIMULATIONS DES RÉSERVOIRS FRACTURÉS 306
- V 5. TOIT DU SOCLE 307

**Conclusion 309** 

**Références bibliographiques** 315

Annexe 1 345

Annexe 2 349

# Avant propos

L'épuisement des ressources, les variations parfois brutales des coûts, ainsi que les déchets et nuisances générés, constituent les inconvénients majeurs des énergies non renouvelables. Les besoins énergétiques s'accroissent au cours du temps et la tendance prévue reste à la hausse. Outre les efforts engagés sur les économies d'énergie, les énergies renouvelables doivent être développées pour les besoins présents et futurs (Bal et Chabot, 2001).

## Principe de la géothermie

Dans l'éventail des énergies renouvelables, la géothermie se définit par l'extraction de la chaleur du sous-sol pour la rendre disponible en surface, en général pour des applications de chauffage ou de production d'électricité (Fig. 0.1). Dans certains cas particuliers, peu profonds et de faible température, la géothermie peut consister à injecter de la chaleur dans le sous-sol de façon à refroidir des installations de surface.

La géothermie présente des avantages notables :

- Elle est adaptable à une très large gamme de contextes géologiques et de besoins.
- Elle exploite une ressource locale.
- Idéalement, elle est disponible quasi-constamment et modulable à la demande.
- Elle est relativement discrète car les installations de surface sont restreintes.

Les installations géothermiques fonctionnent généralement avec deux circuits : le circuit primaire a pour rôle d'échanger l'énergie calorifique avec le milieu naturel, le circuit secondaire est dédié à la distribution de l'énergie (chauffage de locaux, entraînement d'alternateur...). Ces deux boucles sont reliées par un dispositif d'échange de chaleur sans échange de matière (pompe à chaleur, échangeur).

En géothermie domestique les échanges de chaleur sont relativement faibles. Les débits dans le circuit primaire sont donc limités, et la circulation se réalise dans un circuit fermé pour la pérennité des installations et pour éviter la pollution des nappes phréatiques (Fig. 0.1).

Les besoins calorifiques d'un dispositif industriel sont bien plus élevés. Cette nécessité implique l'exploitation de roches chaudes, donc profondes, et de drainer des volumes suffisants. Le circuit primaire n'est donc pas entièrement fermé, et l'eau circule directement au sein des roches (Fig. 0.1).



Fig. 0.1 : Systèmes géothermiques courants, de l'échelle domestique à l'échelle urbaine et industrielle (document du CREGE).

## Quelques contextes géologiques favorables à la géothermie

Le contexte géologique est de première importance dans le cas de la géothermie industrielle, car l'efficacité énergétique et la rentabilité financière d'une centrale en dépendent directement. À l'heure actuelle, des centrales sont implantées dans des régions où la température du sous-sol est anormalement et très fortement élevée. L'Islande, dont 26 % de la production électrique en 2006 était d'origine géothermique, bénéficie d'un magmatisme exceptionnel offrant des gradients thermiques de l'ordre de 200°C/km. À proximité des zones de subduction, la géothermie représente environ 20% de la production d'électricité pour des pays comme les Philippines ou le Salvador. En Italie, le site de Larderello produit de l'électricité depuis plus d'un siècle (actuellement 4800GWh/an) par l'exploitation de formations voisines d'un plutonisme actif. Ces quelques systèmes montrent l'efficacité et la fiabilité de cette énergie à l'échelle industrielle.

Les exemples précédents exploitent des contextes magmatiques particulièrement favorables situés en bordure de plaques tectoniques. Cependant, les ressources géologiques de l'Europe ne sont pas partout aussi favorables (Fig. 0.2a). Certains domaines intracontinentaux constituent un potentiel intéressant pour la production d'électricité et/ou de chaleur. Les bassins sédimentaires présentent des gradients géothermiques de quelques degrés par hectomètre (Fig. 0.2b), suffisants pour le chauffage urbain. En France par exemple, les ressources fiables et relativement bien maîtrisées sur le plan technologique du bassin Parisien et du bassin Aquitain sont exploitées depuis près de 30 ans. Des anomalies particulièrement propices sont localisées au niveau du bassin Pannonien et du Rift Ouest Européen (Fig. 0.2a). Ce dernier comprend principalement le fossé Rhénan, la Limagne, le fossé Rhodanien et le fossé de Valence. Leurs anomalies thermiques positives, liées à de forts gradients géothermiques (Fig. 0.2b) sont associées à une activité tectonique extensive au

Tertiaire : l'étirement de la croûte terrestre s'accompagne de son amincissement, ce qui permet de trouver à une profondeur donnée des températures plus élevées qu'ailleurs (McKenzie, 1978). À ceci s'ajoute une fracturation importante qui permet la remontée de fluides chauds (Genter et al., 2003). Le potentiel de ces bassins se localise dans leur socle cristallin varisque et à la base des remplissages sédimentaires (Hurtig et al., 1992 ; Genter et al., 2003). Les forts gradients qui y sont rencontrés (Fig. 0.2b) les rendent relativement favorables à la géothermie industrielle, et notamment à la production électrique. Cependant, de tels contextes géologiques ne sont exploitables qu'à condition de fournir des développements adéquats.



Fig. 0.2: a) Carte d'estimation de la température à 5000 m de profondeur en Europe occidentale (modifiée d'après Hurtig et al. (1992)). Depuis l'édition de cette carte, certaines valeurs de température ont été revues à la baisse (Genter et al., 2003). b) Exemples de gradients géothermiques dans des contextes géologiques courants (document du CREGE).

Dans le cadre de la géothermie industrielle, les circulations d'eau dans le sous-sol se font directement dans les réseaux poreux des roches (Fig. 0.1). Une configuration basique consiste à utiliser un « doublet » formé par un puits producteur et un puits injecteur. La quantité de chaleur extraite du sous-sol dépend directement des débits d'eau chaude et froide des puits de production et d'injection, ces débits étant dépendants de la capacité des roches à être drainées. Cette performance hydraulique du milieu naturel a aussi une incidence sur la puissance du pompage nécessaire à la production et à la réinjection, qui rentre en compte dans le bilan énergétique et financier d'une centrale.

Les efforts de recherche en sciences de la Terre sont donc focalisés sur trois thématiques :

- L'évaluation du potentiel calorifique du sous-sol,
- L'évaluation des circulations de fluides naturelles et forcées,
- L'amélioration des performances hydrauliques du sous-sol.

Les deux premières thématiques sont liées puisque les fluides sont très souvent impliqués dans les anomalies géothermales.

Un site pilote est développé dans le fossé Rhénan supérieur à Soultz-sous-Forêts. Le réservoir exploité est le socle granitique fracturé et chaud, situé à plus de 1400 m de profondeur sous une couverture sédimentaire. Ce site est en passe de démontrer la faisabilité de la production d'électricité, mais les défis sont encore considérables pour optimiser et rentabiliser ce type d'exploitations, afin de les reproduire. Les tests hydrauliques montrent que les chemins de circulation sont très localisés. Ils sont associés à des zones altérées, fracturées, des failles, dont le comportement hydraulique et sismogénique dépend, entre autre, de leur organisation interne et des espèces minérales présentes (argiles formant parfois des zones de gouge, carbonates, quartz, phénomènes de colmatage, de dissolution... voir une synthèse par Genter et al. (2010)). Ces caractéristiques mènent à considérer ce site comme un réservoir fracturé. L'exploitation industrielle de ce type de formations de socle, par exemple pour des applications géothermales ou pour l'extraction d'hydrocarbures, requiert donc une caractérisation du réseau de fractures.

## Position du sujet de thèse

L'un des obstacles majeurs au développement des réservoirs fracturés, tel que celui de Soultz-sous-Forêts, est la faible connaissance des réseaux de fractures développés à l'échelle du réservoir (~1km<sup>3</sup>). Les chemins de circulation de fluides entre les différents puits sont mal compris.

Le travail de thèse présenté dans ce manuscrit cherche à résoudre ces problèmes. Il s'agit de développer des méthodes de caractérisation du sous-sol, et de comprendre les chemins empruntés par les fluides au sein d'un batholite granitique fracturé. Cette analyse sera réalisée d'une part en puits, sur un site en exploitation, et d'autre part sur un massif analogue affleurant dont les formations sont accessibles. Les deux chantiers choisis sont constitués par des granites d'âges tardivarisques ayant subi des déformations extensives au Tertiaire, ce qui leur assure un certain degré d'analogie en termes de lithologies et de déformation.

- L'exemple du réservoir en exploitation est le site géothermique de Soultz-sous-Forêts. Les analyses sont focalisées sur l'identification des chemins de circulation de fluides principalement entre les puits. L'épaisseur de la couverture sédimentaire (~1400 m) limite fortement la connaissance du socle chaud et fracturé : sa caractérisation est limitée à une approche principalement indirecte. Les nombreux résultats d'exploration scientifique offrent un cadre propice pour l'investigation des circulations en conditions d'exploitation industrielle.
- Les Chaînes Côtières Catalanes (Espagne) offrent de très bons affleurements de formations analogues à ce type de réservoirs. Les granitoïdes y sont directement accessibles et peuvent être étudiés continûment de l'échelle de l'échantillon à l'échelle régionale. Cette approche de terrain permet, d'une part, la reconnaissance de marqueurs de paléo-circulations et des réseaux de drainage empruntés, et d'autre part, de tester des méthodes de caractérisation utilisables dans des réservoirs en exploitation.

## Organisation du manuscrit

Le manuscrit est organisé en 6 chapitres.

Le **premier chapitre** propose une revue bibliographique sur la formation du Rift Ouest Européen, depuis l'héritage varisque jusqu'à l'actuel. Le fossé Rhénan supérieur ainsi que les Chaînes Côtières Catalanes y sont l'objet d'attentions particulières. Les limites des connaissances sur les circulations profondes au sein de réservoirs fracturés sont ensuite exposées. L'exemple du réservoir exploité à Soultz-sous-Forêts sera détaillé. Les questions qui ont fondé la thèse seront dégagées.

Le **deuxième chapitre** présente les méthodes utilisées pour répondre à ces questions. Quelques développements méthodologiques ont été réalisés pour adapter certains outils aux spécificités des socles fracturés.

Le **troisième chapitre** est consacré à l'analyse de données sismiques acquises sur le site de Soultz-sous-Forêts. La sismique de puits (Vertical Seismic Profiling) et la sismique réflexion permettent de cibler les reconnaissances structurales respectivement dans le socle cristallin et dans la couverture sédimentaire. Cette partie illustre donc quelques applications de méthodes sismiques pour la reconnaissance du schéma structural d'un réservoir fracturé en exploitation.

L'analyse d'un affleurement de granodiorite situé en Catalogne constitue le **quatrième chapitre**. La structuration du batholite a pu être identifiée de l'échelle kilométrique à celle de l'affleurement. L'accès à un tel massif analogue permet d'analyser directement des marqueurs de circulations à l'échelle d'un réservoir géothermique. De cette façon, il est possible de caractériser les réseaux de paléo-circulations de fluides dans des conditions naturelles.

Les granites situés à la base des séquences sédimentaires des fossés tertiaires ont subi une phase d'exhumation avant d'être enfouis à leur position actuelle. Le **cinquième chapitre** illustre l'exploitation du terrain analogue pour caractériser quelques expressions de l'altération supergène sur les propriétés d'un batholite.

Ensuite, les résultats de ces trois dernières parties sont comparés dans le **sixième chapitre**. Les analyses de ces deux sites sont complémentaires. Le réservoir en exploitation apporte notamment des données dynamiques sur les circulations de fluides, alors que les formations affleurantes permettent de reconnaître la géométrie des réseaux de paléo-circulations figés. Un modèle de circulation dans un réservoir fracturé peut donc être proposé grâce aux résultats acquis par ces deux approches.

En annexe du manuscrit est présenté un rapport d'acquisition d'une large campagne de sismique de puits réalisée à Soultz-sous-Forêts au cours de la thèse.

# CHAPITRE 1

# Introduction générale

Les deux sites étudiés dans ce manuscrit sont principalement constitués de batholites paléozoïques affectés par le Rift Ouest Européen (ou ECRIS : European Cenozoic Rift System). La structuration de ces deux massifs dépend des conditions de leur mise en place et de l'histoire géologique ultérieure. Les principaux événements géodynamiques ayant affecté le domaine européen du Paléozoïque à l'Actuel seront donc décrits, avant de considérer séparément l'évolution de chacune des deux zones étudiées dans cette histoire géologique.

La formation ou la réactivation de réseaux de fractures dans les socles paléozoïques résulte de ces différents épisodes de déformation. L'exploitation des batholites paléozoïques, par exemple pour des applications géothermiques, dépend de cette fracturation. C'est pourquoi une synthèse concernant la caractérisation de réservoirs fracturés est présentée. L'exemple du réservoir de Soultzsous-Forêts sera ensuite développé. Enfin, l'identification des limitations de la caractérisation de tels réservoirs amènera à définir le sujet de la thèse.

# I. HISTOIRE GÉOLOGIQUE DES ZONES ÉTUDIÉES

# I 1. <u>ÉVOLUTION GÉODYNAMIQUE DE L'EUROPE DU PALÉOZOÏQUE</u> <u>À L'ACTUEL</u>

## I 1.1 Édification de la chaîne varisque

Le socle cristallin de l'Europe occidentale est composé principalement de formations protérozoïques à permo-carbonifères (Matte, 1986). Une part importante de leur déformation et de leur métamorphisme est liée au cycle orogénique varisque, auquel l'intrusion de granitoïdes est aussi associée.

Quatre plaques majeures sont individualisées à l'Ordovicien (Laurentia, Baltica, Siberia et Gondwana), entourant deux microplaques (Avalonia et Armorica) (Matte, 2001) (Fig. 1.1a). Au Silurien, la fermeture de l'océan Iapetus entraîne la collision de Laurentia et Baltica (Fig. 1.1b), ce qui forme la chaîne calédonienne. L'accrétion d'Avalonia à ce système constitue la mégaplaque Laurussia (Lardeaux et al., 2008). Cette mégaplaque est séparée du Gondwana par un domaine océanique dans lequel sont distingués les océans Rhéique et Galice - Massif central (ou Galicia-Southern Brittany) (Matte, 2001) (Fig. 1.1b). La fermeture siluro-dévonienne de ces deux océans par subduction assemble un vaste domaine continental (Fig. 1.1c et d). L'édification de la chaîne varisque résulte de cette collision, dont la compression et le métamorphisme sont actifs de la fin du Dévonien à la fin



du Carbonifère inférieur (Franke, 2000). Dans le domaine européen, l'étendue de cette chaîne est reconnue de l'Ibérie à la Pologne (Fig. 1.2). Les traces des océans refermés apparaissent sous la forme de reliques ophiolitiques associées à des chevauchements ou des décrochements qui séparent les anciennes plaques et microplaques impliquées dans la collision (Franke, 2000).

Fig. 1.1 : Tentative de reconstitution de l'évolution géodynamique globale au Paléozoïque (d'après Matte (2001)).

## I 1.2 Relaxation de la chaîne varisque

Du Viséen terminal au Westphalien (Carbonifère), la partie centrale de la chaîne, qui est la plus épaisse, commence à s'effondrer alors que la convergence continentale en régime transpressif se poursuit (Burg et al., 1994). L'extension généralisée et le réel amincissement interviennent ensuite, du Pennsylvanien au Permien (Burg et al., 1994 ; Praeg, 2004 ; Wilson et al., 2004 ; Ziegler et al.,

2006). Plus de 70 bassins sont dénombrés sur l'ensemble de l'orogène (McCann et al., 2006) (voir par exemple la figure 1.6). Leurs remplissages sont principalement clastiques et proximaux du fait de l'érosion des reliefs qui subissent une altération supergène. Par ailleurs, de nombreuses structures de transfert d'échelle crustale sont activées comme la faille des Cévennes, le sillon houiller, la zone de cisaillement sud armoricaine, la faille de Bray... (Arthaud et Matte, 1975, Figs. 1.2 et 1.10).

La mise en place de granitoïdes est observée principalement entre 340 Ma (Viséen) et 270 Ma (Permien), dans ce contexte de relaxation de la chaîne syn- à post-collisionnelle (Lagarde et al., 1992). La distribution des plutons sous forme de ceintures souligne principalement l'emplacement de zones de collision ou de cisaillement, qui constituent des zones de faiblesse et de migration préférentielle. La grande variabilité des signatures chimiques des granites illustre divers degrés d'implication de matériel crustal et mantellique, et une mise en place qui débute dès les dernières phases de la subduction.

Le rééquilibrage thermique post-collisionnel de la croûte et l'ouverture de domaines océaniques au Mésozoïque (à commencer par la propagation vers l'Ouest de l'océan Néotéthys au Trias (Fig. 1.3a)) provoquent une subsidence généralisée du continent européen (Guillocheau et al., 2000 ; Ziegler et al., 2006).



# I 1.3 Évolution géodynamique générale lors du cycle alpin

La fin du cycle varisque et le début du cycle alpin sont marqués par l'ouverture de l'océan Liguro Téthysien au Jurassique inférieur à moyen (Stampfli et al. (2002), et références citées) (Fig. 1.3b). La formation de cet océan se produit après l'initiation de l'ouverture de l'océan Atlantique central au Lias (Steiner et al., 1998). L'expansion de l'Atlantique se poursuit vers le Nord avec la séparation de l'Ibérie et du bloc nord-américain au Jurassique supérieur (Schettino et Scotese, 2002), puis la séparation des blocs européen et nord-américain à l'Albien-Aptien (Srivastava et al., 1990 ; Olivet, 1996 ; Fidalgo González, 2001) (Fig. 1.3c). La formation de plusieurs bassins accompagne cette ouverture, comme par exemple le Golfe de Gascogne ("Bay of Biscay", Fig. 1.3c) qui fonctionne de l'Aptien à l'Albien.

Au Crétacé supérieur, la plaque africaine converge rapidement vers la plaque européenne, entraînant la convergence du bloc ibérique et de la plaque européenne à partir du Campanien (Rosenbaum et al., 2002b). L'océan liguro-téthysien se ferme par subduction jusqu'à la collision continentale au Paléocène qui s'accompagne de l'édification des Pyrénées et des Alpes (Vergés et al., 2002 ; Dèzes et al., 2004) (Fig. 1.3c et d, Fig. 1.4a et b). La vitesse de convergence entre l'Afrique et l'Europe est relativement élevée à l'Eocène-Oligocène, puis tend à diminuer à partir de la fin de l'Oligocène - début Miocène (Rosenbaum et al., 2002b) ; une forte diminution du raccourcissement est alors observée dans le domaine pyrénéen alors que la compression persiste dans les Alpes (Vergés et al., 2002 ; Dèzes et al., 2004) (Fig. 1.4c et d).



Fig. 1.3 : Cartes de reconstructions palinspatiques de l'Europe au Mésozoïque – début Cénozoïque (modifiées d'après Schmid et al. (2008) (a, b et c) et Olivet (1996) (d)). a) Ouverture de l'océan Néotéthys au Trias. b) Ouverture de l'océan liguro-piémontais (Alpine Téthys) au Jurassique. c) Domaine océanisé probable au début de la convergence Afrique-Europe (l'existence de l'océan Valaisan est débattue). d) Domaines en compression au début du Cénozoïque.

# I 1.4 La formation de l'ECRIS

Un système de fossés d'effondrement, l'ECRIS (European Cenozoic Rift System), affecte le continent européen dans une direction générale NNE-SSW (Fig. 1.4). Il s'étend de la mer du Nord et du fossé d'Oslo au Nord, jusqu'au fossé de Valencia au Sud, et comprend entre autres les fossés Rhénan, de la Limagne, de la Bresse, de Bohème (Ziegler, 1992).

Les subsidences les plus précoces du système sont enregistrées dans les fossés Rhénan, de la Bresse, de la Saône et de la Limagne à la fin de l'Eocène (Ziegler, 1992 ; Michon, 2000 ; Dèzes et al., 2004) (Fig. 1.4b et c). Le système de bassin se propage au Rupélien (Oligocène inférieur) à la fois vers le Nord et vers le Sud, avec notamment la formation du fossé Rhénan inférieur, le couloir Rhodanien, et le fossé de Barcelone-Valencia dans lequel l'extension est la plus forte à la fin de l'Oligocène (Fig. 1.4c et d).

À l'Oligocène et surtout au Miocène, la compression est fortement diminuée dans les Pyrénées (Fig. 1.4d). Les déformations néogènes de la plate-forme européenne sont alors principalement liées à l'évolution de la chaîne alpine (Dèzes et al., 2004 ; Michon et Merle, 2005). Les fossés de la Limagne, de la Bresse, du Rhône deviennent inactifs (Séranne, 1999). Certaines de leurs failles bordières s'inversent, par exemple dans les fossés de la Bresse, d'Alès. Par ailleurs, un flambage lithosphérique dans l'avant pays alpin serait responsable de la surrection de certains bassins (comme le fossé Rhénan supérieur, la Limagne) tout en maintenant une subsidence dans certains autres (fossé Rhénan inférieur) (Bourgeois et al., 2007) (Fig. 1.4f à h). Au Sud de l'ECRIS, l'influence de la poussée alpine semble moins ressentie. L'extension décrite comme étant liée à la propagation vers le Sud de l'ECRIS à l'Oligocène supérieur persiste au Miocène à l'Est de l'Ibérie. Ce régime extensif est lié à l'ouverture du bassin océanique Algéro-provençal qui induit la rotation antihoraire du bloc Corso-Sarde (Roca et al., 1999 ; Jolivet et al., 2008) (Fig. 1.4e à g).

Deux grands sujets de discussion concernent la formation de l'ECRIS :

- L'ouverture de l'ECRIS est datée principalement à l'Oligocène. Cette ouverture se produit dans un contexte de convergence relativement rapide des plaques africaine et européenne, provoquant un plissement de grande longueur d'onde des séries sédimentaires mésozoïques sur le continent européen (Guillocheau et al., 2000 ; Rosenbaum et al., 2002b ; Dèzes et al., 2004). La formation de ces fossés peut être liée à l'évolution des édifices pyrénéen et alpin du fait de leur position dans les avant pays de ces chaînes (Ziegler, 1992 ; Dèzes et al., 2004 ; Cloetingh et al., 2005 ; Ziegler et al., 2006 ; Bourgeois et al., 2007). Cependant, l'origine de l'extension est toujours discutée, comme par exemple des effets mécaniques et thermiques de panaches mantelliques (Dèzes et al., 2005) ou la succion de panneaux plongeants (Michon et Merle, 2005).
- La localisation, ou parfois simplement la direction, de certains bassins ou de zones de transferts de l'ECRIS (Figs. 1.2 et 1.4) suggèrent un contrôle par des structures paléozoïques (Ziegler, 1992). La réactivation de ces structures est toujours débattue, concernant notamment la contribution de certains accidents et leurs périodes de fonctionnement (Schumacher, 2002 ; Édel et al., 2007).



Fig. 1.4 : Cartes structurales montrant l'évolution cénozoïque des domaines pyrénéens et alpins (modifiées d'après Bougeois et al. (2005) et Séranne (1999)). NVA : Antiforme de Normandie – Vogelsberg, BSJA : Antiforme de Burgundy–Jura Souabe, BG : Fossé de la Bresse, BM : Massif de Bohême, EG : Graben de l'Eger, GL : Golfe du Lion, LG : Fossé de Limagne, LRG : Fossé Rhénan Inférieur, LRhG : Fossés Rhodaniens Inférieurs, SFS : Synforme Sologne – Bassin Franconian, VT : Fosse de Valencia.

# I 2. <u>ÉVOLUTION DU DOMAINE RHÉNAN DU PALÉOZOÏQUE À</u> <u>L'ACTUEL</u>

## I 2.1 Le cycle varisque

La région rhénane, allant des Pays-Bas à la Suisse, est composée du Nord au Sud de l'avant Pays nord Hercynien, de la Ceinture Rhéno-Hercynienne, de la Zone Saxothuringienne et de la Zone Moldanubienne (les dénominations peuvent varier selon les auteurs) (Fig. 1.2). Leurs contacts sont quasiment parallèles suivant des directions proches de NE-SW à ENE-WSW (Eisbacher et al., 1989 ; Édel et Schulmann, 2009). La structuration des massifs paléozoïques est reconnue à l'affleurement ou par méthodes géophysiques (essentiellement gravimétrie et magnétisme) sous les couvertures sédimentaires (Fig. 1.5). Ces données révèlent les orientations des accidents majeurs suivant trois directions principales NNE-SSW (dite Rhénane), NE-SW à ENE-WSW (dite Erzgebirgienne) et NW-SE (Ziegler, 1986 ; Chorowicz et Deffontaines, 1993 ; Schumacher, 2002 ; Édel et al., 2007 ; Édel et Schulmann, 2009).

L'accrétion des continents et microcontinents lors des événements compressifs varisques est responsable de la structuration du socle paléozoïque suivant les directions ENE-WSW à NE-SW (Figs. 1.2 et 1.5). Il s'agit de sutures océaniques ou de contacts tectoniques de nappes charriées (par exemple la suture de Teplá, proche de Soultz-sous-Forêts) (Franke, 2000 ; Édel et Schulmann, 2009). Les failles de Vittel-Lalaye-Lubine et de Baden-Baden représentent une discontinuité majeure. Il s'agirait d'une relique de zone de subduction délimitant deux bassins paléozoïques définis comme les domaines Saxothuringien-Armorican au Nord et Moldanubien au Sud (Franke, 2000) (Fig. 1.5).



Fig. 1.5 : Carte des principales unités et discontinuités géologiques sous la couverture du Carbonifère supérieur-Permien (d'après Édel et Schulmann (2009)). Hd : densité élevée, md : densité moyenne, ld : densité faible, RHS : suture rhénohercynienne, MoS : suture de Morhange, TS : suture de Teplá, LLF : faille de Lalaye-Lubine, BBF : faille de Baden-Baden, URSZ : zone cisaillante du Rhin supérieur, SSF : Soultz-sous-Forêts. Les autres directions structurales (NNE-SSW et NW-SE) sont à relier à l'évolution tardivarisque (Arthaud et Matte, 1975 ; Ziegler, 1986 ; Eisbacher et al., 1989 ; Wickert et al., 1990 ; Schumacher, 2002 ; Ziegler et al., 2006 ; Édel et al., 2007). Au Carbonifère (particulièrement au Viséen), des cisaillements sénestres affectent les structures NE-SW à NNE-SSW telles que la Zone de Cisaillement du Rhin Supérieur (ou Upper Rhine Shear Zone). Cette structure est reconnue sur toute la longueur du fossé Rhénan supérieur, avec une orientation moyenne de N035°E (Fig. 1.5). Elle est accompagnée d'un cortège de structures parallèles affectant le socle affleurant (par exemple les failles de Ste Marie aux Mines, Hunsruck-Kohlschlag). D'autres accidents orientés NNW-SSE pourraient lui être associées en tant que structures de Riedel (Schumacher, 2002). Les autres familles d'accidents orientés ENE-WSW ou NW-SE jouent en mouvement dextre. Au Permien, des bassins à remplissages clastiques et volcaniques se développent le long des failles orientées NE-SW à ENE-WSW (Laubscher, 1986 ; Schumacher, 2002 ; Ziegler et al., 2006 ; Lohr et al., 2008) (Fig. 1.6). D'autres orientations moins bien exprimées sont reconnues, par exemple ENE-WSW à l'Ouest des Vosges, ou encore ESE-WNW au Sud (Édel et al., 2007).



Fig. 1.6 : Bassins et failles majeurs de l'avant pays alpin au Pennsylvano-Permien (d'après Ziegler et al. (2006)).

#### PLUTONISME

Le plutonisme varisque affecte l'ensemble du domaine rhénan, quelque soient les domaines structuraux (Moldanubien, Saxothuringien, Fig. 1.5) (Ziegler et al., 2006). Il s'agit de corps granitiques à gabbro-dioritiques (Édel et al., 2007 ; Édel et Schulmann, 2009). Leur mise en place est datée à 340-330 Ma (Boutin et al., 1995), dans le contexte de l'initiation du désépaississement décrit précédemment (Burg et al., 1994). La localisation des plutons (Fig. 1.5) montre leur intrusion dans des accidents de direction NNE-SSW à NE-SW (Schulmann et al., 1997 ; Édel et al., 2007).

## I 2.2 Évolution tardi-paléozoïque et mésozoïque

L'extention tardi-orogénique et l'érosion de la chaîne varisque ont entraîné l'exhumation des formations cristallines. Par exemple, dans les forages de la région de Soultz-sous-Forêts, la rubéfaction du toit du granite indique une paléo-altération supergène (Genter et Traineau, 1996). Dans le chapitre 3, une interprétation d'un profil sismique de la région de Soultz-sous-Forêts sera présentée. L'ensemble de la série triasique étant présente sur ce profil, il convient ici de définir la séquence de dépôts permo-triasique dite "Trias Germanique". Les produits d'érosion de la chaîne varisque forment des dépôts gréseux et conglomératiques épais qui scellent les bassins permiens et recouvrent le socle cristallin (Fig. 1.7). Ces matériels s'épandent par de vastes réseaux fluviatiles dans des conditions arides, constituant le faciès du Buntsandstein ("grès bariolés, bigarrés") (Péron et al., 2005) (Fig. 1.7b). Ces formations détritiques évoluent progressivement vers des faciès fins et argileux annonçant une transgression marine au Trias moyen. Le Muschelkalk inférieur et supérieur est constitué par des formations marines encadrant les évaporites du Muschelkalk moyen (Fig. 1.7b) (Sittler, 1985). Au Keuper (Trias supérieur), les connexions marines du domaine rhénan avec les mers adjacentes sont progressivement fermées, formant un milieu lagunaire conduisant à une surconcentration en sels. Dans le même temps, la subsidence de ce bassin augmente vers le NW ce qui engendre une transgression. De ce fait, d'épaisses formations évaporitiques sont accumulées (Bourquin et Guillocheau, 1996) (Fig. 1.7b).



Fig. 1.7 : Série stratigraphique mésozoïque représentative du fossé Rhénan supérieur. a) D'après Sittler (1974). b) Détail du Trias (modifié d'après Duringer (1999)).

Il n'est pas nécessaire de détailler les faciès sédimentaires du Jurassique pour la suite du manuscrit. Il est simplement ici mentionné que l'ensemble des dépôts du Trias inférieur au Jurassique terminal indique que la région rhénane est un domaine globalement subsident (faciès principalement calcaires et marneux, d'après Guillocheau et al. (2000)). Le régime extensif lié à l'ouverture de l'Atlantique central et de l'océan Liguro-Piémontais (Fig. 1.3b) semble d'ailleurs être responsable de la réouverture de structures orientées NE-SW situées dans les Vosges (Édel et al., 2007).

Des discordances sont reconnues dans les dépôts crétacés dans le bassin de Paris (au sens large), ce qui témoigne de la fin de la subsidence généralisée (Guillocheau et al., 2000). Aucune formation crétacée n'est observée dans le fossé Rhénan ; aucune des deux hypothèses concernant soit leur non dépôt, soit leur érosion totale, n'a pu être invalidée à ce jour. Dans tous les cas, (1) la formation du Sidérolithique, qui est datée de l'Eocène et qui est le résultat de l'altération des formations jurassiques, ainsi que (2) la karstification, même limitée, de ces formations jurassiques, indiquent leur émersion et leur érosion au plus tard au début du Cénozoïque (Duringer, 1988 ; Berger et al., 2005a ; Berger et al., 2005b). La surface d'érosion des sédiments mésozoïques révèle des flexures d'axe NE-SW à ENE-WSW, de longueur d'onde déca-kilométrique, et d'amplitude diminuant vers le Nord (Fig. 1.8). Ces flexures sont donc attribuées aux premiers événements compressifs alpins (Sittler, 1985 ; Guillocheau et al., 2000), et constitueraient des expressions de la réactivation de grandes structures permo-carbonifères (Sittler, 1985 ; Schumacher, 2002).



Fig. 1.8 : Reconstitution de la surface pré-tertiaire dans le fossé Rhénan supérieur (modifiée d'après Sittler (1974)), avec la position des seuils et des bassins issus de Chorowicz et Deffontaines (1993)).

## I 2.3 Le rifting cénozoïque

L'analyse de tectoglyphes sur les plans de failles du fossé Rhénan supérieur a mené à la reconnaissance de quatre régimes de contraintes successifs responsables de la formation du bassin (Villemin et Bergerat, 1987). Cependant, il a été montré de façon générale que l'interprétation de tectoglyphes pour l'identification de champs régionaux de paléo-contraintes est très délicate (Gapais et al., 2000). De plus, des données de même type ont été acquises plus tard dans le fossé Rhénan supérieur par Lopes Cardozo et Behrmann (2006) ; l'interprétation qui en est proposée est que l'évolution du fossé peut être expliquée par un régime de contraintes relativement stable. Face à ces divergences, l'évolution du fossé est ici retracée en intégrant des informations issues des remplissages sédimentaires.

## L'initiation de la subsidence

Des formations fluviatiles et lacustres marquent le début de la subsidence à partir de l'Eocène moyen (Lutétien). Elles s'accumulent en discordance sur les sédiments mésozoïques (Figs 1.8 et 1.9a) dans un système de petits bassins isolés, dont l'alignement marque déjà la position du futur fossé Rhénan supérieur (Berger et al., 2005a ; Roussé, 2006). L'individualisation de ces bassins serait causée par une nouvelle réactivation de l'héritage paléozoïque de direction ENE-WSW et NNE-SSW (Schumacher, 2002 ; Dèzes et al., 2004) sous l'effet d'une compression N-S (Villemin et Bergerat, 1987 ; Ziegler, 1992) (Fig. 1.9a).

## La phase principale d'effondrement

La phase majeure d'extension et d'effondrement du fossé Rhénan supérieur intervient à partir de l'Eocène supérieur (Priabonien) jusqu'à l'Oligocène inférieur (Rupélien) (Roussé, 2006). L'activité de failles normales N-S à NNE-SSW permet l'accumulation de sédiments en raison de l'orientation E-W de la contrainte minimale (Fig. 1.9b). Les faciès attestent de connexions avec la mer du Nord et le bassin péri-alpin. Deux dépocentres sont distingués (Schumacher, 2002) (Fig. 1.9b) : dans le Sud du fossé Rhénan supérieur, la subsidence se produit principalement au pied des Vosges entre Sélestat et Mulhouse, alors qu'au Nord, l'asymétrie du remplissage présente une vergence opposée à cause du fonctionnement du système de failles bordières de l'Est du fossé, au niveau de Karlsruhe. La zone de faille de Lalaye-Lubine-Baden-Baden joue le rôle de transfert entre ces deux sous-bassins (Figs. 1.8 et 1.9) (Brun et al., 1992 ; Chorowicz et Deffontaines, 1993 ; Michon et Sokoutis, 2005).

#### **Régimes décrochants ultérieurs**

À l'Oligocène supérieur (Chattien), le fossé Rhénan supérieur présente encore des évolutions distinctes de part et d'autre de la faille de Lalaye-Lubine-Baden-Baden : les subsidences les plus fortes concernent la partie nord où les dépôts témoignent d'environnements saumâtres, alors que dans la partie sud, l'épaisseur des dépôts, majoritairement lacustres, est moindre (Reichenbacher, 2000 ; Sissingh, 2003 ; Berger et al., 2005a) (Fig. 1.9c). Un bref épisode érosif y est même décrit (Sissingh, 1998). Les environnements de dépôts (saumâtre au Nord, lacustre au Sud) et l'épaisseur des sédiments (plus épais au Nord) indiquent la vidange du fossé Rhénan supérieur vers le Nord. Ceci serait dû à l'activation en décrochement du fossé Rhénan supérieur sous l'action de la contrainte horizontale maximale NE-SW (Villemin et Bergerat, 1987 ; Schumacher, 2002) (Fig. 1.9c).


Fig. 1.9 : Évolution tectono-sédimentaire du fossé Rhénan supérieur au Cénozoïque. a)-e) Paléo-contraintes, activation des failles et remplissages sédimentaires (d'après Schumacher (2002)). f) Épaisseur totale des sédiments cénozoïques préservés (modifié d'après Rotstein et Schaming (2008)).

Le champ de contraintes est ensuite modifié à la transition oligo-miocène (Schumacher, 2002 ; Michon et Merle, 2003). Le fossé Rhénan subit directement la poussée alpine orientée NW-SE (Figs. 1.4 et 1.9d), et se trouve en régime transtensif sénestre (Lopes Cardozo et Behrmann, 2006 ; Rotstein et Schaming, 2008). Les failles N-S et NNE-SSW jouent respectivement en transtension et en transpression. Les jeux des failles orientées NE-SW présentent une composante chevauchante très significative, notamment sur celles situées au Sud des Vosges (Rotstein et Schaming, 2008). Seul le bassin de Heidelberg est en subsidence (Fig. 1.9d), la partie sud étant en surrection (impliquant l'absence de dépôts) sous l'effet de la poussée alpine. La réactivation en transpression de la zone transformante de Burgundy (Bourgogne) serait une autre illustration de la poussée alpine (Schumacher, 2002).

Un apport significatif de produits d'érosion venant des Vosges et de la forêt Noire est observé au Miocène moyen (Serravallien). Ceci est interprété comme une conséquence de la surrection des massifs cristallins du fait de la poussée alpine, qui correspond à la formation de nouveaux reliefs suite à un aplanissement érosif des épaulements du rift à la fin de l'Oligocène - début Miocène (Berger et al., 2005a ; Roussé, 2006).

Le front jurassien atteint le Sud du fossé au Burdigalien (Dèzes et al., 2004 ; Rotstein et al., 2005 ; Roussé, 2006). Les réseaux de drainage de l'avant pays alpin, d'orientation globale E-W, sont détournés vers le Nord au Pléistocène pour faire prendre au Rhin son cours actuel (Giamboni et al., 2004). Les positions des dépôts-centres et des édifices volcaniques, à l'échelle du fossé Rhénan et du continent européen, sont interprétées comme des signatures d'un flambage lithosphérique de l'avant pays alpin (Bourgeois et al., 2007, Fig. 1.4).

Les mécanismes régissant l'initiation et l'évolution du fossé Rhénan (et plus largement de l'ECRIS) sont sujets à débat : les influences par exemple de la tectonique alpine, de panaches mantelliques, de phénomènes thermiques, de réorganisation continentale généralisée, sont toujours discutées (par exemple Villemin et Bergerat, 1987 ; Ziegler, 1992 ; Michon et Merle, 2003 ; Dèzes et al., 2004 ; Bourgeois et al., 2007). Par ailleurs, la réactivation des accidents paléozoïques ENE-WSW joue un rôle majeur dans la formation du fossé Rhénan pour Schumacher (2002), alors que Édel et al. (2007) décèlent plutôt un contrôle prépondérant orienté NNE-SSW.

#### I 2.4 Mouvements tectoniques récents et activité sismique

Le régime de contraintes du fossé Rhénan est encore actuellement régi par la poussée alpine (Fig. 1.9e). La contrainte maximale horizontale est orientée en moyenne N150°E, ce qui maintient un régime extensif dans le fossé Rhénan inférieur et fait jouer les structures majeures du fossé Rhénan supérieur en décrochement (Baumann, 1981 ; Müller et al., 1992). Les mécanismes au foyer des plus forts séismes indiquent que des mouvements décrochants affectent les failles N-S et NE-SW formées au cours des événements varisques et tertiaires (Édel et al., 2006). Leurs répliques en mouvements inverses témoignent de la compression NW-SE. À l'échelle crustale, la profondeur maximale des foyers diminue avec la distance par rapport à l'orogène alpin, dessinant un prisme depuis la discontinuité de Conrad au SE et qui s'amincit vers le NW. Cette distribution suggère la formation d'une rampe crustale dont l'émergence correspondrait à la bordure NW des massifs cristallins des Vosges et de la Forêt Noire (Édel et al., 2006). Lors de la formation d'un fossé d'effondrement, les épaulements sont sujets à une surrection qui dépend du rejet sur les failles bordières (Nivière, 1998). Les principaux dépocentres tertiaires du fossé Rhénan supérieur sont situés dans les environs de Colmar et Karlsruhe (Fig. 1.9f). Or les reliefs actuels les plus élevés de la Forêt Noire se trouvent au Sud, à proximité de Freiburg. La topographie actuelle n'est donc pas liée à l'extension du début du Tertiaire, mais est plutôt causée par la poussée alpine ultérieure. L'érosion de sédiments syn-rifts au Sud du fossé confirme cette surrection (voir Rotstein et Schaming (2008) et références citées).

En général, les failles identifiées au sein du graben montrent des vitesses de rejets verticaux des horizons quaternaires n'excédant guère 0,1 mm/an (Lemeille et al., 1999 ; Bertrand et al., 2006). Un accroissement des rejets verticaux est remarqué vers le Nord du fossé Rhénan supérieur, ce qui est cohérent avec les taux de subsidence relativement élevés qui y sont enregistrés (Haimberger et al., 2005). L'activité néotectonique des seuils permo-carbonifères ENE-WSW est argumentée par Chorowicz et Deffontaines (1993), partitionnant le fossé Rhénan en un système de sous-bassins (Fig. 1.9e).

## I 2.5 Récapitulatif sur la structuration régionale

Trois directions structurales majeures affectent la région rhénane :

- ENE-WSW (direction Erzgebirgienne) à NE-SW, correspondant aux sutures varisques. Ces directions sont activées en décrochement au Carbonifère. La mise en place des plutons est principalement contrôlée par la direction NE-SW (Fig. 1.5). Au Permien, des bassins d'azimut ENE-WSW à NE-SW se développent (Fig. 1.6). Les failles ENE-WSW à NE-SW sont réactivées vraisemblablement au Lias puis au Crétacé, cette dernière réactivation impliquant une flexure des sédiments mésozoïques. Enfin, ces structures semblent avoir joué en décrochement lors de la compression alpine (principalement à l'Eocène) (Fig. 1.9).
- NNE-SSW (direction Rhénane) à N-S. Les accidents orientés NNE-SSW tels que la Zone de Cisaillement du Rhin Supérieur (Fig. 1.5) jouent en décrochement sénestre au Carbonifère. Ces failles accommodent plus tard une grande partie de l'extension tertiaire, en association avec les failles orientées N-S (Fig. 1.9).
- NW-SE. Des accidents de cette direction accommodent des mouvements dextres au cours de la période tardi-varisque, puis sous l'effet de la compression alpine.

# I 3. <u>ÉVOLUTION DE LA CATALOGNE DU PALÉOZOÏQUE À</u> <u>L'ACTUEL</u>

# I 3.1 Le cycle varisque

Le NE de l'Espagne est un bassin d'avant pays de l'orogène varisque (Julivert et Durán, 1990 ; Franke, 2000 ; Matte, 2001) (Fig. 1.2). Ce bassin est bordé par l'arc Ibéro-Armoricain, arc dans lequel se situent le domaine pyrénéen et les Chaînes Côtières Catalanes (Julivert et Durán, 1990 ; Synth. Géol. Géoph. Pyrénées, 1996b). Les failles héritées des événements compressifs dans le domaine pyrénéen sont principalement orientées N120°E (Synth. Géol. Géoph. Pyrénées, 1996b) (Fig. 1.2). En Catalogne, au Carbonifère supérieur (Pennsylvanien), des accidents de direction NW-SE jouent en transpression, dans le contexte de compression persistante lors du refroidissement final de l'orogène (Fig. 1.10) (Doblas et al., 1994 ; Synth. Géol. Géoph. Pyrénées, 1996b). Des structures E-W et NW-SE jouent ensuite en décrochement et permettent localement la formation de bassins à remplissages permo-triasiques (Arthaud et Matte, 1975 ; Bixel, 1987 ; Synth. Géol. Géoph. Pyrénées, 1996a ; Arche et al., 2007) (Fig. 1.10). Le socle paléozoïque subit alors un épisode d'altération rubéfiante (Virgili et al., 1974).



Fig. 1.10 : Carte structurale des principaux décrochements tardi-varisques (d'après Arthaud et Matte (1975)). a) Orientation des accidents décrochants en Ibérie (d'après Arthaud et Matte (1975)) et b) directions des bassins permo-carbonifères au sud des Pyrénées orientales (d'après Bixel (1987)).

#### PLUTONISME

Les granitoïdes catalans intrudent les formations principalement sédimentaires d'âge Cambro-ordovicien à Carbonifère inférieur. Celles-ci ont été déformées et ont subi un métamorphisme régional pendant l'orogénèse varisque (Enrique, 1990). Le plutonisme est considéré comme tardi- à post-tectonique (Carbonifère supérieur au Permien inférieur) puisque les plutons recoupent généralement la schistosité principale (Enrique, 1990 ; Julivert et al., 1996). Leurs caractéristiques géochimiques indiquent un magmatisme post-collisionnel, dont le matériel serait d'abord issu de croûte océanique subduite, et progressivement contaminé par du matériel continental (Enrique, 1990). Quelques exceptions sont cependant remarquées, avec des granites dont la source serait essentiellement crustale (Ferrés-Hernàndez, 1998). Des filons de lamprophyres mis en place au Permien supérieur pourraient constituer le dernier terme de l'activité magmatique du batholite (Chessex et al., 1965 ; Enrique, 1990 ; Ferrés-Hernàndez, 1998).

# I 3.2 Expression des riftings mésozoïques

L'évolution mésozoïque du NE de l'Ibérie est assez mal contrainte car les enregistrements sédimentaires ne sont que partiellement préservés (Roca, 1994) (Fig. 1.11a). Les formations sédimentaires du Trias germanique y sont reconnues (Virgili, 1958 ; Diez et al., 2007). Elles se déposent dans un contexte subsident qui perdure de la fin du Permien à l'Hettangien, et qui serait dû à la propagation vers l'Ouest du domaine téthysien (Salas et Casas, 1993 ; Doblas et al., 1994) (Fig. 1.3a).

Le Jurassique inférieur et moyen est une période de calme tectonique relatif. Cette phase post-rift est marquée par une subsidence thermique et une activité volcanique (Salas et Casas, 1993).

Des carbonates et des marnes sont formées d'une autre phase extensive qui débute au Jurassique supérieur (Salas et Casas, 1993 ; Salas et al., 2001 ; Gibbons et Moreno, 2002). Cet épisode de déformation serait une réponse locale à l'ouverture de l'Atlantique nord et notamment l'ouverture du golfe de Gascogne à la fin du Crétacé supérieur (Fig. 1.3c) (Stampfli et al., 2002 ; Vergés et al., 2002). L'Ibérie est alors désolidarisée des plaques Europe et Afrique par l'activation de grands cisaillements ou des domaines océaniques selon les auteurs (Olivet, 1996 ; Schmid et al., 2008) (Fig. 1.3). Les failles normales qui ont accommodé cette extension sont principalement NE-SW à ENE-WSW en Catalogne, et en moindre mesure NW-SE (Arthaud et Matte, 1975 ; Roca, 1994 ; Salas et al., 2001 ; Gibbons et Moreno, 2002 ; Antolín-Tomás et al., 2007). Cette phase de rifting est surtout exprimée au Sud des Chaînes Côtières Catalanes, dans le massif de Maestrat (Salas et Casas, 1993). L'activité tectonique se réduit au Crétacé supérieur, et le domaine pyrénéen entre en subsidence thermique (Simo, 1986 ; Salas et Casas, 1993).

#### I 3.3 L'orogénèse pyrénéenne et l'extension cénozoïque

La collision entre les plaques ibérique et européenne se produit au Paléogène, formant la chaîne pyrénéenne (Salas et Casas, 1993 ; Vergés et al., 2002) (Figs. 1.3d et 1.11b). L'héritage varisque et mésozoïque est réactivé de façon différente lors de cette convergence N-S (Arthaud et Matte, 1975 ; Synth. Géol. Géoph. Pyrénées, 1996b ; Beaumont et al., 2000) : au NE de l'Ibérie, les accidents NE-SW à ENE-WSW sont clairement réactivés en transpression sénestre, donnant lieu à la formation d'écailles (Guimerà, 1994 ; Roca et al., 1999). La compression pyrénéenne perdure jusqu'à l'Oligocène (Tassone et al., 1994 ; Vergés et al., 2002) (Fig. 1.11b). Cependant, la fin de ses manifestations dans les Chaînes Côtières Catalanes est plus précoce et diachrone ; elle semble migrer de l'Est vers l'Ouest au cours de l'Oligocène (Vergés et al., 2002). Cette interruption est liée à l'ouverture de l'ECRIS dans la région. Deux régimes tectoniques se succèdent au cours du Néogène :

- Un régime extensif lié à la formation de l'ECRIS affecte la région de l'Oligocène au Miocène inférieur (Roca, 1994 ; Tassone et al., 1994 ; Roca et al., 1999 ; Parcerisa et al., 2007) (Fig. 1.11c). L'extension débute à l'Oligocène inférieur dans le Sud de la France et migre progressivement vers le SW pour former le fossé de Valencia à l'Oligocène terminal - Acquitanien (Synth. Géol. Géoph. Pyrénées, 1996b ; Roca et al., 1999) (Fig. 1.4d et e). Cette extension orientée NW-SE à ESE-WNW est accommodée par la réactivation en jeu normal de failles mésozoïques et tardi-varisques d'azimut principalement NE-SW à ENE-WSW, telles que les failles du Valles Penedes, de Barcelone-San Feliu de Guixols (Fig. 1.11) (Donville, 1976 ; Pous et al., 1990 ; Guimerà, 1994 ; Tassone et al., 1994 ; Roca et al., 1999). Cette propagation de l'ECRIS dans le NE de l'Ibérie est suivie dès le Burdigallien par l'extension d'arrière arc de la zone de subduction "apennine" située à l'Est du bloc corso sarde, ouvrant le golfe du Lion et le bassin Provençal (Fig. 1.4e) (Alsaker et al., 1996 ; Séranne, 1999 ; Faccenna et al., 2001 ; Rosenbaum et al., 2002a ; Lacombe et Jolivet, 2005). La croûte s'amincit jusqu'à la formation d'un domaine océanisé entre le bloc Corso-Sarde et l'Ibérie (Séranne, 1999 ; Mauffret et al., 2001 ; Bache, 2008). Des accidents NW-SE jouent le rôle de zones de transfert dextres, tels que la Catalan Transfer Zone, entre les failles normales NE-SW à ENE-WSW (Mauffret et al., 2001) (Figs. 1.4 et 1.11). De nombreuses failles normales NE-SW à ENE-WSW sont exprimées dans le socle et dans les dépôts d'âge Néogène inférieur. Leur activité diminue fortement au Burdigalien inferieur ; seuls les accidents régionaux à vergence SE tels que celui de Valles Penedes restent actifs jusqu'au Tortonien (Bartrina et al., 1992 ; Roca et al., 1999). Il en résulte un système de demi grabens (Fig. 1.11a).
- L'activité tectonique se réduit à partir du Miocène moyen (phase post-rift). La région entre dans une phase de subsidence thermique . Des failles NW-SE fonctionnent en jeu normal à terre et en mer jusqu'au Pliocène Pléistocène, voire encore à l'Actuel (Donville, 1976 ; Pous et al., 1990 ; Bartrina et al., 1992 ; Tassone et al., 1994 ; Lewis et al., 2000 ; Mauffret et al., 2001) (Fig. 1.11d et e). L'activité de ces failles serait liée à (1) un changement de la direction de convergence entre les plaques africaine et européenne réorientant la contrainte horizontale minimale dans la direction NE-SW, (2) un flambage associé à la convergence Europe-Afrique, (3) la réactivation de la zone de transfert Catalane entre le golfe du Lion et le fossé de Valencia (voir les références citées par Lewis et al. (2000)).

#### I 3.4 Evolution plio-quaternaire

Le relief actuel des Chaînes Côtières Catalanes reflète une géométrie de blocs basculés. Ce relief est directement hérité des régimes extensifs néogènes et le fonctionnement en demi-grabens, faisant intervenir la dénudation des têtes de blocs (décharge érosive) et l'accumulation des produits d'érosion le long des grandes failles normales (Tassone et al., 1994 ; Lewis et al., 2000 ; Mauffret et



Fig. 1.11 : a) Carte régionale des formations principales actuelles des Chaînes Côtières Catalanes (modifiée d'après Roca et Desegaulx (1992)). b) à e) : Évolution tectono-sédimentaire de la partie NE des Chaînes Côtières Catalanes au Cénozoïque (modifié d'après Tassone et al. (1994)).

al., 2001 ; Gaspar-Escribano et al., 2004 ; Casas-Sainz et de Vicente, 2009). Deux phases de surrection sont distinguées, correspondant aux deux régimes tectoniques tertiaires décrits précédemment.

Les données de néotectonique et de sismicité indiquent une direction moyenne sub-méridienne de la contrainte maximale horizontale, avec des variations locales qui peuvent être importantes, jusqu'à ±45° (Schindler et al., 1998 ; Souriau et Pauchet, 1998 ; Goula et al., 1999). Ce régime semble stable depuis le Pliocène.

Les anomalies thermiques régionales sont allongées dans la direction NE-SW, en raison des variations d'épaisseur de la croûte et du contrôle structural des grandes failles sur les circulations de fluides (Fernàndez et Banda, 1989 ; Fernàndez et Banda, 1990). Des sources chaudes sont concentrées dans la Zone de Transfert Catalane (par exemple Caldes de Malavella), vraisemblablement en raison de (1) l'activité tectonique des failles NW-SE, et (2) de la chaleur résiduelle du volcanisme néogène et quaternaire dont la remontée des magmas a été contrôlée par ces failles (Martí et al., 1992 ; Cebriá et al., 2000).

#### I 3.5 Récapitulatif sur la structuration régionale

Les familles NW-SE et NE-SW à ENE-WSW sont clairement exprimées à la fin du cycle varisque (notamment au Permien). Ces deux familles ont accommodé les régimes extensifs mésozoïques, la compression pyrénéenne et enfin l'ouverture du golfe du Lion, par inversions tectoniques successives. Dans les Chaînes Côtières Catalanes, trois structures majeures résultent de cette évolution polyphasée : les failles NE-SW à ENE-WSW du Valles Penedes et de Barcelone-San Feliu de Guixols ont concentré les déformations, et un couloir de failles NW-SE à ESE-WNW constitue le prolongement à terre de la Zone Transformante Catalane (Fig. 1.11).

# I 4. <u>SYNTHÈSE : ANALOGIES ET DIFFÉRENCES ENTRE LES DEUX</u> <u>RÉGIONS</u>

Les socles des deux sites étudiés à Soultz-sous-Forêts et dans les Chaînes Côtières Catalanes sont tous les deux des batholites tardi-varisques. Les granitoïdes du fossé Rhénan sont carbonifères, ceux de Catalogne sont un peu plus jeunes (début Permien) (Annexe 1). Dans l'ensemble ils sont d'affinité calco-alcaline à alcaline à quelques exceptions près.

Dans chacun des cas, les socles cristallins ont été fortement structurés lors de la relaxation de la chaîne varisque, c'est-à-dire pendant ou très précocement après la mise en place des plutons. Des structures majeures, d'échelle crustale, sont évidentes dans le domaine rhénan alors qu'en Catalogne de telles structures sont absentes, ou en tous cas moins manifestes. L'extention tardi-varisque et l'érosion des reliefs a induit une exhumation des socles, qui, mis à l'affleurement, ont subi une altération supergène avant d'être recouverts par les dépôts permo-triasiques.

Les événements extensifs (mésozoïques) puis compressifs du cycle alpin (Annexe 1) ont été plus intenses en Catalogne que dans le domaine rhénan. En particulier de grands décro-chevauchements associés à l'édification pyrénéenne ont affecté le socle catalan au début du Tertiaire (par exemple la faille de Valles Penedes). En revanche, au Nord du Jura les manifestations de la poussée des Alpes sont moins intenses.

L'ECRIS est transverse par rapport à la ceinture varisque. Dans les deux régions étudiées, l'héritage paléozoïque, en particulier permo-carbonifère, est réutilisé pour l'ouverture de bassins et le fonctionnement de zones de transferts (Figs. 1.2, et 1.4). L'ouverture du fossé Rhénan supérieur se fait suivant des failles N-S à NNE-SSW (Fig. 1.9). Certaines de ces failles sont néoformées, d'autres constituent une part de l'héritage varisque. Les failles ENE-WSW servent de relais. En Catalogne, les failles normales qui jouent lors de l'ouverture du Golfe du Lion et du fossé de Valencia sont principalement orientées NE-SW à ENE-WSW, et les zones de transfert sont NW-SE à ESE-WNW (Fig. 1.11). La néoformation de failles normales tertiaires y semble plus rare que dans le fossé Rhénan. Il apparaît donc qu'en Catalogne, les déformations se sont concentrées sur deux familles de structures en grande partie héritées (NE-SW à ENE-WSW, NW-SE à WNW-ESE), alors que dans le fossé Rhénan, trois familles principales ont accommodé les déformations (NNE-SSW, ENE-WSW, NW-SE), avec en outre la néoformation oligocène de failles N-S.

Les Chaînes Côtières Catalanes sont constituées par un système de blocs basculés d'environ 40 km de largeur, au sein d'une marge passive. La distance séparant les deux systèmes de failles bordières du graben Rhénan, dans lequel l'extension fut bien moindre, est en moyenne de 40 km (Fig. 1.9f et Fig. 1.11a).

La direction des contraintes actuelles ressenties dans l'avant pays sud pyrénéen est très variable. En revanche le régime de contraintes dans l'avant pays alpin est plus homogène, vraisemblablement du fait du contrôle actif par la poussée orogénique. Le relief du fossé Rhénan et des domaines adjacents est d'ailleurs une conséquence directe de cette poussée, alors que la topographie de la Catalogne est, en bien plus grande proportion, directement issue des régimes extensifs néogènes. Dans les deux cas étudiés, les socles varisques ont donc subi une forte structuration précoce. Cet héritage a été réactivé et des structures ont été néoformées ultérieurement, notamment à l'occasion de la formation de l'ECRIS. L'histoire polyphasée des deux régions, marquée par des riftings et l'édification des orogènes alpins, résulte en une fracturation importante des formations cristallines. Le potentiel géothermique de ces deux régions est reconnu, en particulier lorsque le socle est enfoui sous les bassins sédimentaires (Munck et al., 1979 ; Hidalgo et al., 2009). Pour de telles exploitations industrielles, la perméabilité relativement faible de la matrice de ces socles cristallins et leur fracturation relativement forte en font des réservoirs dits "fracturés". Quelques notions de base sont donc présentées concernant la fracturation et divers types de structures. Ensuite, une revue des méthodes de caractérisation de réservoirs fracturés est proposée.

# II. CARACTÉRISATION DES RÉSERVOIRS FRACTURÉS

# II 1. DÉFINITION D'UN RÉSERVOIR FRACTURÉ

Un réservoir fracturé peut être défini comme étant un réservoir dans lequel un réseau de fractures représente la majeure partie de la porosité et des chemins de circulation de fluides (voir par exemple Petford, 2003 ; Zhong et al., 2009). La matrice rocheuse présente des propriétés de transfert significativement moins importantes. Les dimensions des réservoirs sont de l'ordre de l'hectomètre cube à plusieurs kilomètres cubes, similaires à celles des réservoirs conventionnels.

# II 2. LES ÉLÉMENTS QUI COMPOSENT CES RÉSERVOIRS

Une fracture est généralement définie comme une discontinuité qui affecte un volume rocheux à rhéologie fragile (Price et Cosgrove, 1990). Trois modes de formation et de propagation de fractures sont distingués (Guéguen et Palciauskas, 1997) : une ouverture simple (mode I) consiste en une propagation de la discontinuité orthogonalement à l'écartement de ses épontes (Fig. 1.12). Une fracture peut aussi se former par un déplacement relatif de ses épontes orienté parallèlement à la fracture, par cisaillement (mode II) ou par vissage (mode III) (Fig. 1.12). Les fractures formées en mode I sont des joints (aussi appelés "diaclases"). Les fractures qui se développent en mode II ou III, présentant un rejet, sont des failles.



Fig. 1.12 : Modes de formation des fractures, par ouverture (mode I), glissement plan (mode II) ou glissement antiplan (mode III) (d'après Guéguen et Palciauskas (1997)).



Fig. 1.13 : Schéma de fracturation d'un massif granitique (d'après Cloos (1922)).

Le premier stade de fracturation d'une roche magmatique est la formation de joints lors de son refroidissement (Fig. 1.13). Ces joints forment plusieurs familles dont les directions dépendent de la forme du pluton, de la position des fractures dans le corps magmatique, et des contraintes extérieures (Cloos, 1922 ; Gerla, 1988 ; Price et Cosgrove, 1990 ; Bergbauer et Martel, 1999). Ces joints constituent la pré-structuration fragile du massif. Ils peuvent être régulièrement ou aléatoirement espacés (espacement métrique à décamétrique) ou au contraire former des couloirs dans lesquels leur densité est plus élevée (espacement centimétrique à décimétrique) (Genter et Castaing, 1997 ; Gillespie et al., 2001 ; Peacock, 2006).

Des déformations ultérieures peuvent être causées par des forces externes (par exemple des contraintes régionales), ou internes (par exemple la décompaction) (Sanders et al., 2003). La préstructuration peut alors être réactivée : il s'agit d'une ouverture ou d'un cisaillement accommodé par les joints préexistants en fonction de leur orientation par rapport aux contraintes. D'autre structures, joints et failles, peuvent aussi être néoformées. Il résulte de ces épisodes de déformation des familles de failles et joints d'orientations variées, formant un réseau structural.

Des couloirs fracturés sont définis par une concentration relativement forte de fractures, dont l'organisation peut être très variable. Ces réseaux sont constitués par exemple par des fractures parallèles à la direction du couloir, des fractures dites "conjuguées" fortement obliques à la direction principale (de 30 à 45° en fonction de la cohésion du matériau), des structures de Riedel dont les angles par rapport à la direction moyenne du couloir sont d'environ 15 et 75° (Price et Cosgrove, 1990).

La propagation des fractures peut aller jusqu'à leur connexion (coalescence). Si la déformation se poursuit, notamment par cisaillement, la densité de fractures peut être suffisamment importante pour que les matériaux perdent leur cohésion au point d'être bréchifiés (Sibson, 1977). Outre cet endommagement mécanique, la présence et la circulation de fluides agressifs pour les formations peut provoquer des altérations chimiques (Olsen et Scholz, 1998 ; Schulz et Evans, 1998 ; Morrow et Moore, 2001 ; Putnis, 2002). Dans le cas des granites, il s'agit principalement d'une argilisation des minéraux primaires feldspathiques et micacés.

Pour une structure mature, une faille présente une zonation caractéristique (Caine et al. (1996), Faulkner et al.(in press), Fig. 1.14) qui se compose de :

- Un cœur dans lequel la transformation de la matrice est importante du fait de la déformation et des phénomènes chimiques (Fig. 1.14). Les surfaces de glissement sont relativement nombreuses, le matériel est broyé, des zones de gouges sont formées. La dissolution-précipitation peut être importante et former des ciments ennoyant des clastes et enclaves (cataclasites) (Sibson, 1977).
- Une zone endommagée qui est une zone de transition entre le cœur et le protolithe (Fig. 1.14). La matrice se caractérise par de moindres degrés de déformation et d'altération chimique. La déformation est concentrée le long de failles secondaires et de fractures ("fault tips", "process zones", voir Schulz et Evans (2000), d'Alessio et

Martel (2004), Blenkinsop (2008)). Ces structures secondaires présentent parfois les organisations géométriques évoquées précédemment (réseaux conjugués...).

• Le protolithe correspond aux zones qui n'ont pas subi l'altération et la fracturation associées

à la faille. Fig. 1.14 : Modèle conceptuel d'une zone de faille (d'après Caine et al. (1996)).





Fig. 1.15 : Relation entre le rejet des failles et leur épaisseur (d'après Scholz (1987)).

Au premier ordre, une corrélation est observée entre le rejet d'une faille et l'épaisseur de son cœur (Scholz (1987), Faulkner et al. (in press), Fig. 1.15) : plus une faille a accommodé de déformation, plus elle est épaisse. Les méthodes d'investigation doivent donc être adaptées à l'échelle des structures à investiguer, de l'échelle des micro fractures (de l'échelle de l'échantillon à l'échelle du grain) jusqu'à l'échelle régionale (kilométrique et plus).

Outre l'origine naturelle de la fracturation (contraction thermique, décompaction, régimes tectoniques...), des causes anthropiques peuvent générer ou réactiver des fractures, par exemple lors de forages, de stimulations de massifs (voir plus loin), d'explosions...

#### II 3. <u>CAS DES SOCLES CRISTALLINS</u>

Dans le cas de fossés d'effondrement, des réseaux de failles ont permis la subsidence. Outre cet épisode tectonique, les événements pré- ou post-effondrement peuvent aussi avoir créé ou réactivé d'autres réseaux de fractures. Différentes populations de joints et de failles affectent donc le socle, ce qui est une condition nécessaire pour lui conférer des propriétés réservoir intéressantes (Fig. 1.16) (Du Hung et Van Le, 2003 ; Genter et al., 2003 ; Koning, 2003 ; Schutter, 2003b). Les réseaux de failles peuvent drainer des fluides chauds, ce qui permet une exploitation directe en géothermie, ou encore favorise la maturation et la migration des hydrocarbures. Dans une telle configuration, la couverture sédimentaire joue le rôle d'isolant thermique et hydraulique (Fig. 1.16). Les champs pétrolier de Merkwiller-Péchelbronn et géothermique de Soultz-sous-Forêts (fossé Rhénan) illustrent très bien cette dualité entre anomalie thermique et ressources en hydrocarbures (Sittler, 1985 ; Gérard et Kappelmeyer, 1988).

Le toit du socle peut présenter des propriétés réservoir particulières (Fig. 1.16). La densité de fractures est parfois plus élevée qu'en profondeur, et la matrice cristalline peut être très poreuse. Ces caractéristiques sont liées à l'exhumation et à l'érosion du massif cristallin avant son enfouissement : la décompression et l'altération supergène induites se manifestent souvent par une augmentation de la densité fractures à faible pendage (exfoliation), et une augmentation de la porosité de matrice (notamment par argilisation) (Price et Cosgrove, 1990 ; Petford, 2003) (Figs 1.16 et 1.22). Pour ces raisons, et si l'argilisation n'est pas trop développée, les propriétés du réservoir peuvent être considérablement augmentées par rapport au réservoir fracturé plus profond. Indépendamment d'une éventuelle exhumation, le toit d'un batholite peut être significativement fracturé du fait de son refroidissement relativement rapide au contact de son encaissant.



Fig. 1.16 : Exemple de gisement d'hydrocarbures dans un socle cristallin fracturé (Viet Nam), altéré et enfoui sous une couverture sédimentaire (modifié d'après Du Hung et Van Le (2003)).

# II 4. MÉTHODES D'INVESTIGATION DES RÉSERVOIRS FRACTURÉS

Différentes méthodes sont utilisées pour reconnaître les réseaux structuraux en fonction des dimensions des structures (Fig. 1.15) et de leur position (à l'affleurement ou en profondeur).

## II 4.1 Structures régionales, failles majeures et couloirs de fracturation

À l'échelle régionale, la position des failles est souvent investiguée par des méthodes de télédétection pour leur identification en surface ou par des campagnes géophysiques pour leur reconnaissance en profondeur. La fracturation et les modifications minéralogiques dues à des circulations de fluides modifient les propriétés mécaniques et chimiques des zones de faille par rapport au protolithe. Ces zones peuvent alors apparaître comme des reliefs hauts ou des incisions topographiques sur les Modèles Numériques de Terrain (MNT). Aussi, les variations pétrographiques qu'elles représentent par rapport au protolithe (disparition des phases primaires, remplacement par des phases secondaires), et d'éventuelles circulations de fluides, les rendent détectables sur des cartes d'anomalies magnétiques, gravimétriques, ou des clichés infrarouges (Tirén et al., 1999 ; Schutter, 2003a ; Durand et al., 2006 ; Bell et Ramelli, 2009 ; Eneva et al., 2009).

À l'échelle du réservoir, si les formations affleurent, leur cartographie est très profitable pour caractériser les contacts lithologiques, des intersections de failles... de façon à mieux comprendre la géologie régionale et éventuellement extrapoler les structures en profondeur (Tirén et al., 1999 ; Coolbaugh et al., 2009 ; Faulds et al., 2009). Des analyses de fracturation sur des affleurements proches permettent d'identifier les familles de fractures principales qui peuvent être attendues en profondeur (Genter et Traineau (1996), et références citées). Des analyses de gaz dans les sols

peuvent compléter ces reconnaissances pour détecter des failles et caractériser leur activité par la remontée de gaz profonds (radon, hélium, méthane...) (Schutter, 2003a).

Les méthodes sismiques tiennent une place particulière dans l'exploration et la caractérisation des réservoirs fracturés, en raison de leur développement historique et de leurs déclinaisons très diverses (Crosby et Calman, 1996 ; Schutter, 2003a). La propagation des ondes élastiques est atténuée et ralentie par la fracturation et la présence de fluides, et des réflexions d'ondes peuvent aussi se produire sur les structures en raison des contrastes de vitesse et de densité qu'elles représentent (Crosby et Calman, 1996). La sismique réflexion est utilisée pour l'imagerie de structures à faible pendage (Green et Mair, 1983; Spencer et al., 1993; Milkereit et al., 1994; Juhlin, 1995; Okko et al., 2003). Des traitements récents ont permis l'imagerie discrète de failles à fort pendage dans des socles cristallins à l'échelle régionale (Juhlin et al., 2010) ou à l'échelle du réservoir (Pham et al. (2008), Fig. 1.17). Dans les granitoïdes sains, la vitesse des ondes P est d'environ 5500 à 6000 m/s. Les variations de vitesse causées par la présence des failles (de quelques % à plusieurs dizaines de %) sont exploitées pour les carter généralement par tomographie (Bregman et al., 1989 ; Zhao et al., 1997 ; Hayles et al., 1999 ; Carvalho et al., 2000 ; Ellefsen et al., 2002 ; Martí et al., 2002 ; Meju, 2005 ; Charléty et al., 2006). Par ailleurs, les minéraux argileux sont connus pour leur forte capacité de rétention de l'eau. Leur concentration dans les zones de faille favorise donc l'imagerie de celles-ci, par exemple par tomographie de résistivité électrique (Jämtlid et al., 1984 ; Meju, 2005 ; Durand et al., 2006).



Sedimentary

Fig. 1.17 : Exemple d'imagerie de failles à fort pendage affectant le toit d'un socle granitique sous une couverture sédimentaire (Viet Nam) (modifié d'après Pham et al. (2008)). Profil sismique migré en profondeur.

#### Fracturation décimétrique à décamétrique II 4.2

L'efficacité des méthodes géophysiques est limitée par le filtrage passe-bas des formations géologiques. De ce fait, plus la distance séparant les dispositifs d'acquisition et les structures augmente, moins les méthodes sont capables de séparer des objets de petites dimensions. Seules certaines caractéristiques moyennes de la fracturation de petite échelle peuvent être mesurées, comme la densité de fractures, l'orientation de familles, l'ouverture moyenne... L'analyse d'anomalies ou d'anisotropies de vitesse, d'amplitude ou de forme de signal peuvent être exploitées en ce sens par analyse des ondes transmises au travers des milieux fracturés (Fehler et Pearson, 1984 ; Kuwahara et al., 1991 ; Kuwahara et al., 1995 ; Ohminato et al., 1995 ; Crosby et Calman, 1996 ; Riollet, 1997 ; Zou et Wu, 2001 ; Martí et al., 2006a ; Stan-Kleczek, 2008). En sismique réflexion, des variations d'amplitude (Amplitude Versus Offset, or Azimuth), peuvent être aussi exploitées pour caractériser par exemple les orientations des familles de fractures (Green et al., 1989 ; Pérez et al., 1999 ; Ortega et McMechan, 2000 ; Agersborg et al., 2007). La déviation d'ondes lors de réflexions à l'interface entre milieux fracturés peut aussi donner le même type de résultats (Artola et al., 2004). Les méthodes radar sont aussi capables de caractériser la densité et l'orientation des fractures à partir de l'anisotropie qu'elles induisent en milieu cristallin (Tillard, 1994).

Certaines adaptations ont été réalisées pour disposer les appareillages partiellement ou intégralement en puits. De récents exemples de VSP (Vertical Seismic Profiling) illustrent l'efficacité des méthodes sismiques ainsi transposées pour imager de façon discrète des structures d'échelle décamétrique voire hectométrique (Cosma et al., 2001 ; Martí et al., 2006b ; Emsley et al., 2007). D'autres adaptations des méthodes sismiques (Serbutoviez et al., 1997 ; Takahashi et al., 2001) ou radar (Mari et Coppens, 2000) développées intégralement en puits sont dédiées à l'imagerie des failles à plus haute résolution.

Très localement, au niveau des puits, les structures peuvent être résolues soit par l'analyse de carottes, soit grâce à des méthodes d'imagerie des parois (Fig. 1.18). L'imagerie optique n'est pas toujours possible, en premier lieu dans les réservoirs pétroliers. Les méthodes se basent donc sur des mesures de résistivité des formations (FMI, FMS, ARI) ou sur leur réponse élastique (UBI, BHTV) (Dezayes, 1995). Leur efficacité dépend donc des variations de propriétés physiques associées aux fractures et de leurs dimensions. Dans le cas d'un granite carotté, Genter et al. (1997a) évaluent à seulement 5% la proportion de fractures détectées en puits par méthode acoustique dans les zones altérées et fracturées, et à 50% dans les zones dites saines (Fig. 1.19). Ceci illustre l'effet de l'altération matricielle. Les mesures quasi-exhaustives réalisées sur carottes permettent en outre d'estimer la densité de fractures dans les zones saines à environ 0,5 fractures par mètre et dans les zones fracturées jusqu'à 10 fractures par mètre (Genter et al., 1997a).

Outre l'orientation des fractures, ces outils d'imagerie permettent d'estimer d'éventuels halos d'altération qui leur sont associés (Fig. 1.18). Les diagraphies standard mesurent par ailleurs la radioactivité, la densité, la vitesse des ondes élastiques le long des parois, la forme du puits... pour caractériser les altérations, ce qui permet parfois d'en distinguer différents types (Schutter, 2003a ; Sausse et al., 2006). Des "électrofaciès" sont parfois définis sur la base de ces diagraphies de façon à reconnaître les lithologies traversées par les puits (Maiti et al., 2007).



Fig. 1.18 : Exemple d'une série de mesures complémentaires effectuées en puits (d'après Luthi (2005)) : a) De gauche à droite : schéma d'outil de mesure de propriétés hydrauliques, imageries des parois par mesures de résistivités électriques, par réflectivité ultrasonique, formes d'ondes de mesures soniques (ondes de Stoneley), imagerie de résistivité (pénétration à quelques centimètres), résistivités. b) Tests hydrauliques et prélèvements de fluides dans une fracture isolée par l'outil schématisé en a).



Fig. 1.19 : Nombre cumulé de fractures en fonction de la profondeur, détectées à partir d'imagerie de parois (Borehole Televiewer) ou visuellement sur carottes (puits EPS1, Soultz-sous-Forêts, d'après Genter et al. (1997a)).

## II 4.3 Modélisations statiques des réservoirs

Le rassemblement des informations diverses et complémentaires fournies par les différentes approches constitue une caractérisation multiéchelle et plus réaliste d'un milieu fracturé (Tirén et al., 1999 ; Schutter, 2003a). Une telle "modélisation structurale statique" permet d'analyser les relations structurales entre les objets d'échelles diverses détectés par les méthodes géologiques et géophysiques (Fig. 1.20). Les apports considérables de telles représentations 3D dans la compréhension de réservoirs fracturés sont largement discutés (Jones et al., 1999 ; Tirén et al., 1999 ; Hesthammer et Fossen, 2003 ; Okko et al., 2003 ; Sanders et al., 2003 ; Escuder-Viruete et al., 2004 ; Durand et al., 2006 ; Martí et al., 2006b ; Sausse et al., 2007 ; Teng et Koike, 2007 ; Newman et al., 2008). Par exemple, une telle approche multidisciplinaire est illustrée par Hesthammer et Fossen (2003), qui intègrent des données de fracturation de puits dans une géométrie de réservoir issue d'imagerie sismique. Un des bénéfices de leur travail est de mieux comprendre le rôle des failles échantillonnées par carottage dans leur contexte structural.



Fig. 1.20 : Exemple de modèle structural 3D d'un réservoir géothermique construit par intégration de la carte géologie, du MNT, de profils de magnétotellurique, de foyers de séismes (d'après Newman et al., (2008)). Les sections ouvertes des puits sont en noir.

Une limitation principale de cette approche est le manque d'information directe concernant l'étendue de certaines structures, la chronologie de leur fonctionnement, et leurs intersections... et la difficulté de faire des liens entre l'échelle de la paroi du puits et de celle des méthodes de surface. Des comparaisons entre les données d'un réservoir enfoui, et donc peu accessible, avec celles issues de formations analogues peuvent apporter des informations manquantes. Il peut s'agir de réservoirs similaires mieux connus, ou de formations affleurantes et donc directement accessibles (Cosgrove, 1998). Par exemple Devilliers et Werner (1990), Sanders et al. (2003), Luthi (2005), Wennberg et al. (2007) identifient en surface des réseaux de fractures qui les aident à reconnaître les relations structurales entre les différentes familles de fractures (notamment leurs intersections dans les formations en profondeur). Outre ces comparaisons directes de données structurales acquises en réservoir et sur des analogues, de nombreux travaux ont cherché à décrire la distribution spatiale, la forme, l'ouverture, etc. des fractures. Des outils statistiques synthétisés par exemple par Gillespie et al. (1993), Bonnet et al. (2001) (présentés dans le chapitre 2), sont utilisés par Odling et al. (1999), Genter et al. (2000), McCaffrey et al. (2003) pour comparer l'organisation des structures dans des contextes tectoniques ou lithologiques différents. Ils montrent, entre autres, que l'espacement et les dimensions des fractures peuvent être fortement contrôlés par l'épaisseur des bancs dans les systèmes stratifiés, ou que certains réseaux de fractures par exemple en milieu cristallin présentent des distributions autosimilaires des espacements sur plusieurs ordres de grandeur. De tels résultats statistiques sont introduits de façon stochastique dans les modèles de réservoirs. Ils complètent d'autres méthodes géostatistiques d'interpolation des mesures pétrophysiques (porosité, perméabilité, vitesses des ondes acoustiques...) ou d'orientation et de densité de fractures effectuées en puits (Vernik et Nur, 1992 ; Escuder Viruet et al., 2003 ; Martí et al., 2006b).

# **II 5. CIRCULATION DES FLUIDES ET PHÉNOMÈNES ASSOCIÉS**

Le régime de contraintes (régionales, lithostatique, pression de fluides...) subi par une formation est un facteur important qui contrôle l'ouverture, la fermeture, la propagation et la connexion des fractures (voir par exemple Jolly et Cosgrove (2003), Rogers (2003)). Par ailleurs, la connexion de la porosité de matrice avec le réseau de fractures est déterminante dans l'exploitation de réservoirs d'eau ou d'hydrocarbures, pour permettre d'accéder à la ressource ainsi stockée. L'exploitation d'un réservoir fracturé est donc conditionnée par le réseau structural, sa réaction aux contraintes, et d'éventuels effets de matrice. Les failles représentent des hétérogénéités majeures d'un massif fracturé ; leur comportement hydraulique est donc déterminant dans le drainage du massif.

#### II 5.1 Circulations à l'échelle de la zone de faille

Les comportements hydrauliques et mécaniques d'une faille sont liés et sont complexes (Caine et al. (1996), Fig. 1.21). Les transformations minérales et structurales (fracturation, broyage), modifient les propriétés mécaniques des formations. La présence de zones de gouge et le colmatage des espaces poreux par la précipitation d'espèces secondaires a pour effet de limiter la conductivité hydraulique des failles (Fig. 1.21) (Goddard et Evans, 1995 ; Branquet et al., 1999 ; Cox, 1999 ; Faulkner et al., in press). En particulier, l'altération hydrothermale du granite peut générer des carbonates secondaires (Savage et al., 1987 ; Komninou et Yardley, 1997). En revanche, l'ouverture mécanique des fractures et des pores, par exemple sous l'effet de surpression de fluides, et les phénomènes de dissolution, augmentent l'espace poreux et, potentiellement, la perméabilité. La zone de faille est souvent le siège d'interactions fluides-roches importantes en raison de la forte densité de fractures et des altérations chimiques qui augmentent la porosité de matrice (grande surface d'échange). Une faille peut donc jouer le rôle de drain ou de barrière de perméabilité dans un réservoir, en fonction de son architecture, des matériaux qui la composent et de leur état (Fig. 1.21). En général, une zone de faille joue le rôle de barrière de perméabilité pour des flux qui lui sont orthogonaux en raison des colmatages et de l'argilisation de son cœur. En revanche, le réseau

poreux représenté par la zone endommagée facilite les écoulements suivant la surface de la faille. Ce comportement est variable dans le temps, avec notamment une accommodation de la déformation qui peut être cyclique (éventuellement sismogénique) (voir par exemple Sibson, 1986 ; Evans, 1990 ; Sibson, 1992 ; Bruhn et al., 1994 ; Evans et Chester, 1995 ; Evans et al., 1997 ; Sibson, 2000 ; Gudmundsson, 2001 ; Faulkner et al., in press).



### II 5.2 Caractérisation du contrôle structural sur les circulations

Tout comme la structuration d'un réservoir, les circulations de fluides qui y ont lieu sont évaluées par différentes approches qui concernent différentes gammes d'échelles.

À l'échelle centimétrique, les analyses sont portées sur les propriétés matricielles et d'une microfracturation éventuelle. Les échantillons issus de carottages sont soumis à des mesures pétrophysiques visant principalement à estimer en profondeur les propriétés de transfert de fluides (et parfois de chaleur) dans les fractures et dans la matrice (Walsh et Brace, 1984 ; Clauser, 1992 ; Caine et al., 1996 ; Evans et al., 1997 ; Huenges et al., 1997 ; Morrow et Moore, 2001 ; Onishi et Shimizu, 2005 ; Rosener, 2007). Les valeurs de porosité des granites varient en général de moins de 1% dans les faciès dits sains, jusqu'à plusieurs % dans des zones altérées.

Les propriétés hydrauliques à l'échelle des zones fracturées peuvent être estimées in situ grâce à des outils de puits. La mesure du débit le long des puits, ou en individualisant les fractures avec des systèmes détanchéité (Fig. 1.18b), permettent de mesurer directement la conductivité hydraulique des structures (Wilhelm et al., 1994 ; Evans et al., 2005a ; Luthi, 2005). Ces mesures sont valables localement au niveau du puits. Seules des approches complémentaires telles que l'analyse d'ondes de tubes ou de phénomènes sismo-électriques générés par les fractures ouvertes peuvent fournir une estimation des dimensions des structures, mais en général le rayon d'action de ces méthodes est limité à l'échelle décamétrique autour du puits (Beydoun et al., 1985 ; Hardin et al., 1987 ; Green et al., 1989 ; Kiguchi et al., 1995 ; Toksöz et Li, 1996 ; Mikhailov et al., 2000 ; Kiguchi et al., 2001 ; Evans et al., 2005a).

Les porosité, perméabilité et transmissivité à l'échelle du réservoir peuvent être estimées in situ également par tests hydrauliques menés à l'échelle de la totalité des sections ouvertes des puits (Brace, 1984 ; Huenges et al., 1997 ; Rothert et al., 2003 ; Aquilina et al., 2004). Cela permet de déceler des intervalles perméables, comme par exemple le toit de certaines formations cristallines (Figs 1.16 et 1.22) (Du Hung et Van Le, 2003 ; Schutter, 2003a ; Pham et al., 2008). Des tests de traçage sont parfois effectués entre les puits pour quantifier les connexions en termes de temps de transfert et de taux de récupération. Certaines méthodes géophysiques (magnétotellurique (MT), électromagnétique transitoire (TEM), potentiel spontané...) permettent de détecter et de localiser des circulations de fluides à grande profondeur mais avec une résolution limitée (Schutter, 2003a ; Linde et Pedersen, 2004 ; Meju, 2005 ; Darnet et al., 2006 ; Newman et al., 2008). D'autres méthodes décrites précédemment (sismique, radar, électrique) sont aussi efficaces pour mesurer des propriétés physiques moyennes à l'échelle des massifs, et ainsi aider à comprendre le contrôle structural sur les circulations : la saturation en fluides et leur ouverture sous l'effet de contraintes extérieures ou par surpression des fluides, renforcent les contrastes de propriétés physiques qu'elles représentent par rapport au protolithe. Par exemple en sismique, leurs effets sur la vitesse et l'atténuation des ondes sont augmentés (Crosby et Calman, 1996). De ce fait, l'ouverture des fractures et l'état de contraintes sont particulièrement caractérisables par les méthodes déjà évoquées, basées sur l'anisotropie, la tomographie, les réflexions, les diffractions… (Fehler et Pearson, 1984 ; Liu et al., 1997 ; Pérez et al., 1999 ; Hesthammer et Fossen, 2003 ; Charléty et al., 2006 ; Agersborg et al., 2007).

Par conséquent, ces approches sont complémentaires, puisque les propriétés de matrice, l'état moyen de la fracturation, les propriétés moyennes du massif et de certains conduits peuvent être caractérisés. Cependant, la qualité de la caractérisation diminue avec la distance aux puits.





# II 5.3 Optimisation des propriétés des réservoirs

Une fois forés, les puits ne sont pas systématiquement exploitables, car leur capacité de production ou d'injection est trop faible pour être rentable. Des opérations de stimulation sont donc nécessaires. Deux méthodes principales sont utilisées :

- La stimulation hydraulique consiste à injecter massivement de l'eau sous pression élevée. L'activation des fractures ou failles par interactions entre l'augmentation de la pression de fluides et le régime de contraintes actuel entraîne un déplacement légèrement cisaillant des structures (Pearson, 1981 ; Nelson et al., 2007). Ce déplacement permet de créer un espace poreux entre les épontes, qui augmente globalement la porosité de fractures, et la perméabilité.
- La stimulation chimique consiste à dissoudre des phases minérales limitant la circulation des fluides. Une bonne connaissance de la nature des faciès présents et des minéralisations secondaires dans les fractures est requise, car les agents chimiques sont choisis en fonction de ces cibles (Portier et al., 2009). Les paramètres d'injection (concentration, volume, débit...) sont définis de façon à optimiser l'efficacité des agents, notamment en termes de pénétration dans la roche, de température de fonctionnement...

## II 5.4 Sismicité et analyse des contraintes dans un réservoir

Les injections de fluides, et aussi leur extraction lors de l'exploitation, modifient l'état de contraintes du réservoir. Une activité microsismique de faible intensité peut être générée. La localisation des microséismes indique des zones de déformation préférentielles (Block et al., 1994 ; Phillips, 2000 ; Jupe et al., 2003) ou le fonctionnement de structures secondaires dans les zones endommagées ("process zones") (Schulz and Evans, 2000 ; Weidler et al., 2002 ; Charléty et al., 2006). L'accommodation des déformations peut parfois se faire sous la forme de glissements asismiques ("creeping"), notamment lorsque les failles contiennent des gouges argileuses ou des matériaux susceptibles de se dissoudre (Figs. 1.14 et 1.21) (Evans, 1990 ; Gudmundsson, 2001). La distribution de la sismicité ne reflète pas systématiquement la présence de fluides : l'absence de sismicité peut être liée à une perméabilité suffisamment forte ou suffisamment faible pour ne pas induire de modification conséquente du champ de contrainte (Kohl et al., 2006).

À l'échelle du réservoir, le régime de contraintes peut être évalué à partir de l'analyse des mécanismes aux foyers des séismes (Cuenot et al., 2006 ; Dorbath et al., 2010). L'analyse de la microsismicité est donc un élément fondamental pour caractériser les interactions qui ont lieu entre la structuration d'un massif, son comportement hydraulique et les contraintes qui s'y appliquent. Au niveau des puits, l'ovalisation des forages, l'apparition ou la réactivation de fractures, le surcarottage en puits ou la relaxation des carottes extraites sont des techniques destinées aussi à l'évaluation des contraintes (Baudemont et al., 1988 ; Evans, 2005 ; Luthi, 2005 ; Cornet et al., 2007 ; Valley, 2007).

## II 5.5 Modélisations d'écoulements

Les trames structurales statiques peuvent servir de base à des études indirectes du comportement des réservoirs, en prenant en compte les données dynamiques (contraintes, flux...). Des écoulements de fluides monophasiques ou biphasiques sont simulés à l'échelle des échantillons ou des failles à partir des mesures pétrophysiques, en intégrant parfois l'effet des contraintes et des échanges de chaleur (Castaing et al., 2002 ; Sausse, 2002 ; Berg et Oian, 2007 ; Fredman et al., 2007 ; Rosener, 2007 ; Neuville et al., 2010). Les rôles respectifs du cœur et de la zone endommagée dans le transfert de matière et les échanges thermiques sont ainsi estimés. Ceci est utile par exemple pour l'interprétation des tests de traçage (Sanjuan et al., 2006 ; Gentier et al., 2010), l'interprétation de différentes signatures microsismiques (Schulz et Evans, 2000 ; Dorbath et al., 2009)...

Diverses combinaisons de phénomènes hydrauliques, mécaniques, thermiques, chimiques (précipitations et dissolution), ont été modélisées entre autres par Watanabe et Takahashi (1995), Jones et al. (1999), Gonzalez-Garcia et al. (2000), Bruel (2002), Sanders et al. (2003), Bächler et Kohl (2005), Bartels et al. (2005), Gentier et al. (2005), Toublanc et al. (2005), Jolley et al. (2007), Ozkaya et Minton (2007). La finalité de ces modélisations est de tester la validité des paramètres concernant les familles de structures introduites, comme par exemple la contribution hydraulique de chaque famille d'orientation donnée, l'effet des contraintes sur leur ouverture/fermeture, la quantité de fluide ou de chaleur produite... Les lois d'échelle identifiées sur les affleurements analogues ou in situ concernant par exemple les dimensions, les espacements des fractures sont également introduites dans des modèles d'écoulements afin, par exemple, de quantifier le rôle des joints ou des failles en termes de porosité et de drainage (Odling et al., 1999). Dans le cas particulier des intersections de structures et des zones de relais, Sibson (1996), Tripp et Vearncombe (2004) montrent à partir d'observations de terrain qu'elles constituent souvent des zones de circulation préférentielles. Cette observation est retrouvée par modélisations d'écoulements, qui offrent l'avantage de pouvoir quantifier des débits (Sanderson et Zhang, 1999 ; Khang et al., 2004 ; Leckenby et al., 2007).

# II 6. <u>LIMITES À LA CARACTÉRISATION DES RÉSERVOIRS</u> <u>FRACTURÉS</u>

Deux limitations majeures dans la caractérisation des réservoirs fracturés ressortent de ce bilan :

Les méthodes géophysiques satellites, aéroportées ou en surface imagent les enveloppes des réservoirs, leurs structures principales, et parfois caractérisent leur propriétés moyennes. Les résultats de Pham et al. (2008) ne permettent d'imager que quelques grandes failles au sein du réservoir qu'ils étudient (Fig. 1.17). Sur d'autres réservoirs fracturés, la sismique réflexion permet de définir les contours de réservoirs sédimentaires par exemple plissés (Rawnsley et al., 2007 ; Stephenson et al., 2007 ; Kazemi, 2009). Les méthodes potentielles permettent par exemple d'estimer l'étendue de réservoirs formés par des cratères d'impacts (Popov et al., 1998 ; Grieve, 2005 ; Barton et al., 2009-2010). Cependant, comme cela a été évoqué précédemment, la dispersion et l'atténuation (filtrage passe-bas) des signaux, ainsi que la distance entre les dispositifs d'acquisition et les objets, limitent le pouvoir de résolution des

méthodes géophysiques. Cette limitation est représentée sur la figure de synthèse 1.23. Par ailleurs, la sismique réflexion est dédiée à l'imagerie de structures à faible pendage. Le fort pendage des failles les rend bien souvent indétectables par ce genre de méthodes, car les ondes réfléchies par les interfaces pentées ne reviennent pas à la surface. La détection de failles présentée sur la figure 1.17 est exceptionnelle. Les méthodes de grande échelle sont donc limitées à la fois en résolution et en géométrie d'acquisition.

• La position des structures et leur comportement hydraulique sont cependant bien contraints au niveau d'un puits, grâce à un panel de méthodes complémentaires (Fig. 1.18). Mais la portée de ces informations est limitée au champ proche du puits, et aux objets de petite échelle (Fig. 1.23). Aucune mesure directe de l'étendue des structures ne être effectuée en puits, alors que des variations des propriétés structurales et physiques sont souvent observées le long des failles (Caine et al., 1996 ; Chambon et al., 2006 ; Childs et al., 2009, Fig. 1.14). Il est donc spéculatif de déduire l'orientation et l'extension d'une faille à partir de relations telles que celle donnée par la figure 1.15. Ceci fait obstacle à la caractérisation de leurs intersections, et donc à l'identification de la chronologie de leur fonctionnement, des régimes tectoniques successifs... Outre ces limitations concernant l'extension des structures, l'orientation globale d'un couloir de fracturation ou d'une faille est difficilement mesurable à partir de mesures en puits (Seeburger et Zoback, 1982; Barton et Zoback, 1992; Vernik et Nur, 1992; Aliverti et al., 2003 ; Dezayes et al., 2010). Les fractures de petite échelle sont certes relativement bien détectées et orientées, mais leur orientation n'est pas forcément représentative de l'orientation d'une structure de plus grande dimension puisque les petites fractures peuvent constituer des réseaux conjugués, de Riedel... Par ailleurs, les puits sont souvent cavés au niveau des failles principales, ce qui limite l'efficacité des outils de puits dans ces zones qui jouent pourtant un rôle majeur dans le drainage du massif. La valeur des tests hydrauliques des failles n'est que très locale, et il est difficile de les relier aux résultats de tests de traçages réalisés entre les puits à l'échelle du massif.



Fig. 1.23 : Lacune d'échelle d'investigation des réservoirs (d'après Al-Ali et al. (2009)) : la caractérisation à haute résolution est localisée au niveau des puits avec une faible pénétration dans les formations (zone verte), alors que les méthodes plus pénétrantes sont limitées en résolution (zone bleue).

Les outils et méthodes courants de caractérisation de réservoir concernent donc principalement deux gammes d'échelle, globalement supra hectométrique et infra métrique. Une lacune importante apparaît entre celles-ci (Fig. 1.23). Ce domaine d'investigation est pourtant essentiel, car les failles de ces dimensions présentent les critères reconnus par Caine et al. (1996) pour le contrôle de la circulation des fluides (Figs 1.14 et 1.21). Ces limitations sont donc abordées par deux approches :

- Des confrontations structurales multi-échelles sont réalisées pour élaborer des modèles statiques 3D (Fig. 1.20, partie II 4.3). Les interpolations et extrapolations réalisées entre les zones d'information sont basées sur des hypothèses concernant les intersections de structures, la chronologie de leur mise en place... Un caractère interprétatif intervient de ce fait dans caractérisation d'un réservoir fracturé. Ces hypothèses sont cependant contraintes par les méthodes statistiques, et la considération de massifs analogues qui représentent un accès quasi continu de l'échelle microscopique à l'échelle régionale. L'analyse des propriétés physiques des objets formant un réservoir et de leurs relations structurales à travers différentes échelles est donc permise par une reconnaissance sur des affleurements, qui permettent ensuite d'interpréter plus pertinemment les données hydrauliques des réservoirs, avec l'aide éventuelle de modélisations dynamiques (Sanders et al., 2003 ; Luthi, 2005 ; Wennberg et al., 2007).
- Par ailleurs, les seules données structurales directes acquises in situ dans la lacune d'échelle d'investigation (Fig. 1.23) sont issues de dispositifs géophysiques déployés partiellement ou entièrement en puits. La proximité du matériel d'acquisition visà-vis des structures profondes apporte un gain en résolution, mais son efficacité est limitée au voisinage du puits. L'occurrence de sismicité apporte des informations très précieuses pour caractériser le volume d'influence des surpressions de fluides, les interactions qui ont lieu entre la structuration d'un massif, son comportement hydraulique et les contraintes qui s'y appliquent à l'échelle du réservoir. Cependant, ces relations sont complexes, donc difficilement interprétables, et la sismicité est un inconvénient majeur dans un programme d'exploitation. Les adaptations des outils géophysiques en profondeur, et dont les risques sont faibles et contrôlés, sont essentielles.

Suite à cette revue générale, la suite du chapitre se focalise sur l'exemple du réservoir fracturé géothermique de Soultz-sous-Forêts (fossé Rhénan supérieur). Le socle cristallin y est de nature granitique, ce qui implique de faibles propriétés de réservoir matricielles. Il a subi les épisodes de fracturation décrits précédemment, induits notamment par les cycles varisque et alpin. L'étude de ce site entre donc dans le cadre des réservoirs fracturés. Les connaissances acquises sur ce site, notamment au sujet de la structuration du massif cristallin et de sa couverture sédimentaire, la circulation des fluides, son comportement sismique, l'évaluation de son état de contraintes... y sont présentées afin de dégager des questions majeures concernant le fonctionnement de ce réservoir.

# III. État des connaissances sur le réservoir fracturé de Soultz-sous-Forêts

Le site pilote géothermique de Soultz-sous-Forêts a été implanté au sein du fossé Rhénan supérieur (Fig. 1.9f). Ce site a été choisi en raison de : (1) une bonne connaissance du sous-sol héritée de l'exploitation d'hydrocarbures du champ voisin de Merkwiller-Péchelbronn, (2) la mise en évidence d'une anomalie thermique par ces reconnaissances, promettant de forts gradients de température et (3) une fracturation importante du socle liée aux épisodes tectoniques subis (Schnaebele et al., 1948 ; Gérard et al., 1984 ; Gérard et Kappelmeyer, 1988). Le premier puits a été foré en 1987, et à l'heure actuelle le système se compose de 5 puits principaux qui atteignent le granite aux alentours de 1400 m sous la couverture sédimentaire permienne à cénozoïque (Fig. 1.24a et b) :

GPK1 ("Géothermie Puits Kutzenhausen 1"), foré jusqu'à 3590 m,

EPS1 ("Exploration Puits Soultz 1") carotté entre 933 m (Muschelkalk) et 2227 m,

GPK2 (5093 m), GPK3 (5111 m) et GPK4 (5270 m) forés depuis la même plate forme mais déviés en profondeur de façon à drainer un grand volume de roche avec une emprise minimale en surface. Au premier ordre, ils sont contenus dans un plan vertical d'azimut N170°E, avec GPK3 se trouvant entre GPK2 au Nord et GPK4 au Sud (Fig. 1.24a). Les sections profondes et non tubées des puits ("open hole") sont distantes d'environ 600 m. Les trois puits profonds ont été implantés dans le but de drainer un volume de l'ordre du kilomètre cube de roche. GPK3, et parfois GPK1, sont utilisés pour la réinjection des saumures produites par GPK2 et GPK4. D'anciens puits pétroliers ont été approfondis jusqu'au socle de façon à y disposer des capteurs sismiques (OPS4, 4550, 4601, 4616, Fig. 1.24a).



Fig. 1.24 : Cadre général du site EGS de Soultz-sous-Forêts. a) Trajectoire des puits. b) Coupe géologique passant par GPK1 (Cautru, 1989). c) Mesures de température dans les trois puits les plus profonds.

Les mesures de température en puits montrent que le gradient thermique varie avec la profondeur (Fig. 1.24c) : il est très fort dans la partie supérieure de la couverture sédimentaire (~100°C/ km, au dessus du Trias), diminue dans le Trias et dans la partie supérieure du socle, et augmente à nouveau à plus grande profondeur (> 3000 m). Ce comportement est attribué aux différences de conductivités thermiques du granite et des sédiments, ainsi qu'aux circulations naturelles de fluides qui, par convection, homogénéisent la température (Le Carlier et al., 1994). Les températures maximales mesurées au fond des puits profonds (~5000 m) sont de l'ordre de 200°C (Fig. 1.24c). Ces données de température confirment que le site de Soultz-sous-Forêts est implanté sur une anomalie thermique favorable à son exploitation géothermique, comme prévu par les études préliminaires de Gérard et al. (1984) et Gérard et Kappelmeyer (1988).

La présentation du site de Soultz-sous-Forêts se poursuit avec une description de la nature des faciès cristallins rencontrés en profondeur. Ensuite, la structuration du socle et de sa couverture sédimentaire sont exposées, en mettant en avant la portée des méthodes employées qui ont permis cette reconnaissance structurale. Les données dynamiques seront introduites (microsismicité, régime de de contraintes, circulations), avant de présenter les modélisations les plus abouties faisant intervenir ces résultats.

# III 1. LITHOLOGIE DU SOCLE

## III 1.1 Faciès granitiques

Trois faciès granitiques sont rencontrés dans les puits de Soultz-sous-Forêts (Hooijkaas et al., 2006) :

- Le facies le plus abondant dans les puits est un granite porphyrique à phénocristaux pluri-centimétriques de feldspaths potassiques (Fig. 1.25a). La matrice à grains moyens à grossiers est composée de quartz, feldspaths alcalins et plagioclases. Les minéraux accessoires principaux sont des biotites et des amphiboles. Il est d'affinité calco-alcaline et est riche en potassium, thorium, uranium et éléments traces. L'analyse de sa fabrique minéralogique suggère que les puits géothermiques se trouvent au cœur d'un laccolithe présentant une élongation NE-SW (Schulmann et al., 1997). L'orientation de xénolites indique une direction de N175°E 25°W (Genter et Traineau, 1996). Malgré son abondance dans les puits géothermiques, aucun affleurement de ce faciès n'est relevé sur les épaulements du bassin (Stussi et al., 2002). La granodiorite du Windstein constitue l'affleurement granitoïdique le plus proche (~15 km à l'ouest, Genter (1990)).
- Le second faciès n'est rencontré que sous forme d'enclaves au sein du granite porphyrique. Sa composition en est assez d'ailleurs assez proche, mis à part un enrichissement notable en biotites et amphiboles. Un enrichissement en quelques éléments traces est également observé.
- Le troisième faciès est pétrographiquement très différent : il s'agit d'un microgranite à deux micas (Fig. 1.25b). Sa signature en éléments traces montre que ce granite constituerait une différentiation de la source du granite porphyrique (Cocherie et al., 2004). Le granite à deux micas est rencontré massivement au-delà de 4500 m ainsi qu'à plus faible profondeur sous forme de filons, notamment dans GPK1 (Traineau et al., 1991).



Fig. 1.25 : Faciès granitiques relativement sains du socle de Soultzsous-Forêts (d'après Hooijkaas et al. (2006)). a) granite porphyrique, b) microgranite à deux micas. Le diamètre des échantillons est de 7 cm.

Les datations du granite porphyrique indiquent, suivant les méthodes, des âges de 321 ±8Ma (K–Ar), 319.8 ±0.6 Ma ( $^{40}$ Ar/ $^{39}$ Ar, Stussi et al. (2002)), 325 ±6Ma (Rb/Sr, Rummel (1991)), 331 ±9Ma (U/ Pb zircon, Alexandrov et al. (2001)), 334.0 ±3.8–3.5 Ma (U/Pb, Cocherie et al. (2004)). Seule ces deux dernières valeurs (U/Pb) sont compatibles avec une datation par la même méthode du faciès à deux micas à 327 ±7Ma (Cocherie et al., 2004), étant donné que ce dernier intrude le granite porphyrique. Ces valeurs attribuent leur mise en place au Viséen supérieur - Namurien inférieur dans le contexte collisionnel à post-collisionnel de l'orogénèse varisque.

# III 1.2 Faciès d'altération

Outre les trois protolithes distingués, des faciès d'altération sont décrits en fonction des altérations post-magmatiques. Ils sont distingués dans le granite porphyroïde, car l'échantillonnage des deux autres granites est trop faible :

- La partie superficielle du socle est rubéfiée sur environ 150 m, ce qui est lié à sa mise à l'affleurement et à son altération supergène au cours du Permo-Trias (Genter et Traineau, 1996 ; Hooijkaas et al., 2006).
- Une altération pervasive est identifiée sur la totalité du massif foré, affectant en premier lieu les plagioclases et les biotites. De l'épidote, de la chlorite, de la séricite marquent cette phase correspondant au stade précoce du refroidissement du granite. Cette altération n'est reconnue qu'à l'échelle microscopique et modifie la porosité de la formation (Genter et Traineau, 1996 ; Jacquemont, 2002 ; Surma, 2003).
- Des zones hydrothermalisées "filoniennes" sont par ailleurs observées, dans lesquelles de la calcite, de l'hématite, de la chlorite ou de l'illite remplacent les biotites et les plagioclases et précipitent dans les fentes. Ces zones sont associées à une fracturation relativement dense, ce qui peut expliquer l'intensité des remplacements minéralogiques par de fortes interactions eau-roche. Le paroxysme de ces transformations hydrothermales est rencontré aux épontes des fractures et décroît avec l'éloignement. La forte argilisation peut engendrer des valeurs de porosité jusqu'à 10% (Jacquemont, 2002 ; Surma, 2003).
- Un facies d'hydrothermalisation cataclasée est aussi décrit. Les variations minéralogiques par rapport au protolithe sont similaires au faciès précédent mis à part une plus forte teneur en hématite, et une fracturation bien plus dense. Des ciments silicoargileux sont développés dans les zones de déformation. Les précipitations de quartz

et de calcite peuvent être plus massives et colmatent parfois la porosité (Jacquemont, 2002 ; Surma, 2003 ; Rosener, 2007).

Ces deux derniers types d'altérations sont post-magmatiques et reliés à la déformation fragile du granite. Schleicher (2005) distingue trois épisodes majeurs d'altération à dimension régionale (au Permien et au Mésozoïque) et montre que certaines altérations sont localisées à proximité des grandes failles affectant le granite. L'altération post-magmatique du socle est clairement polyphasée mais les contraintes temporelles sur les différents épisodes sont faibles (Jacquemont, 2002 ; Bartier et al., 2008).

Les données concernant le granite à deux micas sont bien plus restreintes, mais elles semblent indiquer des altérations plus modérées et peu étendues de part et d'autre des fractures (Hooijkaas et al., 2006).

# III 2. CARACTÉRISATIONS STRUCTURALES

#### **III 2.1 Structuration régionale**

La structuration du réservoir de Soultz-sous-Forêts et de ses environs a été étudiée par l'association de plusieurs méthodes. À l'échelle régionale, certaines anomalies gravimétriques et magnétiques sont interprétées comme des hétérogénéités lithologiques du socle ; d'autres révèlent des zones de déformation (Fig. 1.5) (Papillon, 1995 ; Édel et Schulmann, 2009). Des sutures et des zones de déformation principales varisques sont orientées NNE-SSW à ENE-WSW. Les formations plutoniques mises en place à la fin du cycle varisque suivent une direction moyenne NE-SW. La faille Rhénane est la faille bordière du graben formé au Cénozoïque la plus proche du site géothermique (Fig. 1.9f). Ces mêmes données géophysiques montrent qu'elle se compose de plusieurs segments de directions NNE-SSW et ENE-WSW, ce qui suggère la réactivation tertiaire de structures varisques.

L'analyse de MNT, d'images satellites et de profils sismiques apporte d'autres données concernant des linéaments et des structures plus fines et plus superficielles (Illies, 1972 ; Illies et Greiner, 1979 ; Genter, 1990) (Fig. 1.26). Les épaulements du rift, formés de matériels paléozoïques et mésozoïques, sont affectés par les directions NNE-SSW et ENE-WSW. Des structures NW-SE sont clairement exprimées à l'échelle régionale (en bleu, Fig. 1.26a). Dans les environs de Soultz-sous-Fo-rêts, ces linéaments ont des azimuts de N135°E à N150°E (Fig. 1.26b). Ces directions correspondent à celles de zones de cisaillement tardi-paléozoïques reconnues dans la région (par exemple Ziegler (1986), Eisbacher et al. (1989), Schumacher (2002), voir partie I 2).

Au sein du graben, ce sont les directions sub-méridiennes qui sont les mieux exprimées (N000°E à N025°E, en rouge, Fig. 1.26a). Cette caractéristique doit être reliée aux failles normales qui ont joué lors de l'extension tertiaire. Les directions N045°E à N060°E et N130°E à N170°E sont aussi décelées dans le graben (Fig. 1.26a et c), ce qui pourrait être l'expression de structures transpressives ou transtensives tertiaires ; ces valeurs pourraient dénoter par ailleurs un héritage paléozoïque. À proximité de Soultz-sous-Forêts, les directions qui leur sont similaires N045°E, N060°E et N150°E (vert et bleu à violet, Fig. 1.26b) peuvent être interprétées de la même façon (structures tertiaires d'origine varisque possible), outre les directions des failles normales oligocènes N170°E à N030°E (Foehn, 1985 ; Total, 1987).

Les mesures de la fracturation sur l'affleurement de socle granitoïdique du Windstein mettent en évidence deux familles principales orientées N015°E et N150°E (Genter, 1990). La première famille est interprétée comme étant liée à l'ouverture du fossé Rhénan. La seconde pourrait correspondre à une fracturation relativement précoce ; son orientation comparée aux directions des paléo-contraintes en font une famille susceptible d'avoir été réactivée au cours de l'histoire tectonique polyphasée de la région depuis la mise en place des plutons (Genter, 1990).



Fig. 1.26 : Compilation de failles et linéaments (d'après Valley (2007)). La couleur des segments est fonction de leur direction. a) Failles affectant le fossé Rhénan supérieur (Illies et Greiner, 1979) et ses épaulements (Illies, 1972). Ba : Basel, Da : Darmstadt, Fra : Frankfurt, Fre : Freiburg, He : Heildelberg, Ka : Karlsruhe, Ko : Konstanz, Ma : Mainz, Str : Strasbourg, Stu : Struttgart, Tü : Tübingen. b) carte des linéaments détectés sur image satellite (Genter, 1990). c) Rosace représentant les azimuts des structures cartées en a, pondérés par leur longueur. d) idem d'après la carte b.

#### III 2.2 Investigations du réservoir

La structuration du réservoir de Soultz-sous-Forêts est caractérisée par méthodes géophysiques dont les dispositifs sont disposés en surface (sismique, sismologie, magnétotellurique) ou en puits (diagraphies et imageries de paroi). Quelques dispositifs sont déployés à la fois en profondeur et en surface (capteurs sismiques, VSP). Des carottages complètent les données fournies par ces méthodes de caractérisations indirectes.

Les méthodes de surface, notamment la sismique réflexion, ont été utilisées pour l'implantation des puits (Gérard et Kappelmeyer, 1988). Les données réinterprétées par Cautru (1989) (Figs. 1.24b et 1.27a) imagent le horst de Soultz-sous-Forêts dont le toit du socle se trouve à une profondeur minimale d'environ 1400 m. La confrontation de plusieurs profils sismiques de la région a permis à Renard et Courrioux (1994) de construire un modèle tridimensionnel de la structuration des sédiments (Fig. 1.27b). Les failles normales de Kutzenhausen et de Soultz-sous-Forêts, à vergence ouest et d'azimut moyen N020°E, forment la bordure ouest du horst. La bordure à l'Est est moins marquée : la stratification présente un léger pendage vers l'est, et la faille sub-méridienne de Hermerswiller à pendage vers l'Est montre un rejet modéré (Fig. 1.27). Ce horst est également imagé en magnétotellurique (Geiermann et Schill, 2010). Les failles détectées par ces méthodes sont orientées N-S à NNE-WSW. Cette direction, et à plus forte raison leur rôle dans le contrôle de l'épaisseur du remplissage sédimentaire tertiaire, indiquent qu'une part importante de leur activité est à relier à l'extension tertiaire.



Fig. 1.27 : a) Interprétation de la ligne sismique PHN84J (modifié d'après Cautru (1989)). b) Modèle structural de la région de Soultz-sous-Forêts élaboré par Renard et Courrioux (1994) à partir de plusieurs lignes sismiques dont la ligne PHN84J (modifié d'après Valley (2007)).

Aucune interface n'est clairement révélée au sein du socle par sismique réflexion, qui peut être décrite comme une zone de "brouillard sismique". Ces données ont été acquises avant tout pour la caractérisation de la couverture sédimentaire (Total, 1987). L'investigation a été complétée par des acquisitions sismiques utilisant le puits GPK1 avant son approfondissement : des VSP ainsi qu'une ballade sismique (série de VSP dont les sources sont alignées) ont été traités pour favoriser la reconnaissance de réflecteurs sub-horizontaux (Beauce et al., 1991). Quelques signaux sub-horizontaux ont été révélés mais leur profondeur est difficilement corrélable d'une méthode à l'autre (Fig. 1.28). L'approfondissement ultérieur du puits GPK1 n'a pas confirmé l'existence de réflecteurs potentiels (Genter, 1993). Par ailleurs, des expériences d'écoute du bruit sismique généré par les outils de forage pour d'autres puits ont également révélé des réflexions sub-horizontales dont la réalité géologique n'a pas été identifiée (Soma et al., 1997 ; Asanuma et al., 1999). En revanche, des réflecteurs détectés par ces méthodes et présentant de plus forts pendages sont supposés être des failles, mais aucun de ces objets situés en position latérale par rapport aux puits n'a été foré pour le confirmer.

Une expérience de tomographie sismique inter-puits entre EPS1 et GPK1 n'a révélé que de faibles anomalies de vitesse au sein du granite (Jones, 1993). Par ailleurs, l'étude de phénomènes de biréfringence d'ondes sismiques montre une anisotropie faible d'après Le Bégat et al. (1994) et Gaucher (1998). Cependant, Delepine (2002) montre que l'anisotropie peut être très hétérogène et localement forte. Son intensité n'est pas précisément quantifiée, mais une estimation de l'axe des ondes rapides est donnée à N160°E, ce qui ferait attribuer cette anisotropie à la fracturation (décrite plus loin) et au régime de contraintes (décrit dans la partie III 3.3).



Fig. 1.28 : Exemple de données sismiques et soniques (sismogramme synthétique) traitées de façon à déceler des réflecteurs horizontaux au sein du granite (modifié d'après Beauce et al. (1991)).

Les puits permettent un accès direct au réservoir. Outre le carottage partiel des puits, des mesures ont été réalisées en profondeur. Il s'agit de diagraphies (mesures unidimensionnelles de la température, du débit lors de tests de circulation, de la radioactivité naturelle, de la surface de section...) ou d'imageries structurales (imagerie de la paroi) (Fig. 1.29, et partie II 4.2).



Fig. 1.29 : Exemple de signatures d'une zone de faille en imagerie de puits et en diagraphies, au fond du puits GPK1 (modifié d'après Dezayes et al. (2010)).

Les images de parois de puits et l'analyse des carottes montrent que la fracturation de petite échelle est en moyenne N-S ±020° (par exemple Dezayes et al., 2010, Fig. 1.30). Certaines fractures dont les minéralisations secondaires sont les plus épaisses présentent ce même azimut. Ces caractéristiques, complétées par l'analyse de tectoglyphes sur les carottes, ont été interprétées comme l'expression de structures extensives tertiaires (Dezayes, 1995 ; Genter et Traineau, 1996 ; Hooijkaas et al., 2006). Des familles moins bien exprimées d'orientation NW-SE, NE-SW à ENE–WSW, et E-W ont été reconnues (Genter et Traineau, 1996 ; Valley, 2007). De plus, la partie supérieure du toit du granite est affectée sur environ 160 m de fractures sub-horizontales à remplissage d'oxydes dont la densité diminue avec la profondeur (Genter et Traineau, 1996). Ces fractures sont interprétées comme des fractures de relaxation lors de l'exhumation et de la rubéfaction du granite au Permien.

La distribution des fractures en profondeur est variable suivant les différentes familles d'orientation. Dans le puits carotté EPS1, les fractures N030°E à N040°E sont observées dans le granite relativement sain, alors que les autres familles N060°E, N090°E - N100°E et N140°E - N150°E sont regroupées en essaims ("clusters") localisés dans des zones où le granite est altéré (Genter et Traineau, 1996). Ces zones sont interprétées comme des failles.

L'analyse de population d'espacements des fractures montre des comportements variables (la méthode est présentée dans le chapitre 2). Les fractures mesurées en puits présentent des lois exponentielles à exposant négatifs ou des lois lognormales (Genter et al., 1997a ; Valley, 2007, Fig. 1.31). Cependant, les mêmes données produites à partir des carottes indiquent une loi de puissance (Fig. 1.31). Ceci est un effet des sous échantillonnages des populations de fracture qui affectent les mesures en puits, du fait que les analyses de fracturation en puits dépendent de la sensibilité des méthodes (Genter et al. (1997a), Figs. 1.19 et 1.31).

Des analyses statistiques "fractales" ont été proposées par Ledésert et al. (1993), mais cette méthode est vivement critiquée (voir chapitre 2). Leur interprétation est donc délicate, et les simples représentations des populations d'espacement sont préférables (Fig. 1.31). Certains auteurs associent des variations de densité de la fracturation à des variations de faciès granitique, qui pourraient correspondre à des variations de rhéologie (Hooijkaas et al., 2006 ; Dezayes et al., 2010, Fig. 1.30).



Fig. 1.30 : Orientation des fractures dans les puits de Soultz-sous-Forêts à partir de l'analyse des carottes et d'images de paroi (d'après Dezayes et al. (2010)). Lithologie : (1) couverture sédimentaire, (2) granite porphyrique, (3) granite porphyrique avec altération filonienne intensive, (4) granite riche en amphibole et en biotite évoluant progressivement vers un granite porphyrique, (5) granite à deux micas et granite riche en biotite. Les profondeurs sont données par rapport au niveau de la mer.



Fig. 1.31 : Distribution des espacements de structures relevées dans le puits EPS1 par mesures en profondeur ou sur carottes (Genter et al., 1997a).

### III 2.3 Remplissages des structures

La quasi totalité des fractures rencontrées dans le puits carotté EPS1 est affectée par des remplissages (Genter et Traineau, 1996 ; Sausse et al., 1998). Trois principales associations sont observées :

- De l'hématite dans le système de joints sub-horizontaux affectant le toit du socle (Genter et Traineau, 1996 ; Sausse et al., 1998).
- Du quartz et de l'illite répartis de façon hétérogène, concentrés dans les zones les plus déformées, (Genter et Traineau, 1996 ; Sausse et al., 1998 ; Bartier et al., 2008).
- Des carbonates (calcite majoritaire, et parfois ankérite, dolomite, sidérite) et chlorite sont distribués dans tout le massif foré, aussi bien dans les zones hydrothermalisées que dans les sections les moins altérées (Genter et Traineau, 1996 ; Sausse et al., 1998 ; Dubois et al., 2000 ; Jacquemont, 2002 ; Ledésert et al., 2010). Les carbonates peuvent être utilisés dans un but prospectif d'après Ledésert et al. (2009) et Hébert et al. (2010) pour identifier des couloirs de circulations naturelles actuelles. Par ailleurs, la zone présentant la plus forte densité de minéralisations secondaires dans EPS1 a le plus fort débit de fluides actuel (Genter et Traineau, 1996).

D'autres espèces minoritaires (tosudite, pyrite, galène, barytine, anhydrite) sont localement associées aux failles (Genter et Traineau, 1996 ; Bartier et al., 2008 ; Ledésert et al., 2010).

Les remplissages les plus fins sont majoritairement monogéniques et monophasés (Genter et Traineau, 1996 ; Sausse et al., 1998). Les plus épais sont constitués par plusieurs générations de précipitations et des cristaux néoformés. Ils sont rencontrés dans les zones de forte densité de fracturation et s'organisent principalement suivant la direction N-S (Fig. 1.30). Les fractures portant des marqueurs de déplacement sont souvent affectées par plusieurs remplissages, ce qui témoigne de leur activation lors de plusieurs épisodes de circulation.

Sur l'ensemble des carottes de EPS1, la distribution des épaisseurs cumulées des veines suit une loi exponentielle (Genter et Traineau, 1996) (la méthode est similaire à celle présentée dans le chapitre 2). Ceci est interprété comme étant le signe que l'ensemble des précipitations n'est pas issu d'un même épisode de circulation, ce qui est en accord avec la description précédente de plusieurs remplissages qui marquent plusieurs épisodes de circulation.

## III 2.4 Propriétés pétrophysiques des formations

De nombreuses mesures de résistance mécanique, de conductivité thermique, de propagation d'ondes élastiques, de propriétés de l'espace poreux, etc. ont été réalisées sur des échantillons issus des carottes (Rummel, 1991 ; Florès Marquez, 1992 ; Grecksch et al., 2003 ; Surma, 2003 ; Rosener, 2007 ; Ledésert et al., 2009 ; Géraud et al., 2010). Sur l'ensemble de ces tests, à l'échelle de l'échantillon, la porosité du granite peut varier de moins de 1% dans les zones dites "saines" à 20% dans les zones altérées. Les valeurs de perméabilité sont de l'ordre de 1.10<sup>-21</sup> à 1.10<sup>-15</sup> m<sup>2</sup>. Porosité et perméabilité ne sont pas directement corrélées, car la géométrie de l'espace poreux peut être complexe. La tortuosité dépend principalement du faciès d'altération, de la position des échantillons dans les zones de faille et du type de minéralisations secondaires (Surma, 2003 ; Rosener, 2007). Ces
valeurs sont mesurées sur des échantillons dont la dimension est de quelques centimètres cubes tout au plus. Elles ne sont donc représentatives que de la matrice granitique, intégrant les effets d'une éventuelle microfissuration. Sur la durée de vie prévue de l'échangeur (~20 ans), ces zones altérées ainsi que les zones relativement saines (protolithe) vont connaître un drainage bien plus intense que dans les conditions naturelles du fait du caractère forcé de la circulation de fluides. Les échanges eau-roche vont donc être perturbés, et la matrice des zones peu altérée pourrait contribuer aux échanges calorifiques.

## III 3. COMPORTEMENT DU RÉSERVOIR : DONNÉES DYNAMIQUES

#### **III 3.1** Fluides naturels

Les forages ont mis en évidence la présence de saumure naturelle (~100 g/l) au sein du granite. Sanjuan et al. (2006) montrent que moins de 30% des traceurs injectés dans GPK3 sont récupérés dans GPK2 et GPK4 après 4 mois de circulation. Cette dilution illustre l'abondance de saumure naturelle et la connexion des puits à un vaste réseau de drainage (réservoir de grandes dimensions).

Les veines de quartz affectant les carottes issues de EPS1 présentent un colmatage qui n'est que partiel. La préservation de leur morphologie géodique montre que ces structures n'ont pas été réactivées par d'éventuelles déformations postérieures (Genter et Traineau, 1992, 1996). Ces ouvertures sont rencontrées dans et à proximité des zones de faille, et sont développées dans des structures orientées en moyenne N005°E 75°W et N130°E 65NE (Genter et Traineau, 1996). Par ailleurs, des mesures de calcimétrie ont montré des corrélations entre des concentrations anormalement fortes de carbonates et des failles localisant des circulations (Ledésert et al., 2009). L'analyse des inclusions fluides dans le quartz et les carbonates indique des températures de cristallisation proches des températures mesurées actuellement en puits (Dubois et al., 2000). Ces éléments sont donc compatibles avec une mise en place relativement récente (post-Oligocène ?), voire actuelle, de ces précipitations de quartz et de carbonates. Cependant aucune mesure directe (une datation par exemple) n'a permis de le valider ; seules des modélisations confortent cette interprétation (Komninou et Yardley, 1997).

Les salinités des inclusions fluides sont principalement de deux types. Elles signent des origines de fluides météoriques percolant rapidement à travers la couverture sédimentaire ou au contraire des saumures ayant interagi avec les sédiments (Sanjuan et al. (2010) et références citées). Les variations de salinité sont corrélées avec les variations des températures de cristallisation (entre 120 et 200°C), ce qui pourrait indiquer une circulation pulsée de fluides non homogènes (Smith et al., 1998 ; Dubois et al., 2000 ; Cathelineau et Boiron, 2010 ; Ledésert et al., 2010). Des inclusions de matière organique dans des remplissages de fractures du granite constituent un autre indice de circulations de la couverture sédimentaire vers le socle cristallin (Ledésert et al., 1996).

## III 3.2 Stimulation des puits et activité microsismique

Des méthodes de stimulation hydraulique et chimique ont été appliquées à Soultz-sous-Forêts avec des résultats variables. La stimulation chimique n'a été employée que dernièrement, c'est-à-dire après plusieurs phases de stimulations hydrauliques. Par conséquent, l'efficacité des deux méthodes ne peut pas être directement comparée (Nami et al., 2008). Les stimulations ont permis d'augmenter considérablement les indices de productivité/injectivité des puits GPK2 (de 0,02 l/s/MPa à l'état naturel à 0,5 l/s/MPa après stimulations) et GPK4 (de 0,01 l/s/MPa à 0,5 l/s/MPa) (Pfender et al., 2006 ; Nami et al., 2007 ; Nami et al., 2008). Les performances de GPK3 n'ont été qu'à peine doublées (de 0,2 l/s/MPa à 0,4 l/s/MPa). L'effet de ces opérations est donc très variable. Par ailleurs, le puits GPK2 présente la particularité de voir son indice de productivité s'élèver à 0,8 l/s/ MPa en conditions de circulations, en raison d'une bonne connexion avec le puits GPK3 (voir Nami et al. (2008), et ce chapitre 1 III 3.4).

Lors des stimulations, une activité microsismique est générée par l'ouverture des fractures sous l'effet des surpressions de fluides et des réajustements de contraintes. Les microséismes sont localisés à proximité du puits stimulé en début d'expérience, puis le nuage microsismique se propage à mesure des injections (voir par exemple Kohl et al., 2006). Les relations entre l'occurrence de la sismicité et l'effet des fluides sont complexes, comme par exemple la poursuite de l'activité sismique après l'arrêt des injections (Cornet et al., 1997 ; Charléty et al., 2006 ; Darnet et al., 2006 ; Cuenot et al., 2008).

Des cisaillements des puits témoignent du mouvement sur certaines failles, mais l'activité sismique relevée à leur proximité n'est pas suffisante pour expliquer la déformation observée (Cornet et al., 1997 ; Cornet et al., 2007). Ces mouvements asismiques ("creeping") peuvent être liés à la présence de minéraux argileux (Evans, 1990 ; Wintsch et al., 1995 ; Tanaka et al., 2001). La déformation asismique pourrait même être le mode de déformation prépondérant du granite de Soultz-sous-Forêts (Dorbath et al., 2009).



Les nuages microsismiques présentent par endroits des zones de densité de séismes relativement fortes ou faibles. Le contrôle structural de la sismicité est suggéré par l'organisation approximativement planaire ou tubulaire de plusieurs de ces anomalies, que certains traitements renforcent sensiblement (Fig. 1.32) (Gaucher, 1998 ; Phillips, 2000 ; Weidler et al., 2002 ; Evans et al., 2005b ; Charléty et al., 2006 ; Bourouis et Bernard, 2007 ; Michelet et Toksöz, 2007 ; Dorbath et al., 2009).

Fig. 1.32 : Analyse de multiplets d'après Bourouis et Bernard (2007) révélant une surface plane F. L'évolution du nuage de sismicité en temps est donnée par la couleur. Le point A indique l'intersection de la surface F avec GPK1. Plusieurs nuages microsismiques relativement fins et étendus ont été décelés. En voici quelques exemples, donnés en azimut et pendage (Fig. 1.33a):

- Un plan orienté N157°E, 75°SW, recoupant GPK2 vers 4760 m (Weidler et al., 2002).
- Un plan situé au dessus d'une faille majeure recoupant le puits GPK3 vers 4770 m. Son orientation est estimée à N144°E 64°SW (Charléty et al., 2006).
- Plusieurs plans d'azimut ~N170°E situés dans les environs de GPK3, et un plan d'azimut N010°E dans les environs de GPK4 (Dorbath et al., 2009).
- Un plan dénommé "F", orienté N138°E 86°NE recoupant GPK1 vers 2925 m (Bourouis et Bernard (2007), Fig. 1.32).
- Un plan dénommé "EL", orienté N085°E 75°N et recoupant GPK1 vers 2810 2960 m (Evans et al., 2005b).
- Par ailleurs, une lacune de sismicité a été identifiée (Fig. 1.33c) ; elle est orientée N096°E 64°N et recoupe GPK4 vers 4400 m (profondeur vraie) (Kohl et al., 2006). Elle coïncide avec une zone de forte réflectivité mise en évidence par Soma et al. (2007).

En général, ces auteurs attribuent les zones sismogènes à des zones de faille. Le cas de la lacune de sismicité révélée par Kohl et al. (2006) est en revanche plus délicat à interpréter : il pourrait s'agir d'une barrière hydraulique, non activée par la pression de fluides, ou au contraire d'un drain particulièrement efficace dans laquelle la pression de fluides ne peut atteindre un niveau suffisant pour ouvrir des structures (Kohl et al., 2006).





Fig. 1.33 : Exemples de résultats structuraux issus d'analyses de la microsismicité. a) Azimuts de quelques nuages microsismiques décrits dans la littérature (voir texte). b) Orientation de plans de glissement (données d'après Charléty (2007)). c) Identification d'une lacune spatiale de sismicité kilométrique, présentant par ailleurs une forte réflectivité (flèches rouges).



L'étude des mécanismes au foyer permet parfois d'aller jusqu'à l'identification des plans de glissements sismogènes. Cuenot et al. (2006) en montrent un exemple dans les environs de GPK2. Des données similaires ont été produites par Charléty (2007) dans un nuage qui se trouve parallèle à une faille majeure recoupée dans GPK3 orientée ~N150°E. Les plans de glissement ont ici été tracés dans un diagramme stéréographique (Fig. 1.33b). La direction N140°E est clairement exprimée, ainsi que la direction plus discrète N040°E.

## III 3.3 Évaluation des contraintes

Cornet et al. (2007) ont établi une synthèse des résultats concernant l'orientation des contraintes mesurées par plusieurs méthodes. Ils proposent une orientation de N170°E ±10° pour la contrainte maximale horizontale, que Valley (2007) confirme avec une valeur de N169°E ±14°. L'étude des mécanismes au foyer des microséismes indique que des mouvements décrochants se produisent sur les failles à des profondeurs d'au moins 5000 m alors qu'ils sont principalement normaux dans la partie supérieure du socle, associés à une direction sub-verticale de la contrainte maximale (Cuenot et al., 2006 ; Dorbath et al., 2010). Valley (2007) observe ces mêmes variations à partir de l'analyse de fractures induites par forage, mais situe vers 3600 m la rotation de la contrainte maximale d'une direction sub-verticale à sub-horizontale. Dans tous les cas, les deux contraintes principales maximales ( $\sigma$ 1 et  $\sigma$ 2) ont des valeurs très proches (Evans, 2005). La direction des failles activées est NNW-SSE à NW-SE (Cuenot et al., 2006 ; Charléty, 2007) (voir un exemple sur la figure 1.33b), assez similaire à la direction des nuages microsismiques (Fig. 1.33a). La lacune de sismicité orientée N096°E pourrait donc être une faille inactive car quasiment orthogonale à la contrainte maximale horizontale (Kohl et al. (2006), Fig. 1.33c). La zone EL présente une valeur d'azimut proche, mais les mécanismes au foyer n'y sont pas disponibles. De tels résultats seraient nécessaires pour savoir si la structure joue en partie en jeu normal du fait de sa position relativement peu profonde, ou en partie en jeu inverse du fait de la direction de la contrainte maximale horizontale.

Dorbath et al. (2010) décèlent à partir de la microsismicité d'autres variations mineures et locales du champ de contraintes. Cornet et al. (2007) et Valley (2007) identifient aussi en puits des variations des directions de contraintes horizontales. Ces perturbations sont de l'ordre de plusieurs dizaines de degrés dans GPK3 et GPK4 et présentent des espacements hectométriques, associés aux failles et zones fracturées (Valley, 2007).

#### III 3.4 Comportement hydraulique du réservoir

Les réseaux de fractures et de failles du granite de Soultz-sous-Forêts contrôlent les circulations de fluides (Evans, 2000 ; Sausse et al., 2006). Deux types de structures perméables ont été décrites (Sausse et Genter, 2005) :

 Des zones de faille fortement altérées, de plusieurs mètres d'épaisseur localisent les plus fortes anomalies hydrauliques. Elles forment le réseau principal de circulation actuel et présentent des espacements hectométriques.  Des fractures de plus faibles ouvertures affectent les blocs délimités par ces failles hectométriques. Nombre d'entre elles ont été rendues hydrauliquement conductives par stimulation, jusqu'à multiplier par 200 la transmissivité de certaines sections (Evans et al., 2005a). Ces fractures constituent un réseau secondaire bien connecté (Sausse et Genter, 2005).

D'autres zones présentent des altérations comparables aux structures perméables mais ne localisent pas d'anomalie de débit. S'il ne s'agit pas d'un colmatage local au niveau du puits, ces failles ne jouent pas le rôle de drain, mais pourraient partitionner les écoulements en tant que barrière de perméabilité (Fig. 1.21).

De nombreux tests de traçage ont été réalisés au sein du granite (Sanjuan et al. (2006) et références citées). En particulier, Aquilina et al. (2004) mesurent un temps de transfert de 70-80 h entre les puits GPK1 et GPK2, qui est réduit à 24 h lorsque le traceur est libéré au fond de GPK1. Ces auteurs en déduisent que les deux puits sont très bien connectés (Fig. 1.34), notamment par une faille intersectée vers 3490 m dans GPK1 (Fig. 1.29). Les temps de transfert entre GPK2 et GPK3 sont également courts, de l'ordre de 4 jours (Sanjuan et al. (2006), Fig. 1.34). Il faut en revanche environ 28 jours pour que les traceurs injectés dans GPK3 soient produits par GPK4, alors que les distances entre les sections ouvertes du puits de ré-injection GPK3 et des puits producteurs GPK2 et GPK4 sont équivalentes (Figs. 1.24a et 1.30). Des connexions moins directes sont révélées entre ces deux puits (notées 2 sur la figure 1.34) ; elles sont vraisemblablement plus lointaines ou pourraient être limitées par une barrière de perméabilité asismique (Kohl et al., 2006 ; Sanjuan et al., 2006) (Fig. 1.34). Les tests de traçage et les tests hydrauliques des puits montrent que les temps de transferts rapides sont observés entre les puits dont les injectivité/productivité sont les plus fortes. Les connexions directes reconnues par traceurs sont donc rapides en temps de transfert et sont, de plus, efficaces en termes de débit.



Fig. 1.34 : Modèle conceptuel de circulations de fluides dans le système EGS de Soultz-sous-Forêts (modifié d'après Sanjuan et al. (2006), en intégrant les résultats de Aquilina et al. (2004), Kohl et al. (2006) et Soma et al. (2007)). 1 : boucles courtes de circulation, 2 et 3 : boucles de grande échelle.

# III 4. <u>MODÉLISATIONS STATIQUES ET DYNAMIQUES DU</u> <u>RÉSERVOIR</u>

De nombreuses modélisations d'écoulements ont été appliquées au réservoir du site de Soultz-sous-Forêts. Les objets modélisés vont de l'échelle de la zone de faille à l'échelle du réservoir. Les phénomènes pris en compte sont hydrauliques, thermiques, mécaniques, parfois seuls ou parfois couplés. Baujard et al. (2007) présentent une revue de quelques modélisations à l'échelle du réservoir. Celles-ci se basent sur des réseaux de structures stochastiques, avec pour certains d'entre eux la prise en compte de quelques failles reconnues dans le réservoir (par exemple par Bruel (2002)). Le but de ces modèles est de retrouver synthétiquement les circulations mesurées en puits, mais ces travaux sont généralement limités par le manque de réalisme des géométries de réseaux sur lesquelles ils sont basés.

D'autres modélisations cherchent à reconstituer le réseau de fractures en intégrant des éléments structuraux fournis par les méthodes géophysiques. Par exemple, de grandes failles ont été observées d'une part dans les sédiments, et des zones de faille ont été traversées d'autre part par les puits ou ont été révélées dans leur voisinage par une activité micro sismique. La représentation de ces résultats dans un volume 3D permet de les confronter : des corrélations entre ces différentes occurrences sont proposées par des interpolations de surface (Renard et Courrioux, 1994 ; Valley, 2007) (Fig. 1.27b).

Un modèle structural du socle granitique du réservoir de Soultz-sous-Forêts a été proposé par Sausse et al. (2007) à partir de données de puits et de sismicité (Fig. 1.35). L'élaboration de ce modèle se heurte à la méconnaissance de l'extension des zones de faille identifiées en puits. Les nuages microsismiques sont donc utilisés pour l'extrapolation des structures. Une hypothèse est aussi formulée, suivant laquelle l'extension attribuée à une structure dépend de sa perméabilité. Ce modèle sert ensuite de base pour discuter du comportement hydraulique du massif, en tentant d'expliquer les circulations observées. Gentier et al. (2010) construisent un réseau de fractures à partir des populations les plus représentées en puits et de structures identifiées par Sausse et al. (2007). Des écoulements de fluides sont modélisés entre les puits et sont comparés aux résultats de traçage de Sanjuan et al. (2006). L'une des conclusions de ce travail est que le comportement hydraulique du réservoir ne peut pas être expliqué à partir de familles de failles orientées N-S, comme cela pourrait pourtant être imaginé au regard des données (Fig. 1.30). Le transfert de fluides par des familles orientées NW-SE et NE-SW est nécessaire d'après Gentier et al. (2010) pour retrouver par modélisation les mesures hydrauliques in situ.



Fig. 1.35 : Vue du modèle de réservoir construit à partir d'imagerie de paroi (en jaune) et de nuages microsismiques (en bleu) (modifié d'après Sausse et al. (2007)).

## III 5. <u>BILAN SUR LA CARACTÉRISATION DU RÉSERVOIR DE</u> <u>SOULTZ-SOUS-FORÊTS</u>

## III 5.1 Un peu d'histoire : identification du contrôle structural des circulations

Il apparaît ici utile de retracer l'évolution de deux grands concepts sous lesquels l'étude scientifique du site de Soultz-sous-Forêts a été menée, afin de replacer dans leur contexte historique d'une part les travaux synthétisés précédemment, et d'autre part les nouveaux travaux présentés dans ce manuscrit.

L'exploration géothermique à Soultz-sous-Forêts a débuté sous le concept de "Roches Chaudes Sèches" ("Hot Dry Rocks") dans les années 80. Il s'agit de forer un massif de roches chaudes avec un système de puits profonds. Les formations atteintes sont supposées peu perméables et sèches. Il est donc nécessaire d'une part de développer la connectivité hydraulique entre les deux puits, et d'autre part d'apporter de l'eau au système pour lui faire jouer le rôle de fluide caloporteur. Des stimulations hydrauliques sont donc entreprises afin de créer un réseau fracturé artificiel permettant le transfert d'eau et de chaleur d'un puits à l'autre.

Cependant, les résultats acquis ont peu à peu invalidé ce concept HDR :

- Comme cela a été détaillé précédemment, les opérations de forage et les études ultérieures ont rapporté la saturation du socle par des fluides naturels, ainsi que des anomalies de perméabilité localisées au niveau des failles. Un réseau majeur de circulation est attribué à un réseau de failles de dimensions supposées hectométriques (Sausse et Genter, 2005 ; Sausse et al., 2007). Les tests de traçage appuient cette interprétation en identifiant quelques connexions efficaces entre les puits (Aquilina et al., 2004 ; Sanjuan et al., 2006). Ces failles constituent donc des drains majeurs du batholite, auxquels d'autres auteurs leur prêtent même un rôle supplémentaire de réservoir en raison de leur porosité (Surma, 2003 ; Rosener, 2007 ; Géraud et al., 2010 ; Ledésert et al., 2010). Entre ces failles majeures, un réseau secondaire de fractures d'ouverture plus faibles mais vraisemblablement bien interconnectées est identifié (Evans et al., 2005a ; Sausse et Genter, 2005).
- Une autre observation fondamentale réside dans l'efficacité des stimulations, dont les effets sont très différents sur des puits qui se trouvent pourtant dans un même massif (partie III 3.2). Ceci illustre bien que les conditions du milieu naturel, en particulier sa structuration, sont prépondérantes concernant la circulation des fluides.

Face au contrôle manifeste des circulations de fluides par les structures naturelles (c'est-àdire prééxistant avant forage), le concept HDR a été abandonné au fil des années au profit de EGS (Enhanced Geothermal System). Cette approche consiste en une exploitation de la perméabilité naturelle, intégrant des opérations de stimulations parfois nécessaires (voir une synthèses par Fritz et Gérard (2010)).

## III 5.2 Limitations actuelles des méthodes de caractérisation

Les méthodes géophysiques de surface (sismique réflexion, MT, méthodes potentielles) ont un pouvoir de résolution trop faible pour distinguer des structures dans le socle développées à l'échelle du réservoir (~1 km<sup>3</sup>, Fig. 1.36). Seules des structures kilométriques, parfois hectométriques, sont détectées. Certaines méthodes sismiques pourraient avoir une résolution suffisante, mais la géométrie d'acquisition et le traitement des données sont restreints à l'imagerie de structures subhorizontales (Fig. 1.28).

Par ailleurs, la caractérisation de la structuration du réservoir est réalisée principalement à partir de diagraphies, imageries de paroi et carottages. Cette caractérisation est limitée pour plusieurs raisons (Fig. 1.36). La sensibilité des outils d'imagerie des parois ne permet de détecter qu'une partie des fractures intersectées par un puits (Fig. 1.19). La reconnaissance sur carottes est plus exhaustive, mais elle est coûteuse et n'est donc pas systématique. Dans tous les cas, la caractérisation est restreinte aux seules trajectoires des forages. Les zones de faille sont mal échantillonnées en raison de leur faible résistance mécanique (carottage très partiel, formation de caves), alors qu'elles représentent des chemins de circulation prépondérants. L'altération de la matrice rend plus difficile la mesure de leur orientation. En revanche, l'orientation des fractures fines, moins altérées, est mieux contrainte, mais il s'agit souvent des structures de petites dimensions (Fig. 1.15). Dans tous les cas, l'extension des fractures au-delà des parois des puits imagés n'est pas directement mesurable. Sausse et al. (2007) et Valley (2007) illustrent la difficulté de corréler d'un puits à l'autre les structures qui y sont reconnues. La géométrie du réseau de structures, notamment leurs intersections et leurs zones de relais, est donc difficilement caractérisable.



Fig. 1.36 : Dimension des structures du réservoir de Soultz-sous-Forêts et de son environnement (modifié d'après Valley (2007)). Les zones de faille ("fracture zones") sont supposées être développées à l'échelle du réservoir. Bien qu'elles représentent le réseau de drainage principal, elles sont difficilement caractérisables par imagerie de paroi en raison de leurs dimensions très supérieures au diamètre des puits.

Les seules données caractérisant l'échelle intermédiaire entre la géophysique de surface et l'imagerie de puits est la microsismicité (Fig. 1.36). Certains traitements permettent de caractériser le contrôle structural de la sismicité, notamment en imageant avec précision l'occurrence de multiplets sur des failles décamétriques à hectométriques (Fig. 1.32). Ces résultats structuraux sont très utiles (Sausse et al., 2007) mais ils se basent sur une activité sismique exceptionnelle générée par des stimulations hydrauliques. Ces opérations représentent des nuisances pour les populations locales et pour la pérennité des tubages (Darnet et al., 2006 ; Gérard et al., 2006 ; Majer et al., 2007 ; Petty et al., 2009). Il est donc délicat d'utiliser la microsismicité comme une méthode standard de reconnaissance structurale d'un réservoir.

Par conséquent, la construction d'un modèle statique de réservoir pose des problèmes dont le principal est la définition du réseau structural à cette échelle intermédiaire (Sausse et al., 2007) (Fig. 1.35). Certaines grandes failles normales affectent les sédiments et l'interface socle-sédiments mais ne sont pas recoupées en profondeur par les forages (Renard et Courrioux, 1994 ; Valley, 2007) (Fig. 1.27). La position d'autres failles au niveau des puits est bien connue, mais leur géométrie en 3D est mal contrainte. En résumé, la géométrie des failles hectométriques, qui représentent le réseau de drainage majeur, est mal connue (Fig. 1.36).

#### III 5.3 Quelques lacunes structurales ?

La fracturation de petite échelle reconnue dans les puits est en moyenne sub-méridienne et présente des remplissages épais (Fig. 1.30). Certaines stries sont cohérentes avec une extension E-W. Par conséquent, la fracturation ~N-S est interprétée comme résultant principalement de l'extension oligocène (Dezayes, 1995 ; Genter et Traineau, 1996 ; Hooijkaas et al., 2006 ; Dezayes et al., 2010). Quelques datations des précipitations sont disponibles mais ne semblent pas corrélées aux épisodes de déformations majeurs connus (Schleicher, 2005). Les puits dans lesquels ces structures sont observées ne semblent recouper que des failles normales secondaires au sein du horst de Soultz-sous-Forêts (Figs. 1.24b et 1.27). Si ces structures sub-méridiennes sont extensives (tertiaires), alors leur fonctionnement ne peut correspondre qu'à une ouverture avec un cisaillement relativement faible.

L'orientation moyenne N-S de la fracturation de petite échelle détectée en puits peut aussi être liée à la direction ~E-W de la contrainte minimale (Cuenot et al., 2006 ; Cornet et al., 2007 ; Valley, 2007 ; Dorbath et al., 2010), qui a pour effet d'ouvrir préférentiellement ces fractures et de les rendre plus facilement détectables. Dans ce cas, d'autres familles qui seraient présentes, mais fermées, pourraient être significativement sous représentées en raison de ce biais d'échantillonnage. Ce pourrait être le cas par exemple des familles moins bien exprimées d'orientation NW-SE, NE-SW à ENE–WSW décelées par exemple par Genter et Traineau (1996) et Valley (2007).

Au sein du réservoir, plusieurs données indiquent une possible structuration de grande échelle autre que N-S : (1) des failles orientées en moyenne N140°E sont activées lors de stimulations (Fig. 1.33), (2) des remplissages secondaires parmi les plus épais rencontrés en puits sont orientés E-W (Genter et Traineau, 1996) et (3) les modélisations d'écoulements de Gentier et al. (2010) font nécessairement intervenir un héritage structural vraisemblablement varisque pour expliquer les circulations de fluides observées.

Même si elle est parfois décelée dans le socle de Soultz-sous-Forêts, la structuration suivant les directions par exemple NW-SE, NE-SW à ENE–WSW qui sont évidentes dans la région par méthodes géophysiques et par analyse de terrain (Figs. 1.5 et 1.26) est donc vraisemblablement sous-estimée dans les modèles structuraux statiques du réservoir. L'édification puis l'effondrement de la chaîne varisque au paléozoïque constitue une phase de déformation importante qui a pu structurer le socle suivant ces azimuts. Ces directions sont aussi représentatives de structures activées sous l'effet de la poussée alpine depuis le Néogène. Ce fait est soutenu par Genter (1990) qui remarque au Windstein que les fractures orientées NW-SE recoupent généralement les autres familles de structures.

# IV. Définition du sujet de thèse

Le forage des puits représente le coût le plus élevé dans l'exploitation d'un réservoir fracturé (Heidinger et al., 2006 ; Petty et al., 2009). L'optimisation du rapport entre la longueur d'un forage et sa performance hydraulique est donc un élément clé à développer. Cette amélioration de la performance et de la rentabilité des puits peut être obtenue en partie par une implantation et une trajectoire judicieuses par rapport aux réseaux structuraux. La meilleure connaissance possible du sous-sol est donc requise.

Le programme de Soultz-sous-Forêts est maintenant entré dans sa phase industrielle (Genter et al., 2010). La faisabilité technique de la production d'électricité est démontrée, cependant les connaissances du réservoir sont encore relativement limitées. L'élaboration d'un modèle de réservoir, c'est-à-dire une représentation fidèle des connexions hydrauliques entre les puits via un réseau structural, est essentielle pour la compréhension des transferts de matière et de chaleur. La gestion de la ressource calorifique lors de l'exploitation industrielle requiert ce type de représentations. La compréhension des phénomènes de microsismicité, représentant un risque important, pourrait également bénéficier d'un modèle de réservoir aussi réaliste que possible.

Les synthèses bibliographiques proposées dans ce chapitre montrent que le drainage des réservoirs fracturés est très localisé. La perméabilité des massifs cristallins est concentrée au niveau de failles. Dans l'exemple de Soultz-sous-Forêts, deux réseaux de fractures sont identifiés. L'un est constitué par des failles d'échelle vraisemblablement hectométrique à kilométrique qui permettent des connexions efficaces des puits. Entre ces failles est développé un réseau de fractures d'échelle inférieure qui présentent une bonne connexion (Sausse et Genter, 2005). Une des limitations majeures à l'exploitation des réservoirs fracturés est le manque d'informations sur ces zones de circulations. Par exemple le réseau de drainage majeur de Soultz-sous-Forêts est très mal connu car il est hors de portée des méthodes de caractérisation employées (Fig. 1.36). Certains résultats suggèrent la présence de structures d'orientations variées, dont l'importance structurale et le rôle hydraulique pourraient être sous-estimés. Ce type de lacunes dans l'investigation de réservoirs fracturés est tout à fait courant (Fig. 1.23). La caractérisation des réservoirs fracturés pose donc la question fondamentale suivante :

Quels sont les contrôles structuraux exercés sur les écoulements au sein d'un réservoir fracturé ?

Au regard des résultats résumés dans ce chapitre, cette question peut être déclinée plus précisément :

Quelle est la géométrie des failles hectométriques dans un massif fracturé ?

Quel est leur rôle hydraulique (drains/barrière)?

Existe-t-il d'autres réseaux de drainage, aux échelles inférieures et supérieures ?

Si oui, quelles sont leurs contributions hydrauliques ?

Ces questions sont très vastes et les réponses qui peuvent être proposées font appel à des approches nécessairement multidisciplinaires. La thèse s'inscrit dans ce contexte. Elle est axée sur la caractérisation géométrique du réseau de drainage développé dans un batholite granitique. L'échelle d'investigation sera d'une part hectométrique, correspondant aux failles qui peuvent jouer le rôle de drains majeurs dans les réservoirs fracturés mais qui sont les moins bien connues. Cette caractérisation sera étendue d'autre part aux réseaux secondaires identifiés entre ces drains majeurs.

Des adaptations récentes de la sismique de puits (Vertical Seismic Profiling) ont produit des images de structures à fort pendage et d'extension décamétrique à hectométrique (Cosma et al., 2001 ; Martí et al., 2006b ; Emsley et al., 2007) (partie II 4.2). Des méthodes similaires seront donc appliquées et développées au site de Soultz-sous-Forêts, pour tenter de caractériser les structures qui affectent le socle cristallin à l'échelle du réservoir (Fig. 1.37). Quelques analyses de la fracturation relevée en puits seront également proposées, afin de compléter les études précédentes sur les réseaux de drainage d'échelle inférieure. La structuration de la couverture sédimentaire sera réétudiée (Fig. 1.37), afin d'analyser les relations structurales qui existent entre le socle et sa couverture. Cet ensemble constitue le **chapitre 3** du manuscrit.

La couverture sédimentaire épaisse limite aux seuls forages l'accès au réservoir granitique de Soultz-sous-Forêts. Les reconnaissances structurales sur un massif analogue permettent de retrouver à l'affleurement les structures profondes des réservoirs (Devilliers et Werner, 1990 ; Cosgrove, 1998 ; Sanders et al., 2003 ; Luthi, 2005 ; Wennberg et al., 2007). Une caractérisation indirecte et complémentaire de réservoir est alors possible. L'analyse dans ce sens d'un affleurement situé dans les Chaînes Côtières Catalanes constitue le **chapitre 4** (Fig. 1.37). Une attention importante est portée aux zones de relais entre les failles, aux relations entre les failles de différentes échelles et la fracturation (joints) qui sont difficilement caractérisables dans un réservoir. Le contrôle structural des circulations de fluides sera étudié grâce à des marqueurs de paléo-circulations.

Dans les réservoirs de socle sous une couverture sédimentaire, le toit du socle présente parfois un fort potentiel réservoir (Figs. 1.16 et 1.22). Ceci est lié à l'exhumation et à l'érosion du batholite avant son enfouissement sous les sédiments. Le **chapitre 5** illustre l'exploitation d'analogues dans les Chaînes Côtières Catalanes pour caractériser, par méthodes géophysiques, l'effet d'une telle altération supergène sur des structures affectant un batholite (failles et filons) (Fig. 1.37).

Un analogue offre un accès quasi-exhaustif et parfois tridimensionnel aux structures, et permet de travailler continûment de l'échelle régionale à l'échelle de l'échantillon. Une étude sur un tel site peut donc compléter avantageusement la caractérisation d'un réservoir en exploitation auquel l'accès est limité et indirect. Par ailleurs, ce réservoir exploité procure des données dynamiques sur le drainage d'un massif fracturé. La comparaison des deux sites d'études constitue le **chapitre 6**. De cette comparaison est élaboré un modèle synthétique de réservoir qui intègre les résultats majeurs des chapitres précédents. Enfin quelques perspectives sont proposées.

Au préalable, le chapitre suivant (**Chapitre 2**) présente les méthodes les plus importantes qui ont été utilisées, et quelques développements qui ont été apportés à certaines d'entre elles.



Fig. 1.37 : Représentation schématique des domaines structuraux étudiés dans les chapitres du manuscrit (couverture sédimentaire, toit du socle, socle profond).

# CHAPITRE 2

# Méthodes

## I. PROPAGATION DES ONDES SISMIQUES

Les méthodes sismiques utilisées dans la thèse sont basées sur l'analyse de la propagation des ondes de volume. Il s'agit d'ondes qui se propagent dans les formations rocheuses par déformations élastiques de faible ampleur. Il existe deux types d'ondes (Fig. 2.1).

- Les ondes P ("premières") se propagent par compression et dilatation successives. La direction du mouvement des particules coïncide avec la direction de la propagation de l'onde. La polarisation est donc longitudinale. Les ondes P peuvent se propager dans les solides et dans les fluides. Les ondes P sont aussi dénommées ondes longitudinales, ou ondes de compression.
- Les ondes S ("secondes") se propagent par cisaillement des matériaux. Le mouvement des particules est orthogonal à la direction de propagation. La polarisation est donc transversale. Les ondes S peuvent se propager dans les solides mais pas dans les fluides. Les ondes S sont aussi dénommées ondes transversales, ou ondes de cisaillement. Leur vitesse est inférieure à celle des ondes P.



Ainsi les ondes P et S se distinguent par leur polarisation et leur vitesse. L'analyse conjointe des temps d'arrivée des ondes et de la direction du mouvement qu'elles génèrent permet donc d'identifier leur mode de propagation.

Un front d'onde est défini par un ensemble de particules se trouvant dans un même état de déformation à un instant donné, lors de la transmission d'une onde (Fig. 2.1). L'utilisation des fronts d'ondes n'est pas très commode pour étudier la propagation des ondes. Il est préférable d'utiliser les rais, définis par les normales à un front d'onde (Fig. 2.1), car ils permettent de représenter facilement le trajet des ondes entre leur source et un capteur par exemple.

# II. SISMIQUE DE PUITS : VERTICAL SEISMIC PROFILING

## II 1. DISPOSITIF D'ACQUISITION ET SIGNAUX ENREGISTRÉS

Un VSP (Vertical Seismic Profiling) est une technique appartenant au domaine de la sismique de puits. Son acquisition consiste à disposer une ou plusieurs sources sismiques (générateur d'ondes) en surface et à enregistrer le signal sismique en profondeur, grâce à un outil équipé de capteurs descendu dans un puits (Fig. 2.2) (Mari et Coppens, 2000). Le signal des sources est enregistré à des profondeurs variables en ajustant la longueur du câble qui relie l'outil à l'enregistreur situé en surface. Certains outils sont composés de plusieurs niveaux de capteurs de façon à enregistrer simultanément les signaux à différentes profondeurs. Si la source est proche de la tête de puits (dans le cas d'un puits vertical), le VSP est dit à déport nul (zero-offset). Il est alors possible de mesurer le temps de trajet des ondes partant de la surface jusqu'à l'outil de détection (ondes directes, Fig. 2.2). Ceci donne accès aux vitesses dans les formations du sous-sol. Si la source est déportée de la tête de puits, des trajets des rais plus complexes peuvent être attendus (Fig. 2.2). L'analyse de ces arrivées permet des investigations structurales dans le voisinage du puits.



Fig. 2.2: Exemple de VSP avec offset. Le décalage latéral de la source sismique permet d'illuminer des structures voisines du puits et ainsi d'enregistrer, par descente de capteurs adaptés dans le puits, des ondes dont la propagation est liée à ces structures.

Les VSP peuvent constituer une méthode d'investigation à part entière. En effet, grâce au positionnement de l'outil dans le puits, les capteurs se trouvent au sein des formations géologiques. L'outil est généralement composé de 3 géophones orientés orthogonalement (l'un est vertical, les deux autres sont horizontaux). Parfois un hydrophone est associé. Il s'agit d'un capteur enregistrant les variations de pression ; il est donc sensible aux ondes P et non pas aux ondes S, ce qui permet de discriminer les différents types d'arrivées sismiques, et donc de rendre plus fiable l'interprétation qui est tirée de ces profils. Ainsi, on parlera de VSP acquis en 3 ou 4 composantes (3C ou 4C) selon l'utilisation ou non d'un hydrophone. L'analyse de l'ensemble du train d'ondes enregistrées par le VSP permet d'identifier des ondes réfléchies, diffractées ou réfractées par les structures en profondeur telles que des failles (Fig. 2.2). En raison de leur direction de propagation, certaines de ces ondes ne sont pas systématiquement enregistrables en surface. Par conséquent, une campagne de VSP apporte des informations complémentaires aux méthodes de sismiques réflexion classiques, en particulier sur les formations situées dans le voisinage du puits d'enregistrement.

## II 2. PRÉTRAITEMENT DES DONNÉES

Les données acquises subissent un prétraitement. Le but principal est d'orienter les signaux sismiques dans un repère géographique. En effet, les géophones sont montés sur des cardans au sein de l'outil de façon à les garder orthogonaux quelque soit la position de l'outil, notamment en puits dévié : un géophone est maintenu vertical et les deux autres sont horizontaux. L'orientation géographique de ces deux géophones horizontaux n'est pas connue. Celle-ci est estimée grâce à une source située à un déport suffisant pour que son signal soit détectable sur les composantes horizontales. Ces opérations sont détaillées dans Mari et Coppens (2000) et leur application aux données utilisées est documentée par Le Bégat et al. (1994).

## II 3. TRAITEMENT DES DONNÉES

Les arrivées directes obtenues par certaines sources après le prétraitement sont clairement perturbées par d'autres arrivées (Fig. 2.3). Des traitements isotropes ont donc été appliqués aux données 3C par VSfusion (à Londres, Martin Cox) et l'IFP (Institut Français du Pétrole, à Rueil-Malmaison, Charles Naville) afin de révéler ces arrivées secondaires. Leur application est exposée dans deux rapports (Cox et al., 2008 ; Cox, 2006). Les généralités sur ces traitements sont présentées par Mari et Coppens (2000).

La première étape consiste en une séparation des ondes par méthode paramétrique (Fig. 2.3). Ensuite une déconvolution est appliquée afin de "simplifier" les signaux. L'ondelette de base a été sélectionnée dans les traces superficielles où les perturbations sont moindres. L'arrivée P directe est ensuite effacée ("muting").



Fig. 2.3 : Exemple de données de VSP prétraitées et traitées (champ montant déconvolué). Seules les composantes verticales de deux profils différents sont représentées, afin d'illustrer au mieux les perturbations décelables sur des données prétraitées et leur extraction grâce au traitement.

L'analyse des enregistrements traités est détaillée dans la suite du manuscrit. Elle indique que les arrivées secondaires révélées par le traitement (Fig. 2.3) sont des ondes réfléchies sur des réflecteurs qui peuvent être assimilés à des zones de faille affectant les environs des puits d'acquisition. Ces réflexions sont de type P-S : les ondes P générées par les sources, incidentes sur les zones de faille, sont réfléchies et converties en mode S (Fig. 2.4). Ces arrivées dites P-S sont enregistrées principalement sur la composante verticale de l'outil, et seul un signal très faible est parfois enregistré sur les composantes horizontales. Ce fait empêche de déterminer l'azimut de l'incidence de l'onde, et donc de contraindre la position et l'orientation du réflecteur.

# II 4. <u>ORIENTATION DE RÉFLECTEURS PAR MODÉLISATION DE</u> <u>TEMPS DE TRAJET</u>

Une méthode a été développée pour déterminer la position dans l'espace et l'orientation des réflecteurs à conversion P-S à partir des enregistrements.

## II 4.1 Observations préliminaires

Si l'on considère une série de sources à déports variés par rapport à un puits vertical dans le lequel se trouve l'outil, et que ce dispositif est contenu dans un plan à la fois vertical et orthogonal à une faille, alors, pour une même position d'outil, les rais émis par chaque source et réfléchis par la faille n'auront naturellement pas la même trajectoire (Fig. 2.4). En d'autres termes, pour une même position d'outil et des sources différentes situées dans le toit d'une faille, un même segment de faille n'est pas éclairé au même endroit : plus la source est proche du prolongement de la faille vers la surface (source C), moins le "point" de la faille illuminé est profond, et plus le retard de l'onde réfléchie et convertie P-S par rapport à l'onde directe est faible (Fig. 2.4).



Fig. 2.4 : Coupe schématique illustrant le trajet de rais émis par des sources contenues dans un plan vertical et orthogonal à une faille réfléchissant les rais avec conversion de mode P-S. L'application de la loi de Snell-Descartes sur la faille pour une conversion P-S indique que l'angle d'incidence est plus élevé que l'angle de l'onde réfléchie. Pour une même position d'outil, plus la source est proche de la prolongation de la faille vers la surface (de A vers C), plus le trajet en ondes P est parallèle à la faille, et moins la réflexion avec conversion P-S est profonde. Les expressions en termes de temps de trajet sont représentées schématiquement à droite.

Si les sources restent toujours alignées mais que l'axe qu'elles forment n'est pas contenu dans un plan orthogonal à la faille, alors l'effet sur l'illumination de la faille reste similaire, quoique moins marqué. Le cas extrême se produit lorsque l'axe formé par les sources est parallèle à l'azimut de la faille ; dans ce cas il devient impossible de déterminer la direction de plongement de la structure à partir des temps d'arrivée (dans ce cas il faut rechercher une éventuelle polarisation des ondes suivant les composantes horizontales).

Pour conclure, les temps de trajet des ondes réfléchies comparés (1) soit entre différentes sources, (2) soit aux ondes directes émises par la même source, peuvent apporter des renseignements sur la vergence d'une structure. Ces observations ouvrent donc des perspectives d'interprétation des données à partir des seuls temps d'arrivée.

# II 4.2 Modélisation des géométries et des temps de trajet Modèle de vitesse et corrections statiques

Les observations précédentes montrent que la position et l'orientation des réflecteurs peuvent être calculées par modélisation de la géométrie et des temps de trajets des rais qui sont réfléchis. Un programme de modélisation a donc été écrit en langage Matlab® dans ce but. La géométrie de l'acquisition prend en compte la position des sources, y compris leur altitude, et les positions successives de l'outil. Ces positions d'outil dépendent de la trajectoire du puits ; la déviation a été prise en compte pour un puits significativement dévié (EPS1) alors qu'une trajectoire rectiligne et verticale a été considérée pour un puits quasi vertical (GPK1).

L'approche proposée ici se limite à des modélisations de premier ordre. Un modèle de vitesse basique est donc construit, composé d'une couverture sédimentaire et d'un socle granitique dont l'orientation du contact est paramétrable (Fig. 2.5). Aucune réfraction intra sédimentaire n'est prise en compte. Les vitesses ont été déterminées par analyse des premières arrivées sur VSP à zéro offset. Les données ayant été acquises en deux séries (ou "run"), deux modèles de vitesse ont été utilisés (Fig. 2.6). La nécessité de définir deux modèles de vitesse est discutée dans le chapitre 3.



Fig. 2.5 : Bloc 3D présentant le modèle de vitesse utilisé pour les calculs de géométrie et de temps de trajet. Les rais modélisés sont les ondes P directes et les ondes P converties S par réflexion sur le réflecteur penté. La loi de Snell-Descartes est appliquée à l'interface socle-sédiments et au niveau du réflecteur penté. Le système de coordonnées orthonormé est construit relativement à la tête de puits. Seuls quelques exemples de rais P-S sont représentés pour des raisons de visibilité.

Le contraste de vitesse matérialisé par l'interface socle-sédiments engendre une réfraction des rais, suivant la relation de Snell-Descartes : cin L = cin L

rais incident et réfracté par rapport à la normale à l'interface plane séparant les milieux 1 et 2 de vitesse V.

Les temps d'arrivées calculés et observés pour l'onde P directe sont représentés dans des diagrammes en temps et en profondeur, analogues à des données réelles (Fig. 2.6). La comparaison de ces hodochrones a révélé des différences entre les temps observés et calculés. Ce problème a été réglé par la prise en compte de corrections statiques (l'introduction de telles corrections est discutée dans le chapitre 3).



Fig. 2.6 : Exemples d'hodochrones observées et calculées pour les ondes P directes et les ondes P-S réfléchies. Les corrections statiques, ici prises en compte, permettent d'ajuster les hodochrones des ondes P directes calculées avec celles observées.

#### Modélisation des rais réfléchis

La géométrie des réflexions P-S sur une interface pentée est également calculée (Fig. 2.5). Le réflecteur est considéré plan. La loi de Snell-Descartes est appliquée lors de la réfraction subie à l'interface socle-sédiments (sans conversion de mode) et lors de la réflexion sur le réflecteur penté. Dans ce dernier cas, les vitesses des ondes P et S sont prises en compte respectivement pour le rai incident et le rai réfléchi. Les corrections statiques sont également appliquées dans le calcul de leur temps de trajet.

Une première contrainte sur la position du réflecteur est sa profondeur d'intersection avec le puits. Lorsque l'onde P-S réfléchie et l'onde P directe arrivent simultanément, cela signifie que l'outil se trouve à l'intersection du puits et du réflecteur (Figs. 2.4 et 2.5). Dans ce cas, la profondeur d'intersection est connue. Si l'hodochrone de la réflexion est trop tardive, elle ne recoupe pas celle de l'onde P directe. Dans ce cas, les hodochrones sont prolongées de façon imaginaire en profondeur, de façon rectiligne.

Une orientation arbitraire du réflecteur est ensuite considérée. L'hodochrone des réflexions P-S est calculée (Fig. 2.6), et le résidu entre le temps calculé et le temps observé est déterminé pour chaque trace. La moyenne et la variance de ces résidus sont ensuite calculées pour quantifier la représentativité de l'orientation du réflecteur synthétique vis à vis de celle du réflecteur géologique effectif. La représentation des hodochrones dans un diagramme temps-profondeur permet de comparer visuellement cette représentativité (Fig. 2.6).

Ce calcul est répété pour une gamme de valeurs d'azimuts et de pendages, avec des pas respectifs de 2° et 1°. Les moyennes et les variances des résidus issues de chacune de ces configurations sont comparées. Les valeurs minimales obtenues correspondent au réflecteur théorique dont l'orientation permet de modéliser au mieux les temps de trajet observés. Ces résultats peuvent être représentés par des surfaces dans un espace tridimensionnel défini par le pendage, la direction de plongement, et la moyenne des résidus (ou leur variance) (Fig. 2.7).



Fig. 2.7 : Représentation de la moyenne des résidus (différence entre les temps observés et modélisés) en fonction du pendage et de la direction de plongement du réflecteur considéré. La valeur minimale indique le meilleur ajustement en termes de position et d'orientation entre le réflecteur modélisé et le réflecteur géologique effectif.

Une fois l'orientation du réflecteur connue, l'extension de la zone illuminée par les rais peut être estimée, ainsi que l'angle d'incidence verticale des rais P-S au niveau du puits (Fig. 2.5).

# II 5. ORIENTATION DE RÉFLECTEURS PAR ANALYSE DE POLARISATIONS

Les réflections P-S qui se produisent sur les zones de faille sont principalement détectées par un signal sur la composante verticale des profils. Toutefois, il est envisageable qu'en fonction du pendage du réflecteur, l'onde réfléchie S ne se propage pas rigoureusement horizontalement (Fig. 2.8). Par conséquent, des traitements ont été tentés sur des VSP afin de mettre en évidence d'éventuels faibles signaux sur les composantes horizontales. La finalité d'une telle approche est de pouvoir déterminer l'azimut d'incidence des ondes réfléchies, pour obtenir des contraintes sur l'azimut du réflecteur.



Fig. 2.8 : Illustration de réflexions P-S vues dans un plan contenant la source, le puits et la ligne de plus grande pente d'un réflecteur incliné. En fonction du pendage de ce réflecteur, il est possible qu'une faible partie de l'énergie de l'onde S soit détectable par les composantes horizontales (en rouge) outre le très fort signal enregistré par la composante verticale (en bleu).

Le traitement qui a été appliqué aux données par VSfusion a été élaboré par l'IFP (Institut Français du Pétrole) sous le nom de Polscan<sup>™</sup> (marque déposée). Son principe consiste simplement à calculer un VSP dans une direction donnée, à partir des trois composantes. En d'autres termes, il s'agit de calculer un VSP qui serait donné par un géophone d'orientation choisie. Il s'agit donc d'une sommation pondérée des trois composantes ; le poids de chacune des composantes est fonction de l'orientation voulue.

Ces calculs sont répétés pour une multitude d'orientations balayant un demi-espace, en définissant un pas en azimut et un pas en pendage (Fig. 2.9). L'orientation pour laquelle une arrivée présente une amplitude maximale correspond à l'orientation de sa polarisation. Ainsi, par comparaison de l'ensemble des profils constitués, il est possible d'identifier visuellement la polarisation d'une arrivée. Un exemple d'interprétation est décrit dans le chapitre 3.

Les résultats de Polscan<sup>™</sup> sont facilement exploitables sous certaines conditions : si la source, la ligne de plus grande pente du réflecteur et les positions d'outils se trouvent dans un plan vertical (cas de la figure 2.8), et que les vitesses des ondes sont homogènes et isotropes, alors le principe de continuité des déplacements au niveau du réflecteur indique que la polarisation de l'onde S doit être contenue dans le même plan vertical. L'aspect géométrique de cette hypothèse est vérifié dans le cas d'un profil à déport nul. Il est alors possible qu'une faible part de l'énergie sismique de l'onde S soit détectée par les composantes horizontales (Fig. 2.8). Dans ce cas, la direction de la polarisation est orthogonale à l'azimut du réflecteur.



Fig. 2.9: Exemple de Polscan<sup>™</sup> appliqué au VSP C3 run 2 acquis dans GPK1 (attention à l'échelle azimutale en grades, dans le sens antihoraire, et partant de l'Est). Les encadrés bleus et noirs indiquent la position des trois composantes (Verticale, HE : Horizontale est, HN : Horizontale nord). Chaque profil est représenté dans le même domaine de temps et de profondeur. Cette figure montre l'allure générale d'un Polscan<sup>™</sup>; des signaux représentés avec une meilleure résolution sont donnés dans le chapitre 3.

## **III. TOMOGRAPHIE SISMIQUE**

La tomographie sismique consiste à collecter des temps de trajet enregistrés suivant de nombreux rais (nécessitant de multiples sources et capteurs) pour résoudre la distribution des vitesses dans le milieu étudié (Fig. 2.10). Si les sources et capteurs sont de part et d'autre de ce milieu, et que des trajets rectilignes permettent de l'imager, on parle alors de tomographie en transmission. En revanche, si l'ensemble du dispositif est organisé de façon quasi rectiligne ou plane (au sol par exemple), il faut compter sur une courbure des rais causée par une augmentation de la vitesse avec la profondeur ou une réfraction sur des discontinuités pour investiguer le sous-sol. Ceci s'appelle la tomographie de premières arrivées (directes et réfractées). Dans les cas traités ici, la distinction entre ces deux types de tomographies n'est pas toujours aisée, en raison de la géométrie d'acquisition et de la possible courbure des rais.

Les prétraitements et traitements des données sismiques ont été effectués à l'aide du logiciel Reflexw développé par Sandmeier Scientific Software (Karlsruhe, Allemagne), sous la supervision de Georges Herquel (EOST).



Fig. 2.10 : Illustrations de tomographie sismique en transmission ou de premières arrivées (permise grâce à la courbure des rais).

## III 1. LA MÉTHODE SIRT

Les images tomographiques sont obtenues par une adaptation de la méthode SIRT (Simultaneous Iterative Reconstruction Technique), largement utilisée pour ce type d'applications (par exemple Hayles et al. (1999), Zou et Wu (2001)). Le principe de l'inversion est ici présenté d'après Zou et Wu (2001).

La méthode consiste à calculer les valeurs de temps de trajet de rais dans un modèle de vitesse initial. Pour ce faire, le milieu de propagation est divisé en cellules à l'intérieur desquelles la vitesse est homogène (Fig. 2.11). Les rais obéissent au principe de Fermat : un rai représente le chemin pour lequel le temps de trajet est minimal.



Fig. 2.11 : Exemple de géométrie de calcul de temps de trajet lors d'une inversion tomographique.

Le temps de trajet d'un rai  $t_k$  s'exprime :

$$t_{k} = \sum_{i=1}^{N} l_{i,k} S_{i}$$
 où  $l_{i,k}$  est la longueur du rai dans la cellule  $i$   
et  $S$  est la lenteur dans la cellule  $i$  (c'est à dire l'inverse de la vitesse).

Pour un ensemble de M rais acquis sur le terrain, on obtient :

$$t = L.s$$

où  

$$L = \begin{vmatrix} l_{l,l} & & l_{N,l} \\ & & l_{l,k} \\ & & l_{l,M} \end{vmatrix}$$
 est la matrice des longueurs de segments de rais,  

$$s = \begin{bmatrix} s_l \\ \cdot \\ s_i \\ \cdot \\ s_N \end{bmatrix}$$
 est la matrice des lenteurs, et 
$$t = \begin{bmatrix} t_l \\ \cdot \\ t_k \\ \cdot \\ t_M \end{bmatrix}$$
 est la matrice des premières arrivées.

*L* et *t* étant connus, la matrice *s* est perturbée à chaque itération de façon à ce que les temps calculés approchent les temps mesurés. L'algorithme s'arrête lorsque les données calculées satisfont des critères statistiques imposés.

## III 2. ACQUISITION



Le matériel utilisé se compose d'un enregistreur Geometrics StrataView à 48 canaux, avec 48 géophones verticaux de 14 Hz de fréquence propre. La source employée est le marteau frappant une plaque métallique ou la roche directement. Différentes géométries d'acquisitions ont été exploitées. La géométrie la plus simple et utilisée sur chaque affleurement a consisté à disposer les capteurs de façon rectiligne, en effecturant les tirs le long de cette ligne. Il s'agit du cas de tomographie de réfraction (Fig. 2.10). Dans le but de réaliser des tomographies en transmission (Fig. 2.10), des profils ont été acquis en disposant la source à distance des capteurs de façon à ce que les rais pénètrent davantage dans les formations. Certains profils ont été acquis en disposant les capteurs et les sources dans les parois des affleurements (Fig. 2.12).

Chaque trace a une durée de 512 ms, échantillonnée à 0,5 ms. Le nombre de sommations ("stacks") est variable, pouvant atteindre la dizaine en fonction de la qualité du signal et de la finalité des données.

Fig. 2.12 : Exemple d'acquisition de "Reverse Vertical Seismic Profiling" sur le principe décrit par Zou et Wu (2001).

#### III 3. <u>TRAITEMENTS</u>

Les données de terrain, au format SEG2, sont importées et converties au format interne du logiciel. Ensuite la géométrie d'acquisition est introduite dans les fichiers. Autrement dit, chaque trace porte les informations de position du géophone et du tir correspondant.

#### III 3.1 Pointés des premières arrivées

Les pointés ont été positionnés idéalement au premier échantillon représentatif de la première arrivée (Fig. 2.13), sous l'hypothèse que celle-ci soit une arrivée P directe. Cet événement étant parfois peu évident à pointer (présence de bruit, non continuité de la forme d'onde d'une trace à l'autre...), des tests de pointés ont été réalisés sur le maximum de la première phase. Même si le nombre de pointés est avantageusement augmenté dans ce cas (Fig. 2.13), un retard quasiment constant apparaît et produit des images tomographiques similaires mais dont les valeurs de vitesses ont globalement diminué. Des traitements tels qu'un filtrage passe bande, le calcul de la dérivée ou le carré du signal, ont permis de mieux détecter un début de signal. Cependant, ces traitements ont introduit un retard du temps d'arrivée dépendant de la distance à la source. C'est pourquoi la totalité des pointés a été effectuée manuellement à partir des données non filtrées sur le début de la première arrivée sur les traces normalisées en amplitude (la valeur maximale de chaque trace est normalisée à 1). Les traces dont la qualité du signal est mauvaise ont été négligées (aucun pointé n'a été réalisé, même par interpolation) afin de ne pas risquer de lisser les irrégularités représentatives d'hétérogénéités de la formation. Les pointés ont été "croisés", c'est-à-dire qu'une première série a été faite avec un tir sur deux, puis elle a été complétée par les tirs restant en parcourant le profil dans l'autre sens, de façon à limiter les effets d'un éventuel biais dans le pointé.



Fig. 2.13 : Exemple de pointé du début du signal de la première arrivée (en rouge, appliqué à toutes les données à la base des images tomographiques) ou de son maximum (en bleu). Les signaux peu évidents n'ont pas été pointés.

#### III 3.2 Incertitudes sur les vitesses de rais

Pour la tomographie, il convient d'évoquer l'incertitude des estimations de vitesse. Elle est liée à la précision des pointés et des positions des sources et des capteurs.

L'incertitude sur les pointés dépend à la fois du nombre d'échantillons avec lequel le signal de la première arrivée ressort de façon certaine du niveau de bruit, et du niveau d'amplitude appliqué (comme le signal est sur-échantillonné, plus il est amplifié, plus la détection de la première arrivée est précoce). De manière générale, le pointé ayant été restreint aux traces de qualité satisfaisante (c'est à dire présentant une première arrivée bien marquée) l'incertitude sur les pointés est estimée à environ ±0,5 ms, soit le pas d'échantillonnage.

Concernant le positionnement des sources et capteurs, l'utilisation d'un théodolite a assuré une incertitude inférieure à 5 mm largement suffisante pour les mesures effectuées. Cependant, à cause de la topographie des sites et de la végétation, certaines positions de sources ont été mesurées indirectement. En outre, les dimensions de la source et des géophones impliquent des incertitudes décimétriques. Une valeur maximale de ±1 m semble donc refléter raisonnablement l'incertitude sur les plus grandes distances source-géophone.

Il est donc possible d'évaluer les incertitudes relatives (IR) sur les vitesses mesurées. En considérant une vitesse moyenne de 1500 m/s représentative des valeurs obtenues, on obtient :

Rai court (15 m) : IR =  $\delta t/t + \delta d/d = 0,0005/0,01 + 1/15 \approx 0,12$  soit 12 %

Rai long (60 m) : IR =  $\delta t/t + \delta d/d = 0,0005/0,04 + 1/60 \approx 0,03$  soit 3 %

Ces exemples montrent que l'on peut estimer l'incertitude relative du calcul d'une vitesse à moins de 10 % dans la plupart des cas.

## III 3.3 Tomographie 1D/2D de premières arrivées

De façon systématique sur chaque site, un profil sismique a été réalisé avec les sources et les capteurs alignés suivant un axe quasi-orthogonal aux structures. Cette configuration favorise la mise en évidence de contrastes de vitesse entre les compartiments recoupés par le dispositif, notamment par tomographie de premières arrivées. Dans ce cas, la géométrie d'acquisition introduite dans les fichiers est donnée par un système relatif simple : seule une coordonnée est utilisée pour indiquer la distance des géophones et du tir à la première trace. Le déport entre la source et l'axe des capteurs n'affecte légèrement que les traces les plus proches de la source. La source est donc considérée confondue avec le capteur duquel elle est le plus proche.

Pour ce type de tomographie, l'algorithme utilisé par Reflexw peut prendre en charge des propagations sous forme de rais rectilignes ou incurvés. Dans ce dernier cas, certaines images produites semblent peu réalistes. Il a donc été parfois préférable de travailler sous l'hypothèse de propagations rectilignes. Le résultat obtenu n'est donc pas une image 2D mais un simple profil 1D le long des capteurs.

#### III 3.4 Tomographie 3D en transmission

Des géométries d'acquisition plus complexes ont été mises en œuvre afin de tenter des imageries plus élaborées. Chaque affleurement étant constitué d'une falaise de quelques mètres de hauteur, des tirs ont été déclenchés au dessus de ce relief, suffisamment en retrait du bord de la falaise pour tenter d'enregistrer des rais en transmission dans la masse rocheuse grâce aux géophones restés positionnés au pied de la falaise (Fig. 2.10). Les capteurs et les sources n'étant pas contenus exactement dans un même plan, un algorithme de tomographie en 3D a dû être appliqué. Pour ce faire, la géométrie de l'acquisition a été introduite dans les fichiers selon un système de

coordonnées en 3D. L'algorithme 3D ne considère que des rais rectilignes.

Un modèle de vitesse avec maillage relativement fin (50 cm ou 1 m) a été parfois utilisé afin d'appliquer une moyenne des valeurs obtenues à chaque itération pour des cellules adjacentes. Cette moyenne peut être spécifiée séparément suivant l'axe porté par  $\vec{x}$  et  $\vec{z}$ , qui, de manière générale, sont respectivement l'axe du profil et l'axe vertical. Ce type de paramétrage est intéressant lorsque la structuration des objets étudiés présente une dominante sub-verticale (failles et contacts lithologiques) : il est en effet possible de tester l'effet d'une moyenne verticale sur un grand nombre de cellule (par exemple 4 ou 5) afin d'intégrer verticalement les valeurs de vitesses tout en limitant le lissage horizontal.

Le résultat se présente sous forme d'un bloc 3D composé de cellules affectées d'une valeur de vitesse (Fig. 2.14). Étant donné la géométrie particulière des acquisitions, l'information issue de la tomographie ne se trouve que dans une partie du volume 3D. Une collaboration avec Sandmeier Scientific Software a consisté à développer et tester Reflexw pour mettre au point un outil de visualisation de ce type de données. Cet outil appelé "individual cut" permet de réaliser une coupe plane dans un bloc 3D. La position et l'orientation de cette coupe sont spécifiées par l'utilisateur, en sélectionnant l'épaisseur de la zone représentée de part et d'autre de ce plan (Fig. 2.14). Ainsi il est possible de ne visualiser que les données qui sont au cœur de la zone investiguée en négligeant son enveloppe irrégulièrement résolue.

Sur les figures de présentation des résultats (Chapitre 5), il se peut que l'image tomographique "déborde" de la zone définie par la géométrie d'acquisition. Cela est dû aux moyennes qui sont effectuées entre cellules voisines lors de l'application de l'algorithme de tomographie, qui a pour effet de modifier la vitesse des cellules adjacentes au dispositif d'acquisition. Aussi les cellules proches des limites de la zone étudiée voient des perturbations de leur valeur, ce qui se traduit par l'apparition d'une bordure à vitesse assez homogène.



Fig. 2.14 : Exemple de coupe plane dans un bloc 3D obtenu par tomographie sismique (Reflexw, "Individual cut").

## III 4. TRAITEMENTS SPÉCIFIQUES

## III 4.1 Correction #1

#### Problème rencontré

Dans un milieu homogène, les rais sont rectilignes, ce qui produit une série de points alignés horizontalement dans un diagramme longueur de rai - vitesse apparente (Fig. 2.15a). La position de cette droite donne directement la vitesse du milieu de propagation. Si la vitesse augmente avec la profondeur, alors les points s'organisent suivant une courbe croissante dans ce diagramme, ce qui donne une variation de premier ordre (Fig. 2.15b). La présence d'anomalies locales de vitesse a pour effet de disperser les points autour de cette courbe pour former un nuage (Fig. 2.15c). Ces écarts de second ordre représentent les hétérogénéités de vitesse dans le milieu investigué. Dans une tomographie 1D/2D de premières arrivées, les hétérogénéités locales de vitesse peuvent donc être masquées par des variations plus globales.



Fig. 2.15 : Représentations schématiques d'hétérogénéités de champ de vitesse sur les vitesses déduites de rais. a) Cas d'une vitesse homogène. b) Cas d'un gradient vertical croissant avec la profondeur. c) Même cas que b. avec une anomalie locale de vitesse.

#### Traitement

La correction proposée consiste à filtrer le signal de premier ordre pour mieux imager les hétérogénéités de second ordre. Elle consiste à horizontaliser le nuage de points (Fig. 2.15) afin de limiter ce signal de premier ordre. Ainsi sont extraites les variations locales de vitesse qui peuvent permettre de résoudre les anomalies (Fig. 2.15c). Cette correction est basée sur une hypothèse de variation identique de la vitesse en fonction de la profondeur de pénétration.

Pour ce faire, une fonction empirique polynômiale P est déterminée par la méthode des moindres carrés à partir des données du nuage de point. Ce polynôme, choisi d'ordre 3, donne donc une évolution représentative générale de la vitesse en fonction de la longueur de rai (Fig. 2.16). Ensuite, pour chaque point, la différence entre la vitesse mesurée et la vitesse donnée par le polynôme est ajoutée à la vitesse moyenne du nuage de points. Ceci s'écrit :

$$V_{corr} = (V_{mes} - V_{liss}) + V_{moy}$$

Avec les notations suivantes :

 $V_{mes}$ : Vitesse donnée par un rai, c'est à dire  $lg/t_{mes}$  où lg est la longueur du rai (considéré rectiligne) et  $t_{mes}$  son temps de parcours.

 $V_{liss}$ : Vitesse donnée par la fonction empirique polynômiale, c'est-à-dire P(lg)

 $V_{corr}$ : Vitesse corrigée, c'est-à-dire  $lg/t_{corr}$ 

 $V_{mov}$ : Vitesse moyenne



Fig. 2.16 : Principe schématique de la correction #1. Ce traitement consiste à corriger les temps de trajet en horizontalisant le nuage de points obtenu dans un diagramme vitesse apparente-longueur de rai.

La correction de vitesse peut aboutir à la correction de la longueur ou du temps correspondant. Comme il serait maladroit de modifier la longueur (et la position du rai), seul le temps  $t_{corr}$  est modifié. Ceci donne :

$$\frac{lg}{t_{corr}} = V_{moy} + \frac{lg}{t_{mes}} - P(lg)$$
d'où 
$$t_{corr} = \frac{lg}{V_{moy} + \frac{lg}{t_{mes}} - P(lg)}$$

La vitesse moyenne prise en compte dans ces calculs peut être définie de deux façons différentes (*n* est le nombre total de rais) :

$$V_{moy} = \sum_{i=1}^{n} \left(\frac{lg}{t}\right)_{i}$$
 (moyenne des vitesses données par les rais)  
$$V_{moy} = \frac{\sum_{i=1}^{n} lg_{i}}{\sum_{i=1}^{n} t_{i}}$$
 (quotient de la totalité des distances parcourues par la totalité des temps de trajet)

Cette seconde définition sera adoptée par la suite. Elle minimise en effet le poids des rais courts qui sont davantage influencés par les hétérogénéités de petite taille, les éventuels remblais et les états de surface les plus superficiels. De plus, les incertitudes relatives sur ces rais courts sont plus importantes. La première définition est celle qui est employée par le logiciel Reflexw.

## Conséquence

Cette correction revient à ramener le cas de la figure 2.15c au cas de la figure 2.15a : un milieu affecté d'un gradient peut, après correction, être considéré comme un milieu à vitesse homogène au premier ordre. Un algorithme de tomographie 1D est alors applicable afin de révéler des anomalies de vitesse le long du profil. Cette correction est donc particulièrement appropriée aux profils réalisés orthogonalement à des zonations d'objets géologiques (par exemple un profil horizontal réalisé orthogonalement à un filon sub-vertical).

# III 4.2 Correction #2

#### Problème rencontré

Quelques jeux de données montrent une répartition rectiligne des temps de trajets en fonction de la longueur de rais avec une valeur non nulle d'ordonnée à l'origine (Fig. 2.17). Ceci est valable pour la plupart des rais, mais les rais plus courts qu'une certaine valeur critique se détachent de ce nuage et montrent une tendance dont l'ordonnée à l'origine est nulle. Ce fait exclut qu'un problème matériel soit responsable de cette ordonnée à l'origine non nulle. Tout se passe donc comme si un retard systématique affectait les données à partir d'une distance critique source-récepteur.

#### Traitement

La correction consiste d'abord à déterminer un polynôme P de degré 1 représentant au mieux l'évolution des données au sens des moindres carrés (Fig. 2.17). Ceci n'est appliqué qu'au nuage de points situé au delà de la valeur critique. Ensuite la valeur de l'ordonnée à l'origine est simplement soustraite à tous les temps de trajet (Fig. 2.17). De ce fait, il se peut que des temps de trajet très faibles voire négatifs apparaissent pour les distances les plus courtes. Une sélection des données doit alors être établie. Le nuage de points étant modifié, il est très probable que l'ordonnée à l'origine de la droite issue de sa régression linéaire ne soit pas nulle. En toute rigueur, cette correction devrait donc être itérée jusqu'à l'obtention d'une ordonnée à l'origine nulle, mais ceci n'a pas été jugé nécessaire.

L'effet sur les vitesses apparentes est d'horizontaliser le nuage de points [vitesse apparente – longueur de rai], puisque la régression linéaire donne une ordonnée à l'origine nulle (Fig. 2.17).



Fig. 2.17 : Représentation schématique de la correction #2. Ce traitement consiste à soustraire aux temps de trajet la valeur de l'ordonnée à l'origine de la droite représentative du nuage de points obtenu dans un diagramme temps de trajet-longueur de rai.

## Conséquence

Le comportement des données dans un diagramme [temps de trajet – longueur de rai] décrit ci-dessus est typique de réfractions sur une couche parallèle au dispositif d'acquisition. Dans ce cas, la correction consiste à ramener l'étude en une tomographie 1D le long de l'interface où a lieu la réfraction. L'occurrence de phénomènes de réfraction sera discutée plus loin, mais elle n'est pas nécessaire pour appliquer la correction ici présentée.

# IV. RADAR

L'imagerie radar fonctionne suivant des principes très proches de ceux utilisés en sismique réflexion, mais en utilisant des ondes électromagnétiques. Les données de radar ont été acquises suivant des profils rectilignes sur le sol afin d'obtenir des profils en 2D. Dans ce cas, il n'est possible d'enregistrer que des ondes qui reviennent vers le dispositif. Il s'agit donc d'ondes réfléchies sur des interfaces aériennes ou du sous-sol, mais le blindage des antennes a pour effet de favoriser les phénomènes liés uniquement au sous-sol.





## IV 1. ACQUISITION ET TRAITEMENT

Les données ont été acquises, traitées et interprétées en collaboration avec Maksim Bano (EOST). Deux antennes blindées RAMAC (de marque Malå) de 100 et 250 MHz ont été utilisées. Elles se présentent sous forme d'un caisson dans lequel se trouvent l'émetteur et le récepteur, considérés confondus. Les mesures sont effectuées respectivement tous les 20 cm et 10 cm, avec des pas d'échantillonnage de 0,84 ns et 0,36 ns.

La source et le récepteur étant supposés confondus, le traitement est très rapide. Il est effectué à l'aide du logiciel Radlab (EOST). Chaque trace subit une amplification globalement croissante au cours du temps : le signal enveloppe de chaque trace est calculé, et sa décroissance est compensée par amplification de la valeur de chaque échantillon. Ensuite, la palette de couleur est ajustée de manière à obtenir un contraste favorable.

Certains profils ont subi un filtrage atténuant les signaux "horizontaux" (c'est-à-dire enregistrés aux mêmes valeurs de temps sur plusieurs traces voisines), de façon à renforcer les signaux apparaissant avec un certain pendage. Dans ce cas, les données seront simplement qualifiées de "filtrées" par la suite.

## IV 2. <u>PENDAGE APPARENT ET PENDAGE RÉEL</u>

Des réflecteurs pentés ont été détectés sur les profils. Ces profils étant des images en temps, il faut considérer la vitesse des ondes électromagnétiques pour obtenir des valeurs de distance, et donc par exemple des valeurs de pendage.



Fig. 2.19 : Schéma d'un réflecteur penté imagé par une méthode où source et récepteur sont confondus. a) Cas où le profil et la ligne de plus grande pente sont contenus dans un même plan vertical (coupe verticale). b) Cas où le profil marque un angle θ avec la projection au sol de la ligne de plus grande pente du réflecteur (pendage apparent).

En considérant la figure 2.19 valable dans le cas où l'émetteur et le récepteur sont confondus en B, on obtient :

 $\sin \alpha_{app} = \frac{d}{D}$  où *d* est la distance entre le point B et son image par projection orthogonale sur le réflecteur, et *D* est la distance entre A et B.

Or  $V_{\gamma} = \frac{2d}{t}$  où V $\gamma$  est la vitesse des ondes électromagnétiques dans le granite et t est le temps double du fait de la réflexion.

Donc 
$$\sin \alpha_{app} = \frac{V_{\gamma} \cdot t}{2D}$$
 d'où  $\alpha_{app} = \sin^{-1} \left( \frac{V_{\gamma} \cdot t}{2D} \right)$ 

Le cas échéant, le pendage apparent  $\alpha_{app}$  doit être corrigé de la différence d'azimut  $\theta$  pour obtenir le pendage du réflecteur  $\alpha_{corr}$  (Fig. 2.19b). Pour ce faire, une approximation est donnée par la relation :

 $\sin \alpha_{app} = \sin \alpha_{corr} \cdot \cos \theta$  d'après Yilmaz (1987)

d'où 
$$\alpha_{corr} = \sin^{-1}\left(\frac{\sin \alpha_{app}}{\cos \theta}\right)$$

# V. Tomographie électrique

Les roches présentent des valeurs de résistivité électrique variées. L'eau est bien moins résistive, surtout à forte salinité. Les méthodes électriques permettent de reconnaître les distributions de résistivité en carte ou en profil. La méthode ici employée utilise quatre électrodes et est dite de Wenner (Wenner, 1915) (Fig. 2.20). Son utilisation a été supervisée par Jean-Bernard Édel (EOST). La méthode consiste à mesurer en M et N la différence de potentiel due à un courant injecté entre A et B, avec les équidistances suivantes AM=MN=NB=a. Plus la distance "a" augmente, plus la profondeur de mesure est importante. De ce fait, en répétant ces mesures avec des valeurs variables de "a" à la surface du sol, on peut obtenir un profil de résistivité électrique (Fig. 2.20).



Fig. 2.20 : Principe d'acquisition d'une pseudo-section de résistivité électrique à partir d'un dispositif de type Wenner.

Les profils sont acquis avec 48 électrodes contrôlées par un enregistreur injectant et mesurant des courants.

La profondeur de la mesure n'est pas connue précisément car les lignes de courant et les équipotentielles sont déformées en fonction de la distribution de la résistivité. Seul un niveau d'investigation est connu (Fig. 2.20). Un tel profil est donc appelé pseudo-section car les valeurs mesurées sont localisées arbitrairement, suivant ces niveaux d'investigation. Il est possible d'obtenir un profil de résistivité par inversion, grâce au logiciel Res2dinv développé par Geotomo Software. Cela consiste à calculer une pseudo-section à partir d'un modèle de résistivité. Ce modèle de résistivité est modifié itérativement de façon à ce que la pseudo-section calculée soit aussi proche que possible de la pseudo-section mesurée ; les résultats présentés dans le chapitre 5 correspondent à ces pseudo-sections calculées. Ces valeurs sont obtenues avec une incertitude quantifiée par le logiciel. Au-delà de 25% d'incertitude, les résultats doivent être considérés avec précaution. La zone de confiance a été tracée en pointillés sur les profils présentés dans le chapitre 5. Ces traitements sont appliqués sous l'hypothèse d'une imagerie dans le plan vertical, alors que les courants effectifs ne se propagent pas forcément dans ce plan (des effets analogues peuvent d'ailleurs affecter les tomographies sismiques).
# VI. Analyses statistiques de populations de fractures

La distribution des structures peut être caractérisée par l'analyse de leurs espacements. La méthode de "populations des espacements" a été choisie ("Spacing population technique", Gillespie et al., 1993 ; Bonnet et al., 2001). Elle s'applique à des données acquises suivant des profils de fracturation en 1D ("scanline"). Elle consiste en une représentation graphique de l'occurrence des valeurs d'espacements entre deux fractures adjacentes. Le nombre cumulé des espacements supérieurs ou égaux à un espacement donné est représenté en fonction de l'espacement (Fig. 2.21). Bien souvent, les résultats sont représentés dans des diagrammes bilogarithmiques. Plusieurs lois de distributions statistiques sont testées pour trouver celle décrivant au mieux les populations.



Fig. 2.21: Distributions de populations d'espacement. Les traits continus correspondent à des distributions idéales, les pointillés représentent des distributions typiques de données effectivement mesurées (modifié d'après McCaffrey et al. (2003)).

Pickering et al. (1995) ont mis en évidence les effets de sensibilité et de troncature des méthodes de mesures de la fracturation ("censoring and truncation"). La résolution des mesures est en effet limitée par la méthode d'échantillonnage. Par exemple, la télédétection ne peut résoudre des espacements inférieurs à l'échelle métrique environ, et l'approche de terrain a été limitée aux échelles supérieures à l'échelle centimétrique. À l'opposé, la représentation des valeurs de grands espacements est limitée par la longueur des profils de fracturation. Par conséquent, les valeurs extrêmes d'espacement (petits et grands) sont sous représentées. Les données mesurées ne peuvent donc pas représenter parfaitement les lois statistiques qui les régissent. Seules les parties centrales des tracés peuvent être considérées comme représentatives des distributions d'espacement (Fig. 2.21).

Les études de caractérisation d'espacement par la méthode du comptage d'intervalles sont nombreuses (par exemple Velde et al., 1990 ; Velde et al, 1991 ; Ledésert et al., 1993 a et b ; Volland and Kruhl, 2004). Celle-ci consiste à partitionner un profil de fracturation en n portions (n étant un entier supérieur à 1). Chaque portion contenant une fracture est comptabilisé. La représentation du nombre de segments contenant une fracture en fonction de la taille des segments peut correspondre à une loi de puissance, de laquelle la "dimension fractale" est déduite. La méthode du comptage d'intervalles a été mise en cause entre autres par Bonnet et al. (2001) et Gillespie et al. (2003), qui montrent que ce traitement peut conduire à interpréter abusivement comme fractales des distributions qui ne le sont pas. Walsh et Watterson (1993), Brooks et al. (1996) montrent par l'exemple ce type de surinterprétation. Il a donc été choisi de travailler avec la donnée brute, c'est-à-dire le nombre cumulé des espacements sans traitement additionnel ("Spacing population technique", recommandée entre autres par Gillespie et al. (1993), et couramment utilisée dans divers contextes géologiques (Barton et Zoback, 1992 ; Poulimenos, 2000 ; Cello et al., 2001 ; Micarelli et al., 2003 ; McCaffrey et al., 2003).

Le coefficient de variation (Cv) a été calculé pour chaque série de données. Il est défini comme étant le rapport entre l'écart type des espacements et leur moyenne (voir par exemple Gillespie et al., 1999).

- Si Cv > 1, les fractures sont regroupées ("clustered", typique de réseaux de failles matures).
- Si Cv = 1, la distribution est aléatoire ("random", typique de réseau de joints en milieu non stratifié).
- Si Cv < 1, les fractures tendent à être régulièrement espacées (typique de réseaux de joints en milieu stratifié).

# CHAPITRE 3

# Caractérisation du réservoir de Soultz-sous-Forêts : Structuration et chemins de circulation

Les données structurales sur le socle cristallin de Soultz-sous-Forêts sont issues en premier lieu des diagraphies et des imageries de paroi (Figs. 1.29 et 1.30). Quelques orientations générales de structures sont obtenues par analyse des microséismes (Figs. 1.32 et 1.33). La sismique réflexion permet d'identifier des blocs basculés, formés dans la couverture sédimentaire et le socle (Fig. 1.24b). Les failles normales qui les délimitent sont prolongées dans le socle et constituent quasiment le seul réseau hectométrique à kilométrique considéré dans les modèles structuraux (Fig. 1.27).

Par ailleurs, la structuration du socle paléozoïque suivant des directions autres que celle des failles normales oligocènes est mise en évidence à l'échelle régionale par les méthodes potentielles, la télédétection et les reconnaissances de terrain. À l'échelle du réservoir, des modélisations d'écoulements indiquent leur présence par leur contribution aux connexions hydrauliques entre les puits (Chapitre 1 III). Or, de telles structures ne sont pas clairement identifiées dans le granite de Soultz-sous-Forêts.

L'investigation de la structuration du socle constitue la première partie de ce chapitre. Une méthode sismique relativement bien adaptée à l'échelle du réservoir est employée (Vertical Seismic Profiling, voir chapitre 2). Son utilisation est axée sur la caractérisation de structures décamétriques à hectométriques affectant les environs des puits d'acquisition. Une étude succincte de la fracturation observée sur carotte permet ensuite de compléter l'investigation structurale du réservoir à l'échelle infra-sismique. La seconde partie du chapitre est consacrée à la réinterprétation d'un profil de sismique réflexion afin d'étendre la caractérisation structurale à la couverture sédimentaire. La dernière partie consiste en une confrontation des résultats structuraux obtenus avec d'autres données disponibles sur le site de Soultz-sous-Forêts.

Deux articles sont présentés dans ce chapitre. La numérotation de leurs figures est double, avec d'une part une numérotation propre à chaque article, et d'autre part une numérotation homogénéisée à celle du manuscrit.

# I. STRUCTURATION DU SOCLE

Des données de sismique de puits (VSP) ont été acquises en 1993 dans le granite de Soultzsous-Forêts. Cette méthode, présentée dans le chapitre 2, consiste à étudier la propagation d'ondes avec une source sismique en surface et un ensemble de capteurs en profondeur. Cette géométrie d'acquisition est donc adaptée à l'imagerie de structures situées au voisinage des puits d'acquisition. Des retraitements particuliers ont été appliqués aux données (collaboration GEIE "EMC", IFP et VSfusion, voir Chapitre 2).

L'interprétation de ces données a été réalisée par deux méthodes différentes présentées dans le chapitre 2. La première a été développée au cours de la thèse. Elle consiste à analyser les temps d'arrivées secondaires, pour déduire la position des hétérogénéités du socle qui perturbent le trajet de ces arrivées. La seconde méthode est une analyse de la polarisation de ces mêmes arrivées de façon à obtenir des résultats structuraux équivalents. Ces ondes enregistrées présentent la particularité d'avoir subi une conversion de mode de propagation P-S. Une revue bibliographique sur ce sujet est ensuite proposée. Enfin, dans une dernière partie, l'étude du réservoir est complétée par l'analyse de marqueurs de circulations observés sur des carottes.

# I 1. <u>CARTOGRAPHIE 3D DE RÉFLECTEURS PAR VSP -</u> <u>MODÉLISATIONS DE TEMPS DE TRAJET</u>

Les traitements des données de VSP, les analyses des arrivées, et les interprétations structurales basiques font l'objet d'un article soumis à la revue Geophysical Journal International.

## Présentation sommaire

L'analyse conjointe de la polarisation et de l'hodochrone d'arrivées exotiques y est présentée. Cette analyse est nécessaire pour identifier le mode de propagation des ondes (P ou S). Sur cette base, des temps d'arrivées sont calculés et comparés aux temps observés de façon à localiser les hétérogénéités auxquelles le trajet de ces ondes est lié. Cette méthode est efficace pour certaines arrivées claires. En revanche, des arrivées sismiques plus discrètes et complexes réclament des analyses particulières qui constituent l'annexe de cet article.

Les réflecteurs détectés par VSP et positionnés dans l'espace ont été représentés en 3D à l'aide du logiciel gOcad® (Paradigm<sup>TM</sup>, Earth Decision<sup>TM</sup>) en collaboration avec Judith Sausse (Université de Nancy, G2R). Le modèle de réservoir le plus abouti (Sausse et al., 2010) a servi de base pour l'importation de ces nouveaux éléments structuraux. Il intègre des failles issues d'analyses d'imageries de parois de puits, des nuages microsismiques dont la forme suggère un contrôle structural, et une interprétation préliminaire des VSP de la campagne de 1993 : seules les profondeurs d'occurrence des réflexions P-S au niveau des puits y avaient été représentées, avec une estimation du pendage des réflecteurs. Les azimuts des réflecteurs, non connus à l'époque, ont été empruntés aux interprétations d'imagerie de paroi (Dezayes et al., 2010). La confrontation de ces résultats structuraux avec les données hydrauliques constitue une partie de la discussion de la fin de ce chapitre.

# 3D mapping of permeable structures affecting a deep granite basement from isotropic 3C VSP data

Joachim Place\* a & b, Judith Sausse c, Marc Diraison a, Yves Géraud a, Charles Naville d

<sup>a</sup> Institut de Physique du Globe de Strasbourg, IPGS - UMR 7516, CNRS et Université de Strasbourg (EOST), 1 rue Blessig, 67084 Strasbourg cedex, France

<sup>b</sup> EIfER- European Institute for Energy Research, Emmy-Noether-Straße 11, D-76131, Karlsruhe, Germany

<sup>c</sup> Département Géosciences, UMR CNRS 7566 G2R Géologie et Gestion des Ressources Minérales et Energétiques, BP 70239, 54506 Vandœuvre-lès-Nancy, France.

d IFP, Division Géologie - Géochimie, 1-4 avenue de Bois Préau, 92582 Rueil-Malmaison, France

\*Corresponding author: joachim.place@eifer.org

#### Abstract

This paper illustrates the efficiency of VSP (Vertical Seismic Profiling) for the investigation of dipping and hydraulically conductive structures affecting a granitic basement covered by sediments. A three-component (3C) VSP data set has been acquired in the GPK1 and EPS1 wells of the Soultz-sous-Forêts Enhanced Geothermal System (EGS) located within the Upper Rhine Graben (URG). Our study focuses on the isotropic processing of profiles acquired with vertical vibrator P and their subsequent interpretation. Mainly P-S conversions are identified from the analysis of the 3C records. These P-S conversions occur on steep permeable faults that are positioned in space by travel time modeling. These faults cut the granite basement in several hectometric-scale blocs, and represent the main fluid paths between the boreholes. These faults are thought to be inherited from late variscan and alpine deformation periods, reactivated by the current stress field. When properly processed and interpreted, VSP allow to bridge the scale gap between surface and borehole data.

#### Key words

VSP, P-S reflection/conversion, travel time modeling, permeable faults, crystalline basement, Soultz-sous-Forêts, 3D structural modeling, Upper Rhine Graben.

#### I 1.1 Introduction

One of the main problems encountered for the exploitation of fractured reservoirs, especially in crystalline basements, is the lack of geological knowledge at the reservoir scale (Schutter, 2003; Luthi, 2005; Al-Ali et al., 2009). Surface geophysics allow to investigate the largest structures of a reservoir, but their restricted resolution prevent their efficiency at lower scales. Borehole imaging and coring provide local and non exhaustive structural data. Extrapolation of these small scale fractures at reservoir scale is tricky. Linking borehole data and surface data is not evident, but it is

necessary to help understanding structural and hydraulic features of fractured media (Tirén et al., 1999 ; Hesthammer and Fossen, 2003 ; Newman et al., 2008).

In the framework of the industrial exploration of the Upper Rhine Graben (URG) for geothermal energy, several Enhanced Geothermal System (EGS) are being developed at Soultz-sous-Forêts, Landau and Bruchsal. The Soultz-sous-Forêts site is located in the north-eastern part of France (Fig. 1). This geothermal pilot plant has been initiated in the 80's to develop artificial heat exchanger in the deep crystalline rocks of the URG (Gérard et al., 1984 ; Gérard and Kappelmeyer, 1987). This area has been selected because: (i) a high geothermal gradient is located at the Soultz-sous-Forêts Horst, (ii) tectonic structure networks activated mainly in late variscan times, Tertiary extension and more recent strike-slip movements were supposed to affect the hot crystalline basement, (iii) the geology of the sedimentary cover is well documented thanks to many decades of oil exploitation of the Merkwiller-Péchelbronn reservoirs.

The crystalline basement of the Rhine Graben area formed by the collision of large variscan domains (Eisbacher et al., 1989 ; Franke, 2006 ; Édel and Schulmann, 2009). Major thrusts and suture zones trend NE-SW to ENE-WSW, such as the Vittel-Lalaye-Lubine-Baden-Baden fault zone delimiting the Saxothuringian and the Moladanubian domains, and the Tepla Suture (Fig. 1).



A porphyritic granite intruded by an underlying 2-mica microgranite constitute the Soultzsous-Forêts basement. They emplaced in Carboniferous times respectively at 334,0 +3,8/-3,5 Ma and 327 ±7 Ma (Cocherie et al., 2004), during the transition between collision and collapse tectonics of the variscan orogen. The collapse occurred until Permian times, forming basins trending NE-SW to ENE-WSW (Ziegler et al., 2006). Large brittle and ductile strike-slip faults mainly oriented NNE-SSW to ENE-WSW and NW-SE were activated more or less contemporaneously with the development of these basins (Arthaud and Matte, 1975).

Mesozoic evolution was more quiet; a Liassic slight reactivation of NE-SW faults due to the break-up of Pangea is reported by Edel et al. (2007). Major post-variscan deformations occurred in the Tertiary, with compression tectonics forming Alpine orogens and extension developed through Europe (European Cenozoic Rift System); the relations between these two processes are still debated (Ziegler, 1992; Dèzes et al., 2004; Bourgeois et al., 2007). The formation of the Rhine Graben is attributed to a polyphased history composed by Eocene N-S compression responsible of slight localised subsidence, a main E-W extension phase in Rupelian, and both transpresional and transtensional tectonics due to Chattian NE-SW compression, then turning NW-SE since the Oligo-Miocene transition (Villemin and Bergerat, 1987; Schumacher, 2002). Major Oligocene normal faults controlling the deposition of sediments were submeridian. The reactivation of Palaeozoic trends is obvious, although the timing and role of families of faults is still discussed (Schumacher, 2002; Édel et al., 2007).

At present time, three deep geothermal wells reach 5000 m depth in the Soultz-sous-Forêts basement and allow to access to temperature of 200°C (Genter et al., 2010). A set of less deep observation wells is also available. In spite of the high amount of various data acquired both at the surface and at depth, fault patterns and deep fluid flow paths within the granitic basement are still poorly understood.

Drilling and logging data, and subsequent hydraulic tests (Jupe et al., 1994 ; Genter et al., 1995 ; Jung et al., 1995 ; Evans et al., 2005a ; Dezayes et al., 2010) showed that the main fluid inflows and outflows in the geothermal boreholes occur at depth levels where fractured zones are intersected. From this observation, numerous studies attempted to investigate the structural network in the vicinity of the wells. Boreholes wall imaging resulted in the recognition of numerous highly dipping fractures. However these methods provide local information and are not appropriate to inform about the orientation and extension of the fractures at the reservoir scale (see among others Dezayes (1995)). In addition, by comparing such fracture data and cores, Genter et al. (1997) showed that in the best cases, only 50% of fracture number were detected in the wells.

At larger scale, seismic reflection and conventional processing of walkaway and Vertical Seismic Profiling (VSP) are not able to delineate steep structures (Dylikowski, 1985 ; Cautru, 1989 ; Beauce et al., 1991). Even the contact between the sediments and the basement is discontinuously imaged. P and S wave velocities and hodograms have been used to track velocity variations and S-mode wave splitting from VSP data acquired in 1993 in GPK1 and EPS1 wells, before and after massive water injection. These techniques revealed mainly a heterogeneous structure in the deep part of the GPK1 borehole (~3500 m) that may be related to a fault (Le Bégat et al., 1994). Only the analysis of microseismic activity recorded during hydraulic stimulations provided some information at the reservoir scale: the evolution of the seismicity in terms of location, time, and signatures (Beauce et al., 1991 ; Evans et al., 2005 ; Cuenot et al., 2006 ; Bourouis and Bernard, 2007 ; Dorbath et al., 2009) or velocities anomalies by tomography (Jones, 1993 ; Charléty et al., 2006), allowed to recognize some decametric to kilometric fault zones in the vicinity of the wells. Although the structural control and the fluid involvement in microseismic processes is not clearly understood

(Cornet et al., 1997 ; Kohl et al., 2006), seismicity results are of major importance to inform about the extension and orientation of faults. Structural reservoir modeling benefits from microseismic clouds to extrapolate at the reservoir scale the fault zones intersected by the boreholes (Sausse et al., 2010). Thus passive and active seismic studies are worth being developed for structural geology applications at the reservoir scale.

In other crystalline basements, several reflection seismic studies showed good results for the investigation of gently dipping tectonic or petrographic structures in igneous rocks (Green and Mair, 1983 ; Spencer et al., 1993 ; Milkereit et al., 1994 ; Juhlin, 1995 ; Miao et al., 1995). Such structures are not detected within the basement in Soultz-sous-Forêts on similar data. Large steeply dipping reflectors have been depicted by seismic reflection on outcropping crystalline rocks (Juhlin et al., 2010), but similar results cannot be expected in our case study due to the thickness of the sedimentary cover (~1,5 km) and the required resolution (hectometric spacing of the faults).

Seismic surveys with specific geometries are better adapted to crystalline basements. A VSP is a field measurement procedure in which the seismic source is activated at a fix surface position and the seismic signal is recorded by sensors located in a well at successive depth levels (Mari et al., 2003). By this way, seismic events such as reflections or refractions generated by structures that may present a high dip value can be recorded and analyzed for structural characterization. For example, 3D fault mapping has been obtained by Emsley et al. (2007) in a fractured carbonate reservoir from the analysis of reflections on VSP data. Cosma et al. (2001) and Martí et al. (2006) produced similar delineations in crystalline settings. Both of these works provide structural images at reservoir scale, but only a partial amount of faults is thought to be detected due to favorable features that are not well understood (thickness, porosity, fluids...). Nevertheless, these convincing results encouraged the full processing of a three-component (3C) VSP data set acquired at the Soultz-sous-Forêts EGS, even if the crystalline geothermal reservoir is hidden by a thick (~1400 m) sedimentary cover. The present paper illustrates some isotropic processing and interpretation methods of such 3C VSP data, targeting the 3D mapping of steep faults affecting the granitic basement at the geothermal reservoir scale. In the following sections, all depth values are measured depths from well heads.

## I 1.2 Status of the VSP data used in this study

In the early time of the Soultz-sous-Forêts EGS project, a first well called GPK1 has been drilled in 1987 down to 2002 m, and deepened in 1992 down to 3590 m depth; in this vertical borehole, the granite is encountered at 1377 m. Another exploration well, called EPS1, has been cored from 930 to 2227 m through the basis of the sedimentary cover and the top of granite reached at 1417 m. In its lower part, deviation of the well is about 23°, making drilling operations stop.

In 1993 a VSP survey was carried out in GPK1 and EPS1 in order to characterize the fracturation in the vicinity of these wells (Le Bégat et al., 1994). The VSP data set was acquired in Vibroseis using an AMG VSP tool, type "GEOLOCK-S (or SLIM)", with 3 orthogonal components (14 Hz geophone allowing substantial tilt). One of the geophone was vertically oriented, the other geophones were horizontal. Data were loaded with a Geosource DSS10 recorder. A vertical vibrator was used to generate preferentially P waves (Fig. 2a); each run was recorded with 2 horizontal vibrators (in orthogonal positions), with at least one in offset position from the well so as to allow the orientation of horizontal components of the VSP tool. The VSP data were already preprocessed and available in SEG-Y format (2 ms sampling rate, 4 s length). They consists in 3C traces oriented in geographical coordinates, with 40 levels per VSP set (2700-3480 m with 20 m spacing in GPK1 and 1790-2180 m with 10 m spacing in EPS1). Our study focuses only on the profiles acquired with P vibrators.



Fig. 3.2 :

Figure 2: a) Position map of the P-seismic source position during the 1993 VSP survey and trajectory of the GPK1 and EPS1 wells. GPK1 well head UTM coordinates are [Easting 416934.67; Northing 5420570.09]. A3 and C3 are considered to be zero offset VSP's for GPK1 and EPS1 respectively. Other locations provide offset VSP's. b) Example of raw VSP data (vertical component of the offset VSP B2 run 3. The P wave direct arrival looks disturbed at depth, likely due to an additional seismic event linked to the presence of a structure.

## I 1.3 Isotropic 3C data processing

The direct arrivals recorded in GPK1 after pre-processing obtained from certain source positions are clearly disturbed by some other arrivals (Fig. 2b). The following processing detailed in figure 3 aims at extracting these secondary arrivals to attempt an imaging of potential structures within the granite.

3C processing requires that the three geophone components of seismic data are recorded by a borehole VSP tool insuring a reasonably isotropic mechanical coupling of the sensors to the borehole wall. Isotropic 3C processing indicates that the three component signals from any tool station are processed in the same way at the same time, through the whole processing sequence, so that the relative amplitudes of the desired events are preserved. The spatial polarizations of the seismic events remaining after processing are kept and can be accurately determined. The discrimination between P- and S-wave mode event is much more reliable when using isotropic 3C processing in comparison with single component processing. The isotropic 3C processing procedures can be time variant.

After editing and formatting the data, the processing consisted in the upgoing and downgoing wave fields isotropic separation by a parametric separation routine. Then, an isotropic deconvolution of the upgoing wavefield was performed using an operator derived from the downgoing P-wave estimate. This method yields a better precision to discern the different waves especially when they arrive close together in time. Filters have been applied post-separation and post-deconvolution; all filters applied are zero gain, zero phase weighted Ormsby bandpass filters. Finally, the P wave direct arrival has been muted.

This sequence has been applied to VSP's acquired in GPK1 and EPS1 with P source positioned in four sites at the surface (Fig. 2a). Sources A3 and C3 are considered as zero-offset VSP's relative to GPK1 and EPS1 respectively; the two other locations (B2, D1) correspond to offset VSP's for the two wells. VSP's were acquired in four runs, thus several VSP's are available for some source locations. The processing sequence has been applied to nine of these VSP's.

Kirchhoff migration -assuming a pressure signal measured by a pressure sensor- has also been tried to some data to help interpretation. Velocities were derived from zero offset records. The aim of such a processing is to replace in depth and distance the seismic events that are initially represented in depth and time.



Figure 3: Processing route of the VSP's, consisting mainly in wave field separation, deconvolution, and further steps like migration or polarisation analysis.

## I 1.4 Interpretation

Figure 4 presents the VSP's from GPK1 and EPS1 data sets after processing. Signals appearing more or less coherent through numerous depth levels are observed. Some arrivals such as PS1 and PS2-low-seg are partially blended with the P direct arrival, which has been muted (see above). Thus, these events are linked to the presence of structures which are intersected by the well at the depth where the events arrive at the same time with the P direct arrival. Other arrivals (PS2-upp-seg, PS3, PS4, PS5, PS6) occur much later than the P direct arrivals (Fig. 4), thus they correspond to structures that are not encountered by the acquisition boreholes.







Figure 4: Three component signals of VSP's acquired at Soultz-sous-Forêts in 1993 after isotropic processing (only relevant components of VSP acquired in EPS1 are represented). HE and HN are respectively horizontal East and North components; Z is the vertical (up) component. Seismic arrivals recorded mainly in the vertical components and observed at similar time-depth curves on several profiles are interpreted as P-S reflections occurring on faults. Other arrivals appearing erratically on horizontal components are attributed to P-P reflections. Thick black lines highlight depth levels where fluid flow anomalies associated to faults are reported in the boreholes (2860, 2960, 3090, 3325, 3490 m in GPK1, 2070, 2160 m in EPS1, see references in text).



Figure 4 (cont.)

These seismic events PS1 to PS6 appear clearly on the vertical component (Z) and are invisible on horizontal components (HE and HN, Fig. 4). This feature indicates that the energy of the waves is vertically polarized. These events arrive after the P direct wave such as shown in figure 2b, and before the S direct waves time-depth curves measured on S-source VSP data (not shown here). Thus these arrivals cannot be direct waves from the source located at the surface down to the tool at depth; they are surely deviated by structures affecting the granite around the borehole. As a consequence, their incidence to the well cannot be vertical, but less dipping (Fig. 5). Such a wave propagating in P mode would inevitably show a signal at least on one horizontal component (see dashed line in figure 5). As it is not the case, the observed arrivals are S waves, vertically polarized and propagating horizontally (continuous black line in figure 5). In addition, due to both the relative short arrival time of these S waves just after the P direct arrival and the much later S direct arrival, the events PS1 to PS6 cannot be issued from S-S conversions. They are generated by a P-S conversions occurring on structures located laterally in the vicinity of the wells (Fig. 5). Other examples of interpretations based on polarity analysis are proposed in appendix (Fig. A2).

In the example of the PS1 event (Fig. 4, source A3 run1, Z component), the intersection between its supposed linear onset (violet line) and the onset of the P direct arrival (black dashed line) is located by a violet circle around 2860 m. In the same way, the PS2-low-seg (orange line) intersects the P direct arrival around 3500 m, out of the depth range of the records. Major fractured zone have been identified at these levels, in which dip values of small scale fractures range mainly from 50° to 70° (Dezayes et al., 2010). Assuming that the structures on which the P-S conversion

occur are roughly planar and present a dip value of 60°, and considering the velocities of P and S waves measured from the zero offset VSP's, the application of Snell-Descartes' law indicates that if a vertical downgoing P wave is converted to an S wave on this surface, the resulting S wave propagates almost horizontally (Fig. 5). This confirms the P-S nature of the arrivals observed on the vertical components of the profiles, and indicates that the elastic mode conversion occurs by reflection. Fractured zones at 2860 m and 3490 m presented high amount of gas and natural brine when drilled (Aquilina and Brach, 1995), fluid outlets during hydraulic tests (Evans et al., 2005a ; Sausse et al., 2006), and tube waves when stimulated (Jones, 1993). P-S reflections, and also S-S reflections, are known to occur in crystalline massifs on fault zones concentrating fluids (Carr et al., 1996 ; Smithson et al., 2000 ; Rabbel et al., 2004). This similarity strengthens our interpretation.





Figure 5: Application of the Snell-Descartes' law on a 60° dipping interface on which a P-S conversion occurs (a P-P reflection is represented although it is not observed in our case). Direct downgoing P wave is assumed to be vertical (depth scale is not respected, angles are respected). The velocity values are inferred from measurements on zero offset VSP.

The dip value of the faults where reflections occur can be computed with an approach such as presented in figure 5. Unfortunately, as no clear signal is recorded by the horizontal geophones it is impossible to derive directly the azimuth of the reflected S wave propagation. An application example of a depth migration has been performed using S wave velocity on the vertical component of the offset A3 run 2 recorded in GPK1 (compare figures 4 and 6). Such a picture shows realistic lateral distance of the structures to the well, so that their dip value and their extension can be directly measured. Nevertheless, as the vertical component shows several arrivals without considering azimuth, the migration represents an 'azimuthal spatial stack' of all the arrivals. Thus a migrated image cannot be considered as a vertical cross section. Further developments have to be conducted to derive the strike values of the reflectors to get a comprehensible 3D image.



Fig. 3.6 :

Figure 6: 2D depth migration of the vertical component signals of the VSP recorded from source A3 run 2 in the GPK1 well using S wave velocity (scale 1:1). Converted P-S reflections are replaced in space without any consideration of azimuth values of the reflectors.

## I 1.5 Travel time modeling

For a given tool position in depth the different sources at the surface do not illuminate the reflector at a same location, inferring differences in arrival times. Based on this principle, the geometrical characterization of the reflectors may be addressed by travel path and travel time modeling. Our approach thus consists in a comparison between the observed P-S travel times and a computed P-S arrival times subjected to a reflection on a given reflector.

#### 5.1 Modeling tool

Ray travel paths geometry and associated travel times are computed using a Matlab® algorithm, allowing easy 3D plotting. The propagation media is divided into two parts representing the crystalline basement at its sedimentary cover (Fig. 7a). Each part has its own P and S wave velocity values; their contact is a plane with a depth and orientation also defined by the user. Other parameters entered into the program are the source positions and the well trajectory providing the receiver stations. 3D trajectory of EPS1 has been considered due to its strong deviation with depth, whereas GPK1 has been supposed to be vertical and positioned at the centre of the logged interval in both easting and northing.

The program computes the geometry of the P direct and P-S reflected travel paths by taking into account ray refraction at the sediment/basement contact and a reflection with P to S mode conversion occurring on the intra-basement reflector (Fig.7a). Snell-Descartes' law is thus applied in these computations. The travel times are then computed by using the velocity values (Fig. 7c).



Fig. 3.7 :

Figure 7: Example of travel time modelling applied to arrival PS2-upp-seg. a) 3D plot showing the geometry of the velocity model and the ray paths. Easting, northing and depth/elevation are given relative to GPK1 well head. Only some example of P-S rays are represented for clarity. b) Residuals of modelling in the field of investigated orientations. 3D representation consists in [dip; dip direction; average (through all the VSP's taken into account) of either average or variance of the residuals between observed and modelled travel times]. c) Observed and synthetic arrivals PS2-upp-seg, for the reflector position given in b (N256°E 68°).

If the reflector is intersected by the borehole, reflection event picking is positioned on a reliable signature (maximum amplitude or zero) (Fig. 4). As the times of the picked phase are recorded later than the low amplitude onset of the signal, these values are shifted in order to make them intersect the P direct wave time-depth curve at the depth level where the fault is intersected by the borehole. If the intersection of the fault and the borehole does not occur within the depth interval of the VSP records, the picked travel times are shifted with a time value corresponding to a part or a full period of the signal, assuming a good similarity between the wave forms of the different P-S events. The imaginary intersection depth is assessed by linear downward prolongations of the direct P wave and the P-S reflected wave.

Knowing this depth, the routine is repeated for several orientations of the reflector in defined ranges of dip and dip direction values (Fig 7a). For each orientation, the residual between observed and computed travel times of the P-S reflection (Fig. 7c) is calculated for each trace from all the exploitable VSP's. Then, the average and the variance of these residuals are considered for each time-depth curves. These results may be plotted for each source in a 3D surface (Fig. 7b), or in an equivalent way by 2D plot where sinusoid-shaped curves represent the couples [dip direction; dip] representing the lowest residuals (see figures A1, A3, A4 and A5). The residuals represented in a 3D space (Fig. 7b) allow the identification of the minimal value that corresponds to the reflector presenting the best orientation to reproduce the observed travel time curves.

Synthetic VSP's are plotted in time-depth domain to help the comparison with field data (Fig. 7c). 3D plots exhibiting the ray paths (Fig. 7a) allow to estimate some parameters, such as the incidence angle of the P-S rays at the tool location, the area of the reflector illuminated by the seismic sources...

#### 5.2 Static corrections

The mean velocity values entered into the model described above have been determined from zero offset VSP data: the slope of the P direct arrival times depends on the P wave velocity within the granite, and its global time shift depends on the P wave velocity within the cover (Fig. 7c). Nevertheless, these velocity values are not consistent between run 1 and run 2 provided by zero-offset VSP's (source A3 for GPK1, C3 for EPS1). These values do not accurately explain the P direct waves recorded on offset VSP's as well, especially regarding the P wave value of the sediments. Thus, the modeling has been applied separately for runs 1 and 2 on the VSP's acquired from the four sources. As a results, a total amount of six profiles is available in GPK1 (A3 run 1, A3 run 2, B2, C3 run 1, C3 run 2, D1) and three profiles in EPS1 (C3 run 1, C3 run 2, D1). For each source and each run, static corrections have been introduced so that the computed P waves direct arrivals fit the observed one (Fig. 7c).

#### 5.3 Results

The modeling has been applied to 14 arrivals depicted in figure 4. Six clear arrivals have been selected in the GPK1 data because of their occurrence on the six profiles; the arrival PS2 and PS3 have been split into several segments (PS2-low-seg, PS2-upp-seg, PS3-low-seg, PS3-int-seg,

PS3-upp-seg, Fig. 4). The upward prolongation of the PS2 arrival is erratically observed on the available profiles, that is why only the lower part of this event is considered in this study (Fig. 4).

In a general way, the fit between the synthetic and the observed travel times are good. This fact shows that the hypothesis of the planarity of the reflectors is realistic at first order. The results of modeling are gathered in table 1. Vertical limits and widths of the illuminated areas are measured from 3D representations such a those presented in figure 7a. Confidence in the results is qualitatively assessed on criteria that are: i) number of traces where the event is recorded, ii) clarity and continuity of the signal through several traces, iii) occurrence of the event from different sources. The number of sources that illuminate the reflector is not taken into account. Thus \*\*\* in table 1 indicates an optimum confidence and \* a poor confidence. Discussion of the confidence of results is given in Appendix. Travel time modeling considering P-P reflections results in less steep reflectors. In these cases, the angle of incident rays at tool locations would imply the presence of seismic energy both on the vertical and horizontal components in a similar way than represented in figure 5. As no energy is observed, P-S conversions on fault zones are confirmed.

Some weaker arrivals are identified around 2960, 3090 and 3325 m. At these depth levels, alteration and fracture density are variable (Sausse et al., 2006). Nevertheless, flow anomalies have been reported (e.g. Evans et al. (2005a)), that is why they are investigated in this study. For the same reasons, in EPS1, two weak arrivals (2070 and 2160 m) are considered because of flow signatures (Genter et al., 1995), in addition to the three clear P-S arrivals. These minor arrivals present less clear seismic signal on vertical and, for some of them, on horizontal components. These particular cases require specific interpretations and modeling in order to derive their orientation. They are commented in the appendix.

| VSP Name             | M.D. (m) | T.V.D. (m, below<br>EPS1 well head) | Dip (°) | Dip Dir. (°) | Top (m, T.V.D. below<br>GPK1 or ESP1 wellhead) | Bottom (m, T.V.D. below<br>GPK1 or EPS1 wellhead) | Width (m) | Confidence |
|----------------------|----------|-------------------------------------|---------|--------------|--|---|-----------|------------|
| GPK1-PS1             | 2860     |                                     | 57      | 295          | 2700   | 2860  | 10        | **         |
| GPK1-2960            | 2960     |                                     | 51      | 045          | 2840   | 2960  | 1         | *          |
| GPK1-3090            | 3090     |                                     | 67      | 255          | 2845   | 3090  | 1         | *          |
| GPK1-3325 solution#1 | 3325     |                                     | 63      | 080          | 3100   | 3325  | 20        | *          |
| GPK1-3325 solution#2 | 3325     |                                     | 63      | 260          | 3100   | 3325  | 20        | *          |
| GPK1-PS2-low-seg     | 3490     |                                     | 52      | 324          | 3400   | 3490  | 10        | ***        |
| GPK1-PS2-upp-seg     | 3640     |                                     | 68      | 256          | 3050   | 3420  | 30        | ***        |
| GPK1-PS3-low-seg     | 4267     |                                     | 59      | 297          | 3150   | 3515  | 100       | *          |
| GPK1-PS3-int-seg     | 4384     |                                     | 63      | 329          | 2710   | 3050  | 170       | **         |
| GPK1-PS3-upp-seg     | 4362     |                                     | 68      | 150          | 2650   | 2910  | 180       | **         |
| EPS1-2070            | 2070     |                                     | Domain  |              |  |   |           | **         |
| EPS1-2160            | 2160     |                                     | Domain  |              |  |   |           | **         |
| EPS1-PS4             |          | 2496                                | 59      | 297          | 1820   | 2090  | 20        | **         |
| EPS1-PS5             |          | 2655                                | 49      | 150          | 2075   | 2240  | 60        | *          |
| EPS1-PS6 solution#1  |          | 3937                                | 64      | 195          | 2030   | 2230  | 150       | *          |
| EPS1-PS6 solution#2  |          | 2650                                | 55      | 325          | 2100   | 2325  | 150       | *          |

Tab. 1: List of reflectors detected by VSP, with orientations deduced from travel time modeling. Positions of the reflectors in depth are given with respect to GPK1 well-head by an imaginary downward vertical continuation of the well, or relatively to ESP1 well-head along a vertical axis. Fault zones intersected by the wells are in grey. Three stars (\*\*\*) mean a maximal confidence in the results (see in text for details). Fault zones intersected by the wells are in grey.

## I 1.6 Improvement of the reservoir model

The pre-existing 3D structural model of the reservoir (Sausse et al., 2010) has been used to integrate the VSP results. Its structural elements are derived from geological data (Genter et al., 1995), well logs (Dezayes, 1995; Sausse and Genter, 2005; Sausse et al., 2006; Dezayes et al., 2010), microseismicity recordings (Cuenot et al., 2008; Dorbath et al., 2009). Some VSP results of the 1993 survey are already integrated in this model, but they are produced from a basic analysis of the arrivals: only dip values and extensions are measured. Strikes values are taken from borehole imagery. As new VSP results from the present paper consist in more precise positioning of the planes, including azimuth values, the structural model has been updated with the results of table 1.

The constitution of this static model aims at representing the 3D network of faults cross-cut by the wells in the deep reservoir as realistic as possible. The gOcad® earth-modeling software environment (Paradigm<sup>™</sup>, Earth Decision<sup>™</sup>, (Mallet, 2002)) is used to combine all 3D data available. Then, a specific FractCar Plug-in is dedicated to the modeling and visualization of 3D fracture patterns and Discrete Fracture Network (DFN) modeling (Macé et al., 2004 ; Macé, 2006). Fracture representation is made through a specific point set where each element gets an attribute for the fracture plane orientation, defined by the normal vector n of the plane (in the dip-direction convention). The form of the fracture border is a disc or parallelepiped centered at a specific X Y TVDSS (True Vertical Depth Sub Sea) location. The fracture size (or extension) is fixed and tested for each fracture. The output of the DFN model is a synthetic 3D set of elliptic planes populating a volume around the wells in the reservoir.

Reflectors deduced from PS1 of GPK1 and PS4 of EPS1 arrivals present very similar orientations (Tab. 1). 3D geometrical representations of these reflectors illustrate that they are aligned in space (Fig. 8). This may be taken as evidence for the delineation of a large fault illuminated by the two GPK1 and EPS1 independent VSP data sets. The resulting surface is represented in orange-red in figure 8.

PS3-int-seg is aligned with a fault zone located at 3514 m in GPK2 (GPK2-FZ3514) (Dezayes et al., 2010). Thus they have been similarly linked (green surface, Fig. 8).

PS2-upp-seg oriented N256°E 68° (Tab. 1) may be correlated to the large fault zone GPK3-FZ4770 oriented N234°E 71° that is intersected both in GPK2 and GPK3 (Sausse et al., 2010),

As this fault is considered as the major one by these authors, especially on the basis of microseismic clouds (Weidler et al., 2002 ; Charléty et al., 2006 ; Dorbath et al., 2009), the two reflectors PS3-low-seg and PS3-int-seg located on both sides of this big fault have been truncated on it (Fig. 8).

The solution #1 regarding PS6 very approximately matches both in position and orientation the same large fault. Thus the solution #2 is rejected.

The events PS2-low-seg and PS2-upp-seg appear quite well continuously though the whole data set (yellow and orange lines in figure 4). Thus it is a seismic evidence to connect the two reflectors (Fig. 8). As the PS2-upp-seg corresponds to the main fault (GPK3-FZ4770), the reflector of PS2-low-seg has been truncated. By analogy the surface corresponding to PS3-upp-seg is cut by the big fault (Fig. 8).

The latitude in orientation considered for correlating a seismic reflector with a pre-existing object of the model depends on the confidence indices (Tab. 1): a surface characterized by a low confidence (\*, e.g. PS6) has more latitude than a surface oriented with confidence (\*\*\*, PS2). After correlation, the resulting large surfaces joining several objects are represented with a reasonable extent regarding the data on which they are based and respect the well structural observations (Fig. 8).

The reflector oriented from PS5 intersects GPK1 around 2140 m (Fig. 8). The fault zones neighboring this intersection are located at 2064 m and 2088 m with different orientations from borehole imaging (respectively N039°E 68° and N232°E 67° as dip direction and dip (Genter, 1993)). This misfit can be explained by (1) the uncertainties regarding the orientation computed by travel time modeling (low confidence, see table 1, and strong sensitivity to the velocity model), and (2) the variable ability of borehole imaging to represent the orientation of a whole fracture zone from the orientation of individual little fractures: for example it is tricky to distinguish the orientation of a fault zone from conjugated fractures sets developed at lower scale.



Fig. 3.8 :

Figure 8: 3D views of the reflectors in the reservoir model built with gOcad®. Orange sections of GPK1 and EPS1 represent the intervals where the VSP tool was positioned. The large surface in grey-red represents the major fault intersected in GPK3 at 4770 m (GPK3-FZ4770). Small rectangles represent the surfaces effectively illumated by seismic waves. Larger surfaces are built to represent suspected minimal extent of structures.

## I 1.7 Discussion

## 7.1 Review of the travel time modeling method

As mentioned above, if a P-S reflection occurs on a reflector being not intersected by the borehole, the depth of the imaginary intersection is computed by basic prolongation. This inter-

section depth is not precise, but it has a very low influence on the calculated dip and dip direction values. Anyway, for each source, our seismic methods based on arrival time differences from the same seismic signals are quite robust, since the results are independent from any time filtering or deconvolution applied on the data.

The discrepancies between the observed and modeled travel times can be explained: (1) reflections are modeled on planar reflectors, whereas fault zones are known to exhibit dip, dip direction and thickness variations (2009). For instance, the irregular shape of event PS1 could be explained by a difference in the direction of the downgoing incident P wave illuminating differently a structure of complex geometry. This interpretation is in accordance with Huygens' principle. (2) Two media of homogeneous velocities separated by a horizontal plane were considered in the computations, whereas the actual velocity field is much more complex. Consequently, the differences regarding the ray paths and the arrival times cannot be perfectly corrected by a basic static correction. (3) The uncertainty of the borehole trajectory is estimated at some tens of meters by Gaucher (1998).

Time delay observed between runs 1 and 2 is still unexplained, even in the acquisition report (Le Bégat et al., 1994). As the slope of the time-depth curves of the P and S direct waves are similar between the runs (for P waves see figure 4), the velocities of the waves in the granite are consistent throughout the survey. As variations of the velocities in the sediments along the same ways during the acquisition are difficultly explicable, possible variations of acquisition parameters omitted in the field report have to be considered. Thus, static corrections introduced for each source do not only reflect heterogeneities of the velocity field of the Soultz-sous-Forêts area, but also acquisition variations.

The uncertainty regarding the orientation of the reflectors should not exceed  $\pm 30^{\circ}$  and  $\pm 5^{\circ}$  for dip direction and dip respectively. The fractures oriented from cores and from borehole imagery are oriented with respective  $\pm 15^{\circ}$  and  $\pm 5^{\circ}$  uncertainties (Genter et al., 1997). As the assessment of the orientation of a whole fault from small scale individual fractures is tricky, the results of the two methods likely occur in the same range of confidence. For example, Sausse et al. (2010) illustrated that the orientation of the fault GPK3-FZ4770 is given with minimal ranges of 10° and 15° regarding respectively the dip direction and the dip values in the two wells intersecting the fault.

The larger the offset of a VSP source, the more different the time-depths curves of reflections. Numerous far and close offset VSP of various azimuths are thus required so as to provide a good chance for illuminating the reflectors and constraining their orientation. For example, possible subvertical structures located in the vicinity of acquisition boreholes cannot be properly imaged with the 1993 data because of the poor surface coverage of the sources (Fig. 2a). The low width values of the illuminated area of the reflectors (Tab. 1) illustrate the lack of profiles shot in a wide range of azimuth and offset values. Numerous sources recorded from different boreholes would allow an overlapping of the illuminated areas on a common reflector. In our study, events PS1 and PS4 are supposed to be linked to a same reflector only from considerations of similar orientations and alignment in space (Tab. 1 and Fig. 8). Only an overlapping of the illuminated surfaces would definitely validate the attribution of the reflected events to a unique and continuous reflector. In addition to improvements of both the precision and illumination, numerous offset VSP's could provide enough data to attempt a tomographic imaging. Such a processing is restricted to direct

arrivals; thus it can be considered as being independent from the secondary reflections used in our study. Thus, two complementary structural characterizations could be carried out with one data set.

3D vector migration (rather than Kirchhoff migration, Fig 6) of the data is a direct way to produce 3D images. However, seismic energy is required on the horizontal components to perform such a development. In the absence of these signatures, travel time modeling is time-consuming but remains robust. A comparison between the field records (Fig. 4) and 3D full wave form modeling results would be useful to definitively validate the positions of the reflectors.

P and S direct waves recorded in the same VSP survey with S sources also exhibit obvious disturbances after preprocessing. After the processing sequence described above, the 3C reflected wavefield exhibits less clear reflected arrivals. Other signal processing should be envisaged for the exploitation of these S-wave records.

In Soultz-sous-Forêts, the first studies using such VSP data set were based on typical processing oriented toward reflection and anisotropy (Beauce et al., 1991 ; Le Bégat et al., 1994). No clear delineation of individual faults has been produced. Our application of more recent and original isotropic processing, consisting mainly in wave field separation (Cosma et al., 2001 ; Martí et al., 2006 ; Emsley et al., 2007), illustrates that reflections occurring on some discrete dipping faults may be detected and separated. Future efforts should be oriented to improve the duration of processing and interpretation sequence that is here described.

#### 7.2 Improvements on the reservoir knowledge

The orientations of the VSP reflectors are represented in figure 9. The strikes of the faults are very well gathered in four families around N026°E, N057°E, N120°E and N167°E. They are similar to the directions NNE-SSW (Rhenish), ENE-WSW (Erzgebirgian) and NW-SE that correspond to inherited Paleozoic strikes in the area (Ziegler, 1986 ; Chorowicz and Deffontaines, 1993 ; Schumacher, 2002 ; Édel et al., 2007 ; Édel and Schulmann, 2009) (Fig. 1). Major Tertiary normal faults have submeridian strikes, NNE-SSW included (Sittler, 1985 ; Villemin and Bergerat, 1987).



Fig. 3.9 :

Figure 9: Stereogram showing the orientation of the reflectors mapped from VSP analysis. Reflectors obtained with the best confidence have been restricted to GPK1 (categories \*\*\* and \*\*) because of the poor number of VSP's available in EPS1.

The Permo-carboniferous collapse of the variscan orogen occurred contemporaneously with strike-slip deformations like NNE-SSW left-lateral strike-slip faults such as the Upper Rhine Shear Zone (Fig. 1) and ENE-WSW and NW-SE right-lateral strike-slip faults (Arthaud and Matte, 1975; Ziegler, 1986 ; Franke, 2006 ; Edel et al., 2007). Thus the ~N026°E and ~N057°E structures could have been activated in this period. Only a minor reactivation of these faults may be supposed in Liassic times, as this phenomenon has been reported in the southern Vosges (Édel et al., 2007). Large scale folding is also observed prior to the deposition of the Tertiary sediments, involving a system of ENE-WSW trending thresholds (Sittler, 1985). The main reactivation period of the Paleozoic structures is related to the Oligocene rifting of the URG and its subsequent exposure to the Alpine push: as evidenced by the formation of sub-basins individualized by transverse ENE-WSW thresholds, ENE-WSW structures acted as transfer zones to accommodate the N-S Eocene compression and the E-W Oligocene extension forming the submeridian normal faults (Villemin and Bergerat, 1987 ; Brun et al., 1992 ; Chorowicz and Deffontaines, 1993 ; Schumacher, 2002 ; Michon and Sokoutis, 2005). On the contrary, Edel et al. (2007) argue that wrenching and then transtension occurring on NE-SW faults in the same periods constitute the main reactivation processes controlling the formation of the URG. Whatever the contribution of each population, NE-SW, ENE-WSW and NW-SE experienced strike-slip movements from Eocene to Actual as shown by striated planes in the Rhine Graben (Villemin and Bergerat, 1987; Genter, 1990; Lopes Cardozo and Behrmann, 2006) and in the Soultz-sous-Forêts basement (Dezaves, 1995). Vertical movements occurred mainly along ~N-S to NE-SW normal faults, forming tilted blocks.

Within the Soultz-sous-Forêts basement, the N-S mean azimuth of fractures measured by borehole imaging and the thickest veins exhibiting N-S trend have been interpreted as the signatures of the Oligocene extension (Genter and Traineau, 1996 ; Dezayes et al., 2010). The VSP reflectors trending ~N026°E and ~N167°E could be related to these deformations as well. However, the volume in which all these structures occur is located within the Soultz-sous-Forêts Horst (Cautru, 1989 ; Renard and Courrioux, 1994 ; Sausse et al., 2010). Only minor vertical offsets of the top of basement are observed (Place et al., 2010). Thus the faults recognized within the basement cannot have accommodated large vertical movements. Mode I dominated opening of fractures can be envisaged, as well as strike-slip movements that could explain a flower-like structure expressed at the basis of the sedimentary cover east of the Soultz-sous-Forêts fault (figure 2 of Place et al. (2010)).

The Miocene to Actual NW-SE alpine push results in strike-slip movements along N-S faults in the URG, and transpressional movement along NNE-SSW structures (Lopes Cardozo and Behrmann, 2006; Rotstein and Schaming, 2008). In the Soultz-sous-Forêts EGS, the maximal horizontal principal stress is oriented ~N170°E ±15° (Cornet et al., 2007; Valley, 2007). In such conditions, the major fault GPK3-FZ4770 oriented N150°E would act as a right-lateral strike-slip fault. If the reflectors PS3-int-seg and PS3-low-seg are supposed to be continuous prior to this Neogene strikeslip deformation, their right-lateral offset value attaining ~100 m supports such expected movement along the GPK3-FZ4770 fault (Fig. 8).

Microseismicity and drilling-induced tension fractures indicate that the maximal principal stress is almost horizontal at depth is the basement (Cuenot et al., 2006; Valley, 2007; Dorbath et al., 2010). It becomes vertical in the upper part of the basement where the VSP reflectors are identified, the transition zone being located at about 3600-5000 m. In such conditions, the difference between

the value of the vertical stress and the maximal horizontal stress is guite low (Evans, 2005). Fault throws showing both normal and strike-slip components are thus expected. The dip values of the planes investigated by VSP range between 51° and 68° (Tab. 1), that could reflect partially normal movements. The ENE-WSW orientation of the minimum horizontal stress (Cuenot et al., 2006 ; Valley, 2007 ; Dorbath et al., 2010) is in favor of normal slip along submeridian structures. But such major structures lack within the tilted blocks and the Soultz-sous-Forêts Horst (see above). Some planes ~N167°E are activated, but other orientations are significantly recognized as well around the N026°E, N057°E, and N120°E directions (Fig. 9). Thus they probably represent the thickest and more mature structures occurring within the reservoir, due to their major role in variscan period and their further development by reactivations during Tertiary episodes reported above (Eocene compression, Oligocene extension, and subsequent strike-slip regimes, (Villemin and Bergerat, 1987 ; Schumacher, 2002 ; Édel et al., 2007)), and currently activated in very likely strike-slip regime. In the URG, the neotectonic activity of faults trending NE-SW, ENE-WSW and NW-SE is incidentally observed (Chorowicz and Deffontaines, 1993; Lemeille et al., 1999). All these orientations, as well as submeridian directions corresponding to Oligocene normal faulting, are recognized in the Soultzsous-Forêts area by the analysis of satellite pictures, suggesting recent activity (Genter, 1990; Valley, 2007).

The average dip value of the VSP reflectors is approx. 60° (Tab. 1). This value is too high to reflect variscan thrusts and ramps. Nevertheless, it could be associated to suture zones located to the South (Vittel-Baden-Baden fault zone) or to the North (Tepla suture, Fig. 1) that can exhibit highly dipping structures (Édel and Schulmann, 2009). Their orientation is also suitable to locate the Tertiary strike-slip movements described above.

The particular seismic behavior of the faults (P-S reflection) is linked to their inner properties, that have to be discussed.

The VSP data presented here have been acquired in may 1993 prior to any stimulation of the acquisition depth intervals. The clearest P-S arrivals interesting the P direct wave correspond to the faults encountered at 2860 m and 3490 m in GPK1. These faults are responsible for the major natural flow anomalies of the open hole section (e.g. Evans et al., 2005a). Less clear arrivals of P-S or P-P mode (GPK1-2960, GPK1-3090, GPK1-3325, EPS1-2070 and EPS1-2160) seem to be associated to fracture zones of fairly weaker permeability (Genter et al., 1995; Evans et al., 2005a; Sausse and Genter, 2005 ; Sausse et al., 2006). Within the 2850-3400 m depth interval in GPK1, structures intersected around 2860 m, 2960 m, and 3090 m have shown displacement after stimulation by massive water injection (Cornet et al., 1997 ; Evans et al., 2005a). Some of these low-permeability zones are highly fractured and altered, and secondary precipitations are found. Other altered and fractured levels are observed without flow anomaly (Sausse et al., 2006). These observations indicate past fluid circulations and the present day closure of the connected porosity within the faults. In some cases the present day filling-up of the fault might be local (at borehole location) and permeability could perhaps be preserved away from the borehole (far-reaching in the whole fault). Only one structure responsible for flow anomaly and tectonic dislocation located at about 3220 m in GPK1 (Cornet et al., 1997; Sausse and Genter, 2005) is not detected on the processed VSP data (Fig. 4).

According to the VSP results and borehole data (see references cited above), the faults inter-

sected at 2860 m (PS1), 3490 m (PS2) in GPK1, and at 3514 m (PS3-int-seg) in GPK2 are major faults. They locate major fluid circulations (Tenzer et al., 1999 ; Aquilina et al., 2004 ; Sausse and Genter, 2005). The reflector producing the arrival PS3-upp-seg could be of similar importance. The mean horizontal spacing of these faults is about 450 m (Fig. 8). This system is considered to be cut by the large fault GPK3-FZ4770 m presenting 3000 m of extension from its intersection with GPK3 and the reflector PS6 (Sausse et al. (2010), and this study). 3D fluid flow modeling shows that a mainly ~N-S trending fracture population cannot explain the observed hydraulic behavior of the reservoir (Gentier et al., 2010). NE-SW and NW-SE striking sets play an important role in fluid transfers. VSP and modeling results are thus in agreement.

To resume, the strongest VSP reflections (PS1, PS2, PS3 and PS6) correspond to the highest flow anomalies -if intersected by the well-, or to the structures that seem to have the greatest extends (GPK3-FZ4770) (Fig. 8). These results show that major flow anomalies and interwell hydraulic connections are concentrated by these main faults occurring with a spacing of some hundreds of meters. These faults form structural blocs with flowing borders. Inside these blocks, the structures (GPK1-2960, GPK1-3090, GPK1-3325, EPS1-2070 and EPS1-2160) seem to have a less important contribution to fluid transfer (Genter et al., 1995 ; Sausse et al., 2006). Thus, a good correlation is observed between the P-S reflectivity of a fault and its potential hydraulic and tectonic activity. The elastic response of a fault seems to be strongly related to its porosity network and fluid conditions, that could imply in some cases a mechanical defect (Jones and Nur, 1984 ; Lüschen et al., 1993 ; Carr et al., 1996 ; Harjes et al., 1997 ; Harjes et al., 1998 ; Smithson et al., 2000 ; Rabbel et al., 2004), although this phenomena has never been satisfactorily explained by theoretical works.

VSP and micro seismic results provide structural data at the reservoir scale. They represent valuable data to resolve some hydraulic connections between the boreholes evidenced by tracer tests (Sausse et al. (2010) and the present paper). Our study benefited from microseismic clouds to attribute some reflections (PS2-upp-seg and PS6) to the GPK3-FZ4770 with confidence. However, seismic activity is undesirable regarding public acceptance (Gérard et al., 2006 ; Petty et al., 2009). Thus, a VSP survey carried out with several acquisition boreholes and a larger amount of sources than in 1993 may represent a reliable way to investigate a fractured reservoir with controlled and very low environmental risks.

#### I 1.8 Conclusion

A full sequence of processing, analyzing and interpreting VSP data recorded in a granitic basement is illustrated. High quality 3C data presenting a high signal/noise ratio obtained after isotropic processing allow to identify clear P-S reflections. Reflections are found to occur on faults developed at the reservoir scale showing flow anomalies at well intersections. Their 3D mapping in the existing reservoir model allowed some useful comparisons with other data, especially microseismic clouds providing also some structural information at the same scale range. This shows that the basement is cut in several hectometer-scale blocks by faults. Major flow paths occur within these faults very probably inherited from variscan and Tertiary times reactivated thanks to the maximal stress oriented vertically in the studied area. The structural results are in accordance with previous

studies of the hydraulic behavior of the fractures intersected in GPK1 and EPS1. In particular, the good hydraulic connections between GPK1, GPK2 and GPK3 are explained by the occurrence of a 3-kilometer extend fault (GPK3-FZ4770).

## I 1.9 Acknowledgements

The authors acknowledge the European Economic Interest Grouping 'GEIE Exploitation Minière de la Chaleur' (Kutzenhausen, France) which was supported mainly by the European Commission, BMU (Germany), ADEME (France), and by a consortium of industrial members (EDF, EnBW, ES, Pfalzwerke, Evonik). J. Place benefited from a PhD grant supported by ADEME and EIFER.

François Henry Cornet and Marc Schaming (Université de Strasbourg, France) are thanked for providing and successfully reading the old VSP data. Data processing was applied by Martin Cox (VSfusion, London, UK) who is here warmly thanked. André Gérard and Albert Genter (respectively former and current GEIE scientific supervisors) are acknowledged for their continual support.

# I 1.10 Appendix

Some seismic arrivals recorded on figure 4 do not occur on the whole data set or do not seem to be P-S arrivals. This section is devoted to their specific interpretation and to the characterization of the uncertainties regarding the modeling results. See in part 5.3 for the significance of \*.

#### **PS1\*\***

Its time-depth curve is linear on all the records except on offset A3 run 1 where it looks hyperbolic (Fig. 4). Only the run 2 has been used.

# PS2 (lower and upper segments \*\*\*)

Modeling is very efficient to reproduce observed travel times. This allows a very good confidence in the results (Fig. 7), even if the number of traces is restricted regarding PS2-lower segment (Fig. 4).

#### PS3 (\* or \*\*)

The travel times observed from source B are systematically not in agreement with the modeled travel times. Other picking have not been more successful. Thus the data from source B are not taken into account, and results are produced from 3 sources only.

## General comments on PS4 (\*\*), PS5 (\*) and PS6 (\*)

Only three profiles acquired from two source positions are available in the EPS1 well (Fig. 4), thus the results have to be considered carefully.

#### PS4 (\*\*)

Even if the modeled travel times satisfactorily match the observations, a restricted confidence is attributed to PS4 because of the number of sources.

#### PS5 (\*)

Results from average and variance of the residuals do not show a coherency as clear as concerning the other arrivals.

#### **PS6 (\*)**

Although a large number of clear traces is available (Fig. 4), the orientation implying the lowest residual is not well defined. As shown in figure A1, the minimum curves are close enough to each other so that their intersections are unclear and not single. Two orientations represented by green zones in figure A1 roughly reproduce the observed time-depth curves.



Fig. 3.10 :

Figure A1: Arrival EPS1-PS6: variance and average of the residuals (difference between modeled and observed travel times) in function of the orientation of the modeled reflector.

#### **EPS1-2160**

This arrival appears only on the horizontal north component of the VSP shot from D1 (Fig. 4). Three possibilities have to be considered to produce a signal only on horizontal components (Fig. A2): i) a P wave reflected by a moderately dipping interface may propagate horizontally (Fig. A2a), ii) a direct downgoing S wave produced by a source close to a zero offset position (Fig. A2b), and iii) an S wave reflected by a subhorizontal interface (Fig. A2c). The event EPS1-2160 arrives at too short time and present a negative apparent velocity that reject the case of figure A2b. A P-P reflection on a dipping structure (Fig. A2a) would present a time-depth curve close to the P direct

arrival, which is not observed. On the one hand, the event EPS1-2160 is partially blended with the P direct arrival, and on the other hand the absolute value of its apparent velocity is lower that the velocity of the direct P wave. Only a P-S reflection on a subhorizontal reflector could explain both the polarity and the time-depth curve of the arrival EPS1-2160 (Fig. A2c).



Fig. 3.11 : Figure A2: Three travel paths and polarisations explaining a horizontal polarisation recorded on 3C VSP data. a) P wave travelling almost horizontally after a reflection on a dipping interface. b) S direct wave travelling almost vertically. c) S wave travelling almost vertically after a reflection on a horizontal interface.

Modeling is not able to provide definite values of dip and dip directions because the event is observed on only one VSP. The result is a domain of possible orientations (Fig. A3); values of dip direction between 330° and 150° are inferred for a gently dipping reflector. The N-S polarization of the wave (Fig. 4) is not reliable to derive the strike of the reflector, as the understanding of elastic processes occurring in a P-S reflection at almost normal incidence is tricky. Fracture surveying provided different results regarding the orientation of the fracture (N278°E 53° and N285°E 37°, respectively after Dezayes et al. (2010) and Genter et al. (1995). The latter value is in accordance with the results derived by VSP, both in azimuth and dip. Nevertheless this fact does not mean that the structure detected by VSP and the structure imaged at the borehole wall scale are the exactly the same.



#### **EPS1-2070**

Only the vertical component of VSP acquired from D1 exhibits an event at 2070 m in EPS1 (Fig. 4). Such a signal may be generated either by a P wave reflected by an horizontal interface,

either by a P-S conversion on a dipping reflector (Fig. 5). The time-depth curve of the event is not a 'mirror' of the P direct wave, thus the absolute apparent velocity values of the two events are different. The only case that has to be considered is the P-S reflection. As a consequence, the minimum curves of average and variance produced by modeling have to be considered for high dip values (Fig. A4).



Other sources of structural information have to be taken into account to constrain the orientations. Since no coherent signal is detected on the other horizontal components, azimuth of polarization cannot be used. Three main structures oriented N248°E 61°, N295°E 18°, and N263°E 38° (Genter, 1993) have been identified by borehole imaging. Only the first one is consistent with the curves in figure A4 and could correspond to the mean orientation of the fracture zone. Once again, it has to be mentioned that a single fracture identified by imagery is probably not perfectly representative in orientation of a whole reflecting structure.

#### GPK1-2960 (\*)

Polarization analysis indicates that this arrival is polarized along the N045°E strike value, almost in a horizontal plane. Thus this event is attributed to a P-P reflection according to the statements related to figure 5. Travel time modeling from the two horizontal components of VSP B2 results in rather consistent minimum curves (Fig. A5). These curves have to be considered both at rather high dip value in order to ensure the almost horizontal polarization of the P reflected wave and at dip directions of N045°E and N225°E. Only the N045°E dip direction value may be regarded as a solution, inferring a dip value of 51°.

Fractures identified by imaging logs are oriented around the N265°E 85° mean value (Gentier et al., 2002), which is not consistent with the VSP results. This exemplifies again the discrepancy occurring between the orientation of a fault and the orientation of small scale fractures.



#### GPK1-3090 (\*)

This arrival appearing on the vertical component (Fig. 4) is interpreted as a P-S reflection. A method similar to which has been applied to GPK1-2960 is also used in the present case: weak but distinguishable signals on the horizontal components combined to travel time modeling allow to derive low-confidence parameters for orientation (Tab. 1).

## GPK1-3325 (\*)

The event is recorded on VSP's A3 run 1, C3 run 2 and D1 run 4 with very different timedepth curves, and both on vertical and horizontal components (Fig. 4). Modeling produces not very coherent results; however results produced in the case of P-P reflections are better than the P-S case. Two different reflectors could explain the observed likely P-P arrivals with the same restricted quality (Tab. 1). Borehole imaging provides a value of N274°E 83° for a major fracture intersected by the well at this depth level (Gentier et al., 2002). If a coherency of orientation is assumed between this kind of fractures and fracture zone as a whole, the value N260°E 63° derived from VSP should be preferred. Anyway, the occurrence of energy both on vertical and horizontal components with a high discrepancy regarding their time-depth curves could be the signature of several arrivals (P-P and P-S?) and justifies a special caution about the results.

# I 1.11 Bibliography

- Al-Ali, Z.A., Al-Buali, M., AlRuwaili, S., Mark Ma, S., Marsala, A.F., Alumbaugh, D., DePavia, L., Levesque, C., Nalonnil, A., Zhang, P., Hulme, C. and Wilt, M., 2009. Looking deep into the reservoir. Oilfield Review, 21(2): 38-47.
- Aquilina, L. and Brach, M., 1995. Characterization of Soultz hydrochemical system: WELCOM (Well Chemical On-line Monitoring) applied to deepening of GPK-1 borehole. Geothermal Science & Technology, 4(4): 239-251.
- Aquilina, L., De Dreuzy, J.-R., Bour, O. and Davy, P., 2004. Porosity and fluid velocities in the upper continental crust (2 to 4 km) inferred from injection tests at the Soultz-sous-Forêts geothermal site. Geochimica et Cosmochimica Acta, 68(11): 2405-2415.
- Arthaud, F. and Matte, P., 1975. Les décrochements tardi-hercyniens du sud-ouest de l'Europe. Géométrie et essai de reconstitution des conditions de la déformation. Tectonophysics, 25: 139-171.
- Beauce, A., Fabriol, H., Le Masne, D., Cavoit, C., Mechler, P. and Chen, X.K., 1991. Seismic studies on the HDR site of Soultz-sous-Forets (Alsace, France). Geothermal Science and Technology, 3: 239-266.
- Bourgeois, O., Ford, M., Diraison, M., Le Carlier de Veslud, C., Gerbault, M., Pik, R., Ruby, N. and Bonnet, S., 2007. Separation of rifting and lithospheric folding signatures in the NW-Alpine foreland. International Journal of Earth Sciences, 96: 1003-1031.
- Bourouis, S. and Bernard, P., 2007. Evidence for coupled seismic and aseismic fault slip during water injection in the geothermal site of Soultz (France), and implications for seismogenic transients. Geophysical Journal International, 169(2): 723-732.
- Brun, J.P., Gutscher, M.A. and the DEKORP-ECORS team, 1992. Deep crustal structure of the Rhine graben from DEKORP-ECORS seismic reflexion data: a summary. Tectonophysics, 208: 139-147.
- Carr, B.J., Smithson, S.B., Kareav, N., Ronin, A., Garipov, V., Kristofferson, Y., Digranes, P., Smythe, D. and Gillen, C., 1996. Vertical seismic profile results from the Kola Superdeep Borehole, Russia. Tectonophysics, 264(1-4): 295-307.
- Cautru, J.P., 1989. Coupe géologique passant par le forage GPK1 calée sur la sismique réflexion, et documents annexes. IMRG, EEIG "Heat Mining" Internal Report, Kutzenhausen, France.
- Charléty, J., Cuenot, N., Dorbath, C. and Dorbath, L., 2006. Tomographic study of the seismic velocity at the Soultz-sous-Forêts EGS/HDR site. Geothermics, 35(5-6): 532-543.
- Childs, C., Manzocchi, T., Walsh, J.J., Bonson, C.G., Nicol, A. and Schöpfer, M.P.J., 2009. A geometric model of fault zone and fault rock thickness variations. Journal of Structural Geology, 31(2): 117-127.
- Chorowicz, J. and Deffontaines, B., 1993. Transfer faults and pull-apart model in the Rhinegraben from analysis of multisource data. Journal of Geophysical Research, 98(B8): 14339-14351.
- Cocherie, A., Guerrot, C., Fanning, C.M. and Genter, A., 2004. Datation U-Pb des deux faciès du granite de Soultz (Fossé rhénan, France). Comptes Rendus Geosciences, 336(9): 775-787.
- Cornet, F.H., Helm, A., Poitrenaud, H. and A., E., 1997. Seismic and aseismic slips induced by large-scale fluid injections. Pure and Applied Geophysics, 150: 563-583.
- Cornet, F.H., Bérard, T. and Bourouis, S., 2007. How close to failure rock mass at a 5 km Depth? International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences, 44: 47-66.
- Cosma, C., Heikkinen, P., Keskinen, J. and Enescu, N., 2001. VSP in cristalline rocks-from downhole velocity profiling to 3-D fracture mapping. International Journal of Rocks Mechanics & Mining Sciences, 38: 843-850.
- Cuenot, N., Charléty, J., Dorbath, L. and Haessler, H., 2006. Faulting mechanisms and stress regime at the European HDR site of Soultz-sous-Forêts, France. Geothermics, 35(5-6): 561-575.

- Cuenot, N., Dorbath, C. and Dorbath, L., 2008. Analysis of the microseismicity induced by fluid injections at the EGS site of Soultz-sous-Forêts (Alsace, France): implications for the characterization of the geothermal reservoir properties. Pure and Applied Geophysics, 165(5): 797-828.
- Dezayes, C., 1995. Caractérisation et interprétation d'un volume rocheux fracturé à partir de données de forages. Les forages géothermiques de Soultz-sous-Forêts et autres exemples d'échantillonnages unidirectionnels. PhD thesis, Université de Savoie, Chambéry, France: pp. 246.
- Dezayes, C., Genter, A. and Valley, B., 2010. Structure of the low permeable naturally fractured geothermal reservoir at Soultz. Comptes Rendus Geoscience, 342(7-8): 517-530.
- Dèzes, P., Schmid, S.M. and Ziegler, P.A., 2004. Evolution of the European Cenozoic Rift System: interaction of the Alpine and Pyrenean orogens with their foreland lithosphere. Tectonophysics, 389(1-2): 1-33.
- Dorbath, L., Cuenot, N., Genter, A. and Frogneux, M., 2009. Seismic response of the fractured and faulted granite of Soultz-sous-Forêts (France) to 5 km deep massive water injections. Geophysical Journal International, 177(2): 653-675.
- Dorbath, L., Evans, K., Cuenot, N., Valley, B., Charléty, J. and Frogneux, M., 2010. The stress field at Soultzsous-Forêts from focal mechanisms of induced seismic events: Cases of the wells GPK2 and GPK3. Comptes Rendus Geoscience, 342(7-8): 600-606.
- Dylikowski, J., 1985. Etude en stratigraphie sismique de remplissage tertiaire de la région de Péchelbronn (Fossé Rhénan). Application au développement pétrolier en domaine de fossé d'effondrement. Phd Thesis, Université de Paris Orsay, Paris, France.
- Édel, J.B., Schulmann, K. and Rotstein, Y., 2007. The Variscan tectonic inheritance of the Upper Rhine Graben: evidence of reactivations in the Lias, Late Eocene–Oligocene up to the recent. International Journal of Earth Sciences, 96(2): 305-325.
- Édel, J.B. and Schulmann, K., 2009. Geophysical constraints and model of the "Saxothuringian and Rhenohercynian subductions – magmatic arc system" in NE France and SW Germany. Bulletin de la Société Géologique de France, 180(6): 545-558.
- Eisbacher, G.H., Luschen, E. and Wickert, F., 1989. Crustal-scale thrusting and extension in the Hercynian Schwarzwald and Vosges, Central Europe. Tectonics, 8(1): 1-21.
- Emsley, S.J., Shiner, P., Enescu, N., Beccacini, A. and Cosma, C., 2007. Using VSP surveys to bridge the scale gap between well and seismic data. Geological Society, London, Special Publications, 270(1): 83-91.
- Evans, K.F., 2005. Permeability creation and damage due to massive fluid injections into granite at 3.5 km at Soultz: 2. Critical stress and fracture strength. Journal of Geophysical Research, 110(B04204): pp. 14.
- Evans, K.F., Genter, A. and Sausse, J., 2005a. Permeability creation and damage due to massive fluid injections into granite at 3.5 km at Soultz: 1. Borehole observations. Journal of Geophysical Research, 110(B04203): pp. 19.
- Evans, K.F., Moriya, H., Niitsuma, H., Jones, R.H., Phillips, W.S., Genter, A., Sausse, J., Jung, R. and Baria, R., 2005b. Microseismicity and permeability enhancement of hydrogeologic structures during massive fluid injections into granite at 3 km depth at the Soultz HDR site. Geophysical Journal International, 160(1): 388-412.
- Franke, W., 2006. The variscan orogen in Central Europe: construction and collapse. Geological Society, London, Memoirs, 32: 333-343.
- Gaucher, E., 1998. Comportement hydromécanique d'un massif fracturé: apport de la microsismicité induite. Application au site géothermique de Soultz-sous-Forêts. PhD thesis, Institut de Physique du Globe, Paris, France: pp. 245.
- Genter, A., 1990. Géothermie roches chaudes sèches. Le granite de Soultz-sous-Forêts (Bas-Rhin, France). Fracturation naturelle, altérations hydrothermales et interaction eau-roche. PhD thesis, BRGM Documents N°185, Université d'Orléans, Orléans, France: 201 pp.

- Genter, A., 1993. Géométrie des zones fracturées et hydrothermalisées dans le granite de Soultz-sous-Forêts (forages GPK-1 et EPS-1). BRGM Technical Internal Note N°RCS93T99, 15 july 1993.
- Genter, A. and Traineau, H., 1996. Analysis of macroscopic fractures in granite in the HDR geothermal well EPS-1, Soultz-sous-Forets, France. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 72(1-2): 121-141.
- Genter, A., Traineau, H., Dezayes, C., Elsass, P., Ledesert, B., Meunier, A. and Villemin, T., 1995. Fracture analysis and reservoir characterization of the granitic basement in the HDR Soultz project (France). Geothermal Science and Technology, 4(3): 189-214.
- Genter, A., Castaing, C., Dezayes, C., Tenzer, H., Traineau, H. and Villemin, T., 1997. Comparative analysis of direct (core) and indirect (borehole imaging tools) collection of fracture data in the Hot Dry Rock Soultz reservoir (France). Journal of Geophysical Research, 102(B7): 15419-15431.
- Genter, A., Evans, K., Cuenot, N., Fritsch, D. and Sanjuan, B., 2010. Contribution of the exploration of deep crystalline fractured reservoir of Soultz to the knowledge of enhanced geothermal systems (EGS). Comptes Rendus Geoscience, 342(7-8): 502-516.
- Gentier, S., Genter, A., Bourgine, B., Chiles, J.P., Delpont, G., Riss, J., Billaux, D., Dedecker, F. and Bruel, D., 2002. Modélisation de l'interface puits-échangeur (site de Soultz-sous-Forêts). Acquisition de données de base et développements préliminaires. Report BRGM/RP 51764-FR.
- Gentier, S., Rachez, X., Tran Ngoc, T.D., Peter-Borie, M. and Souque, C., 2010. 3D flow modelling of the medium-term circulation test performed in the deep geothermal site of Soultz-sous-Forêts (France) World Geothermal Congress, 25-30 April 2010, Bali, Indonesia: pp. 11.
- Gérard, A. and Kappelmeyer, O., 1987. The Soultz-sous-Forets project. Geothermics, 16(4): 393-399.
- Gérard, A., Menjoz, A. and Schwoerer, P., 1984. L'anomalie thermique de Soultz-sous-Forêts. Géothermie Actualités, 3: 35-42.
- Gérard, A., Cuenot, N., Charléty, J., Dorbath, C., Dorbath, L., Gentier, S. and Haessler, H., 2006. Elements governing the ratio (Hydraulic performance)/(induced microseismic nuisances) during the stimulation of "EGS Soultz Type" reservoirs. Paper of EHDRA Scientific Conference June 2006, Soultzsous-Forêts, France: pp. 6.
- Green, A.G. and Mair, J.A., 1983. Subhorizontal fractures in a granitic pluton: their detection and implications for radioactive waste disposal. Geophysics, 48: 1428-1449.
- Harjes, H.P., Bram, K., Dürbaum, H.J., Gebrande, H., Hirschmann, G., Janik, M., Klöckner, M., Lüschen, E., Rabbel, W., Simon, M., Thomas, R., Tormann, J. and Wenzel, F., 1997. Origin and nature of crystal reflections: Results from integrated seismic measurements at the KTB superdeep drilling site. Journal of Geophysical Research, 102(B8): 18267-18288.
- Harjes, H.P., Janik, M., Müller, J. and Bliznetsov, M., 1998. Imaging of crustal structures from vertical array measurements. Tectonophysics, 286(1-4): 185-192.
- Hesthammer, J. and Fossen, H., 2003. From seismic data to core data: an integrated approach to enhance reservoir characterization. Geological Society, London, Special Publications, 209(1): 39-54.
- Jones, R.H., 1993. Active seismic surveys at the Soultz site. Paper of EHDRA Scientific Conference May 1993, Soultz-sous-Forêts, France: pp. 4.
- Jones, T.D. and Nur, A., 1984. The nature of seismic reflections from deep crustal fault zones. Journal of Geophysical Research, 89(B5): 3153-3171.
- Juhlin, C., 1995. Imaging of fracture zones in the Finnsjön area, central Sweden, using the seismic reflection method. Geophysics, 60(1): 66-75.
- Juhlin, C., Dehghannejad, M., Lund, B., Malehmir, A. and Pratt, G., 2010. Reflection seismic imaging of the end-glacial Pärvie Fault system, northern Sweden. Journal of Applied Geophysics, 70(4): 307-316.
- Jung, R., Reich, W., Engelking, U., Hettkamp, T. and Weidler, R., 1995. Hydraulic tests in 1995 at the HDR Project, Soultz-sous-Fôrets, France. Field Report, Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR), Hannover, Germany.
- Jupe, A., Jones, R.J., Willis-Richards, J., Dyer, B., Nicholls, J. and Jacques, P., 1994. Report on HDR phase 4 Activity 4.1 Soultz experimental programme 1993/1994, CSM Associates Limited.
- Kohl, T., Baujard, C. and Mégel, T., 2006. Conditions for mechanical re-stimulation of GPK4. Paper of EHDRA Scientific Conference June 2006, Soultz-sous-Forêts, France: pp. 6.
- Le Bégat, S., Cornet, F.H. and Farra, V., 1994. Etude de la percolation de fluides par sismique active sur le site de Soultz-sous-Forêts. ADEME Report (Agence pour la Défense de l'Environnement et la Maîtrise de l'Energie).
- Lemeille, F., Cushing, M.E., Cotton, F., Grellet, B., Ménillet, F., Audru, J.-C., Renardy, F. and Fléhoc, C., 1999. Traces d'activité pléistocène de failles dans le Nord du fossé du Rhin supérieur (plaine d'Alsace, France). Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science, 328(12): 839-846.
- Lopes Cardozo, G.G.O. and Behrmann, J.H., 2006. Kinematic analysis of the upper Rhine graben boundary fault system. Journal of Structural Geology, 28(6): 1028-1039.
- Lüschen, E., Sobolev, S., Werner, U., Söllner, W., Fuchs, K., Gurevich, B. and Hubral, P., 1993. Fluid reservoir (?) beneath the KTB drillbit indicated by seismic shear-wave observations. Geophysical Research Letters, 20(10): 923-926.
- Luthi, S.M., 2005. Fractured reservoir analysis using modern geophysical well techniques: application to basement reservoirs in Vietnam. Geological Society, London, Special Publications, 240(1): 95-106.
- Macé, L., Souche, L. and Mallet, J.L., 2004. 3D fracture modeling integrating geomechanics and geologic data. AAPG international Conference, proceedings, October 24-27, Cancun, Mexico.
- Macé, L., 2006. Caractérisation et modélisation numériques tridimensionnelles de réservoirs naturellement fracturés. PhD thesis, Institut National Polytechnique de Lorraine, Nancy, France: pp. 152.
- Mallet, J.L., 2002. Geomodeling. Oxford University Press, New York: pp. 624.
- Mari, J.L., Coppens, F. and Revol, J., 2003. Well seismic surveying. Editions Technip, Paris, France: pp. 238.
- Martí, D., Escuder Viruete, J., Carbonell, R., Flecha, I. and Pérez-Estaún, A., 2006. Fault architecture and related distribution of physical properties in granitic massifs: geological and geophysical methodologies. Journal of Iberian Geology, 32(1): 95-112.
- Miao, X.-G., Moon, W.M. and Milkereit, B., 1995. A multioffset, three-component VSP study in the Sudbury Basin. Geophysics, 60(2): 341-353.
- Michon, L. and Sokoutis, D., 2005. Interaction between structural inheritance and extension direction during graben and depocentre formation: An experimental approach. Tectonophysics, 409(1-4): 125-146.
- Milkereit, B., Green, A., Wu, J., White, D. and Adam, E., 1994. Integrated seismic and borehole geophysical study of the Sudbury Igneous Complex. Geophysical Research Letters, 21(10): 931-934.
- Newman, G.A., Gasperikova, E., Hoversten, G.M. and Wannamaker, P.E., 2008. Three-dimensional magnetotelluric characterization of the Coso geothermal field. Geothermics, 37: 369-399.
- Petty, S., Livesay, B., Clyne, M. and Baria, R., 2009. Bringing down the cost of EGS power. Geothermal Resources Council, Transactions, 33: 229-233.
- Place, J., Diraison, M., Naville, C., Géraud, Y., Schaming, M. and Dezayes, C., 2010. Decoupling of deformation in the Upper Rhine Graben sediments. Seismic reflection and diffraction on 3-component Vertical Seismic Profiling (Soultz-sous-Forêts area). Comptes Rendus Geoscience, 342(7-8): 575-586.
- Rabbel, W., Beilecke, T., Bohlen, T., Fischer, D., Frank, A., Hasenclever, J., Borm, G., Kück, J., Bram, K., Druivenga, G., Lüschen, E., Gebrande, H., Pujol, J. and Smithson, S., 2004. Superdeep vertical seismic

profiling at the KTB deep drill hole (Germany): Seismic close-up view of a major thrust zone down to 8.5 km depth. Journal of Geophysical Research, 109(B9): B09309.

- Renard, P. and Courrioux, G., 1994. Three-dimensional geometric modelling of a faulted domain: the Soultz horst example (Alsace, France). Computers & Geosciences, 20(9): 1379-1390.
- Rotstein, Y. and Schaming, M., 2008. Tectonic implications of faulting styles along a rift margin: The boundary between the Rhine Graben and the Vosges Mountains. Tectonics, 27(2): TC2001.
- Sausse, J. and Genter, A., 2005. Types of permeable fractures in granite. Geological Society, London, Special Publications, 240(1): 1-14.
- Sausse, J., Fourar, M. and Genter, A., 2006. Permeability and alteration within the Soultz granite inferred from geophysical and flow log analysis. Geothermics, 35(5-6): 544-560.
- Sausse, J., Dezayes, C., Dorbath, L., Genter, A. and Place, J., 2010. 3D model of fracture zones at Soultz-sous-Forêts based on geological data, image logs, induced microseismicity and vertical seismic profiles. Comptes Rendus Geoscience, 342(7-8): 531-545.
- Schumacher, M.E., 2002. Upper Rhine Graben: Role of preexisting structures during rift evolution. Tectonics, 21(1): pp. 17.
- Schutter, S.R., 2003. Hydrocarbon occurrence and exploration in and around igneous rocks. Geological Society, London, Special Publications, 214(1): 7-33.
- Sittler, C., 1985. Les hydrocarbures d'Alsace dans le contexte historique et géodynamique du fossé Rhénan. Bulletin des Centres de Recherches Elf Exploration Production, 9(2): 335-371.
- Smithson, S.B., Wenzel, F., Ganchin, Y.V. and Morozov, I.B., 2000. Seismic results at Kola and KTB deep scientific boreholes: velocities, reflections, fluids, and crustal composition. Tectonophysics, 329(1-4): 301-317.
- Spencer, C., Thurlow, G., Wright, J., White, D., Carroll, P., Milkereit, B. and Reed, L., 1993. A vibroseis reflection seismic survey at the Buchans Mine in central Newfoundland. Geophysics, 58(1): 154-166.
- Tenzer, H., Schanz, U. and Homeier, G., 1999. Development and characterisation of a HDR heat exchanger at the HDR test site at Soultz-sous-Forêts: Flow logs, joint systems and hydraulic active fractures. Proceedings of European Geothermal Conference, Basel, sept. 28-30, 2: 99-107.
- Tirén, S.A., Askling, P. and Wänstedt, S., 1999. Geologic site characterization for deep nuclear waste disposal in fractured rock based on 3D data visualization. Engineering Geology, 52: 319-346.
- Valley, B., 2007. The relation between natural fracturing and stress heterogeneities in deep-seated crystalline rocks at Soultz-sous-Forêts (France). PhD thesis, Eidgenössische Technische Hochschule, Zurich, Switzerland: pp. 297.
- Villemin, T. and Bergerat, F., 1987. L'évolution structurale du fossé Rhénan au cours du Cénozoique : un bilan de la déformation et des effets thermiques de l'extension. Bulletin de la Société Géologique de France 3: 245-256.
- Weidler, R., Gérard, A., Baria, R., Baumgaertner, J. and Jung, R., 2002. Hydraulic and micro-seismic results of a massive stimulation test at 5 km depth at the European Hot-Dry-Rock test site Soultz, France, Twenty-seventh Workshop on Geothermal Reservoir Engineering, Stanford University, Stanford, California, USA, pp. 95-100.
- Ziegler, P.A., 1986. Geodynamic model for the Palaeozoic crustal consolidation of Western and Central Europe. Tectonophysics, 126(2-4): 303-328.
- Ziegler, P.A., 1992. European Cenozoic rift system. Tectonophysics, 208(1-3): 91-111.
- Ziegler, P.A., Schumacher, M.E., Dèzes, P., Van Wees, J.-D. and Cloetingh, S., 2006. Post-Variscan evolution of the lithosphere in the area of the European Cenozoic Rift System. Geological Society, London, Memoirs, 32: 97-112.

En résumé, la considération du champ d'ondes montantes enregistrées par VSP permet de révéler la présence de structures réfléchissantes qui correspondent à des failles bien connues lorsqu'elles sont intersectées par les puits. La modélisation des temps de trajet permet de les localiser, de les orienter, et d'estimer leur extension. Les dimensions hectométriques de ces structures et leur éloignement des puits d'acquisition montrent que le champ d'investigation des VSP correspond à l'échelle du réservoir.

D'autres traitements présentés dans le chapitre 2 permettent aussi de mesurer l'orientation d'un réflecteur à partir de la polarisation des ondes réfléchies, ce qui constitue la suite du chapitre.

# I 2. <u>CARTOGRAPHIE 3D DE RÉFLECTEURS PAR VSP - ANALYSES DE</u> <u>POLARISATIONS</u>

Les réflexions P-S qui se produisent sur les zones de faille sont principalement détectées par un signal sur la composante verticale des profils (Fig. 3.4). Dans certains cas, l'onde réfléchie S ne se propage pas rigoureusement horizontalement (Fig. 2.8). Des traitements appelés Polscan<sup>TM</sup> ont été appliqués dans le but de déterminer l'azimut d'incidence des ondes réfléchies, sans avoir recours à des modélisations de temps de trajet.

## I 2.1 Exemple d'analyse

L'amplitude des déports des sources étant assez faible (donc assez proche du cas de VSP à déport nul énoncé en hypothèse, Chapitre 2) le balayage de polarisations Polscan<sup>™</sup> a été appliqué aux six profils acquis dans GPK1. L'analyse des polarisations est restreinte aux assemblages des composantes horizontales uniquement (latitude = 0°, Fig. 3.15) puisqu'il s'agit ici de déterminer l'azimut des structures.

La figure 3.15 présente les résultats détaillés concernant les arrivées PS2-low-seg inférieur et PS2-upp-seg supérieur pour le profil C3 run 2. À latitude nulle, les maximas des signaux horizontaux sont observés à ±HE+20 gr (N108°E) et ±HE (N090°E) respectivement pour les segments PS2-low-seg et PS2-upp-seg (Figs. 3.15 et 3.16). Les modélisations de temps de trajet fournissent des directions de plongement de 324° et 256° respectivement (Tab. 1), c'est-à-dire des directions au sens large de 144° et 76°. Les écarts entre les résultats des deux méthodes pour ces deux arrivées sont donc respectivement de 36° et 14° (Fig. 3.16), ce qui est considéré satisfaisant au regard de la précision des méthodes.

Sur ces deux exemples, la qualité des signaux sur les profils obtenus à latitude nulle permet des observations plus poussées : l'arrivée PS2-low-seg se caractérise par des signaux en phase sur le profil obtenu à HE+20gr et sur la composante verticale (Fig. 3.15). De même, les signatures de l'arrivée PS2-upp-seg sur les profils -HE et la composante verticale sont en phase. Les schémas de propagation de la figure 3.15 illustrent qu'une onde P-S réfléchie sur un plan à faible pendage a tendance à se propager vers le haut. À l'inverse, une réflexion similaire sur une structure à pendage plus fort aura tendance à être légèrement descendante. Dans les deux cas, ces applications de la loi de Snell-Descartes aux résultats de modélisations de temps de trajet expliquent les polarisations observées (Fig. 3.15). Les résultats issus de l'analyse des polarisations renforcent donc les résultats structuraux obtenus par modélisations de temps de trajet (orientation et position) concernant les arrivées PS2-low-seg et PS2-upp-seg.

Fig. 3.15 : (ci contre) Exemple de Polscan<sup>™</sup> appliqué au VSP C3 run 2 acquis dans GPK1 (l'échelle azimutale est en grades, dans le sens antihoraire, et partant de l'Est). La figure totale est représentée de façon à illustrer l'allure des résultats produits mais est trop petite pour distinguer convenablement les signaux. Les profils pertinents sont agrandis dans la partie inférieure, dont les encadrés bleus et verts indiquent la position. Les schémas de propagation ne sont pas à l'échelle. Les relations angulaires sont données par la loi de Snell-Descartes à partir des vitesses mesurées en puits et des résultats des modélisations de temps de trajet. En toute rigueur, concernant PS2-seg-inf, la direction de polarisation étant différente de la direction de plongement du réflecteur (issue des modélisations de temps de trajet), la valeur du pendage apparent représenté sur le schéma devrait être plus faible. L'onde P-S réfléchie devrait donc être un peu plus ascendante, ce qui ne modifie pas le raisonnement détaillé dans le texte.



## I 2.2 Résultats

Les deux segments de PS2 apparaissent avec une bonne qualité sur les enregistrements horizontaux, mais ce n'est pas le cas des autres événements. Les polarisations horizontales des six arrivées P-S étudiées ont donc été reportées sur un diagramme azimutal sans considération de la composante verticale (Fig. 3.16). Parfois aucun signal cohérent n'est détectable, ce qui est noté "No interpretable data".

Les arrivées PS1, PS2-low-seg et PS2-upp-seg présentent une cohérence satisfaisante entre les azimuts de polarisation mesurés depuis la source A3 et la direction de plongement donnée par les modélisations de temps de trajet (Fig. 3.16). Les polarisations mesurées depuis les autres sources montrent aussi une certaine concordance. Ceci est cohérent avec le fait que la source A3 produit un VSP à zéro-offset (Fig. 3.2a, et voir le chapitre 2 II 1. et 2 II 5.)

Concernant les trois arrivées PS3-low-seg, PS3-int-seg et PS3-upp-seg, aucune concordance n'apparait entre la direction de plongement calculée et les polarisations observées, même en ce qui concerne le zéro offset (source A3) (Fig. 3.16). Les polarisations relevées sont même incohérentes d'une source à l'autre pour les arrivées PS3-low-seg et PS3-upp-seg. Les directions de polarisation de l'arrivée PS3-int-seg sont assez cohérentes entre elles sur les différents profils dans la direction approximative N060°E, mais cette direction est orthogonale à la direction issue des modélisations de temps de trajet (N149°E).

En résumé, pour les trois arrivées PS1, PS2-low-seg et PS2-upp-seg, les analyses des polarisations et des temps de trajet offrent des résultats concordants. Pour les trois autres arrivées, l'analyse des polarisations est difficilement interprétable (PS3-low-seg et PS3-upp-seg), voire contradictoire avec les résultats issus des analyses des temps de trajet.

# I 2.3 Discussion

Les résultats sont mitigés. Quelques éléments peuvent être avancés pour expliquer l'efficacité variable de cette méthode :

- Les signaux détectés sur les composantes horizontales sont de très faible amplitude, trop proches du niveau de bruit.
- Les signaux de PS2 détaillés ci-dessus (Fig. 3.15) comptent parmi les exemples les plus clairs, et permettent une confrontation avec les enregistrements de la composante verticale. Les signaux montrant une cohérence moins évidente sur les composantes horizontales ont peut être été abusivement reliés aux arrivées vues sur les composantes verticales. Ils peuvent correspondre à d'autres arrivées ou à des artefacts de traitement. Le nombre de signaux détectés (sur 6 arrivées x 6 profils = 36 signaux possibles, 28 sont détectés) semble élevé et serait en faveur d'une sur-interprétation.
- Même si les signaux ont une signification physique, la précision de la mesure est assez faible. Une diminution des pas en pendage et en azimut ainsi qu'une mesure fiable des amplitudes (autre que visuelle) pourrait augmenter la précision des résultats.



Fig. 3.16 : Diagrammes de polarisation horizontale des ondes réfléchies P-S enregistrées dans GPK1. Chaque cercle concentrique correspond à un profil, la zone noircie donne la direction de polarisation lorsqu'un signal est détectable (en grades). La flèche indique la direction de plongement des réflecteurs donnée par les modélisations de temps de trajet (Tab. 1).

- Pour les arrivées PS1 et PS2, il est observé, d'une part, la bonne cohérence entre la polarisation vue depuis A3 et la direction issue des modélisations de temps de trajet, et d'autre part la dispersion des polarisations pour les VSP à sources déportées. Un léger déport des sources (max. 14° vu depuis les positions d'outils) semble donc suffisant pour invalider l'hypothèse d'une propagation dans un plan vertical (Chapitre 2 II 5.). Dans ces cas, l'azimut de la polarisation mesurée ne reflète pas la direction de propagation de l'onde réfléchie P-S. Les VSP à déport nul sont donc à privilégier pour ce genre d'études.
- Delepine (2002) a montré que l'anisotropie de vitesse d'ondes S peut être importante dans le socle de Soultz-sous-Forêts. Même si elle n'est pas précisément quantifiée, une forte anisotropie pourrait expliquer le fait que les réflexions venant des réflecteurs les plus éloignés du puits d'acquisition soient davantage perturbées, notamment les segments de PS3, même à déport nul (Fig. 3.16). L'anisotropie pourrait aussi être responsable du fait que la polarisation des ondes P-S ne soit pas contenue dans le plan vertical comme cela a été supposé. L'hypothèse de propagation et de polarisation dans un plan vertical énoncée dans le chapitre 2 doit être reconsidérée. Dans ce cas, les trajectoires des rais réfléchis peuvent être également perturbées par rapport à un modèle homogène et isotrope (Artola et al., 2004). Cependant ces variations de la trajectoire ne devraient être que de second ordre, ce qui ne remet donc pas en cause les résultats obtenus à partir des modélisations de temps de trajet.

## I 2.4 Conclusion

En théorie, l'analyse des polarisations des ondes P-S peut être réalisée à partir d'une seule source à déport nul. Si le signal enregistré par les composantes horizontales est suffisant, alors l'azimut du réflecteur peut être déduit. L'utilisation d'une seule source et la rapidité d'interprétation des données peuvent laisser entrevoir des applications en cours de forage, sous réserve d'une durée de traitement réduite.

Cependant, l'analyse réalisée sur les enregistrements de Soultz-sous-Forêts montre la faible fiabilité de cette méthode. La caractérisation de six arrivées P-S enregistrées dans GPK1 produit des résultats assez satisfaisants pour seulement trois d'entre elles. Il semble que la fiabilité des résultats diminue lorsque la distance séparant le puits et les réflecteurs augmente. Cette observation est cohérente avec une possible anisotropie de vitesse des ondes S.

## I 3. COMPORTEMENT ÉLASTIQUE DE ZONES DE FAILLE DE SOCLE

L'identification du mode élastique des ondes enregistrées sur les VSP est essentielle pour utiliser les vitesses de propagation adaptées, et proposer les interprétations structurales précédentes. Outre cet aspect géométrique à l'échelle du réservoir, l'occurrence particulière de réflexions avec conversion de mode P-S est liée aux propriétés internes du réflecteur. Dans la première partie de ce chapitre, il a été observé que les réflexions P-S sont détectées sur des failles de conductivité hydraulique significative. La présence de fluides dans les failles semble avoir un lien avec leur réponse élastique particulière.

Il est alors envisageable que la caractérisation des zones de faille à l'échelle de leur architecture interne puisse bénéficier de l'étude de ce phénomène de conversion P-S (l'amplitude des réflexions par exemple). Il est donc ici question de tenter de comprendre les caractéristiques d'une zone de faille qui lui permettent de convertir une onde P incidente principalement en une onde S réfléchie. Par la suite  $R_{PP}$  et  $R_{PS}$  désigneront respectivement les coefficients de réflexion P-P et P-S. Leur amplitude relative sera examinée autant que possible.

## I 3.1 État des connaissances

Les conversions de modes de propagation d'ondes sont observées dans des cas d'étude naturels lors de transmissions (Carr et al., 1996 ; Lüschen et al., 1996 ; Müller et al., 1999 ; Xiaomin et al., 2006), et lors de réflexions (Fertig, 1984 ; Pérez et al., 1999 ; Smithson et al., 2000 ; Stewart et al., 2003 ; Artola et al., 2005 ; O'Brien et Harris, 2006 ; Xiaomin et al., 2006 ; Dello Iacono et al., 2009), et dans les configurations P-S (Carr et al., 1996 ; Lüschen et al., 1996 ; Pérez et al., 1999 ; Berg et al., 2001 ; Stewart et al., 2003 ; Rabbel et al., 2004 ; O'Brien et Harris, 2006 ; Xiaomin et al., 2006 ; Westbrook et al., 2008) ou S-P (Frasier et Winterstein, 1990 ; Carr et al., 1996). Certaines conversions sont parfois plus énergétiques que les réflexions/transmissions sans conversion (par exemple O'Brien et Harris, 2006). L'exemple des VSP de Soultz-sous-Forêts en est une autre illustration. Ces conversions sont parfois considérées comme un bruit gênant pour les imageries traditionnelles, qui nécessitent dans ce cas des filtres spécifiques, ou sont parfois exploitées comme source d'information (Lu et al., 2003). Cet intérêt est relativement récent dans l'histoire de la sismique (Stewart et al., 2002 ; Stewart et al., 2003), et les applications aux roches cristallines sont peu courantes. Quelques travaux pouvant éclairer l'analyse des résultats de Soultz-sous-Forêts sont présentés ici.

## Problèmes géométriques liés aux conversions

L'exploitation des conversions de modes lors de réflexions requiert des considérations spécifiques indiquées par la loi de Snell-Descartes. Les angles d'incidence et de réflexion d'un rai se propageant dans un milieu homogène sont identiques ; cependant si une conversion de mode se produit lors de la réflexion, les vitesses de propagation des rais incident et réfléchi diffèrent (Figs 3.5 et 3.15). Pour une source et un récepteur non confondus, les points de réflexion sans conversion et avec conversion sont donc différents (Taylor, 1989 ; Stewart et al., 2002). Ceci présente l'avantage d'illuminer différemment des objets, ce qui rend complémentaire les imageries typiques et les imageries en modes convertis (Nedlin, 1986 ; Lu et al., 2003 ; Xiaomin et al., 2006). Cet aspect géométrique lié aux conversions de mode a été traité dans les modélisations de temps de trajet des VSP de Soultz-sous-Forêts, puisque la loi de Snell-Descartes a été appliquée en considérant les vitesses des ondes P et S (Chapitre 2).

## Facteurs impliqués dans les conversions de mode

## Lithologie

Les références documentant des conversions de mode par simples variations lithologiques sont rares. Dans les formations sédimentaires, Lu et al. (2003) relient le renforcement de conversions à de forts contrastes de vitesses d'ondes entre un dôme de sel et son encaissant. Dans d'autres cas, des réflexions recoupant la stratification sont parfois identifiées et sont appelées BSR (Bottom Simulating Reflector). Une simple transition d'espèces d'opales (opal A – opal CT) ou d'espèce argileuse (illite – smectite) ou encore la cristallisation authigène de carbonates sont invoquées pour expliquer certaines de ces réflexions (Berndt et al., 2004). Dans les formations cristallines, de fortes concentrations en quartz (Lüschen et al., 1993 ; Carr et al., 1996 ; Smithson et al., 2000 ; Lüschen, 2005) ou des laminations (Zillmer et al., 2002) sont évoquées pour expliquer des réflexions avec ou sans conversion de modes à l'échelle crustale. Mais, dans tous les cas, les ondes converties ont une amplitude faible par rapport aux ondes non converties. De simples contrastes lithologiques ne semblent donc pas pouvoir expliquer la forte énergie d'ondes converties (P-S) par rapport aux ondes non converties (P-P).

## Anisotropie

La fabrique minérale, la texture ou encore la fracturation, peuvent induire l'anisotropie de propriétés physiques des roches. L'anisotropie liée à la fabrique d'une mylonite peut contrôler sa réflectivité P-P et P-S (Lloyd et Kendall, 2005). L'approche théorique de Zillmer et al. (1997) montre que  $R_{pp}$  et  $R_{ps}$  sur une interface matérialisant un contraste d'anisotropie dépendent des propriétés élastiques des milieux, de leur densité et de leur anisotropie. Un contraste d'anisotropie, même faible, peut être significativement réflectif (Zillmer et al., 1998). Des modélisations à une couche isotrope et une couche anisotrope montrent que  $R_{pp}$  et  $R_{ps}$  dépendent entre autres de l'angle d'incidence et de la différence d'azimut du rai incident et des fractures (Pérez et al., 1999 ; Ikelle et Amundsen, 2001 ; Artola et al., 2005 ; Behura et Tsvankin, 2006 ; Djikpesse et al., 2006 ; Cai et Chen, 2009). Mais dans aucune de ces études,  $R_{ps}$  n'est significativement plus élevé que  $R_{pp}$  sur une gamme d'incidence de plusieurs degrés. Behura et Tsvankin (2006) puis Cai et Chen (2009) ont montré que  $R_{ps}$  peut être significativement élevé par simple contraste d'anisotropie, pour un pendage de 60° (~0,065, Fig. 3.17) à comparer à la valeur maximale obtenue à plus faible pendage (~0,1, Fig. 3.17). Malheureusement le même calcul n'est pas proposé pour l'onde P-P, ce qui empêche toute comparaison.



Fig. 3.17 : Coefficient de réflexion d'une onde P-S convertie en fonction du pendage du réflecteur (redessiné d'après Behura et Tsvankin (2006) et Cai et Chen (2009)). L'onde P incidente est supposée verticale.

## Fluides

Même si la présence de fluides peut ne pas être requise dans la génération de réflexions au sein de la croûte cristalline d'après Fountain et al. (1984), les relations entre la porosité des roches et la présence de fluides semblent fortement contrôler la réflectivité d'après les exemples de Lüschen et al. (1993), Stewart et al. (2002), Stewart et al. (2003), O'Brien et Harris (2006) et Westbrook et al. (2008). La nature des fluides, leur saturation et leur pression ont pour effet de modifier les propriétés élastiques moyennes des formations, ce qui influence en proportions variables la vitesse et l'atténuation des ondes P et S (voir par exemple Guéguen et Palciauskas (1997), Berg et al. (2001)). Des réflexions d'intensité variable sont reconnues sur toute l'épaisseur de la croûte terrestre (Fountain et al., 1984 ; Jones et Nur, 1984 ; Luschen 2005), dont certaines particulièrement intenses ("brigth spot"), sont attribuées à la présence de fluides. Les forages SG3 et KTB rencontrent des milieux saturés en saumures jusqu'à leur fond (respectivement à 12 km (190°C), 9 km (265°C), Smithson et al. (2000)).

Les VSP acquis dans le puits SG3 entre 2175 m et 6000 m contiennent de nombreuses réflexions et transmissions P-P, P-S, S-P et S-S se produisant sur des zones mylonitisées et/ou sur des contacts lithologiques (Carr et al., 1996). La vitesse des ondes diminue de 6% dans une zone mylonitique intersectée entre 4500 m et 5100 m. D'autres mylonites plus fines ayant présenté des anomalies hydrauliques lors du forage ou en diagraphie génèrent principalement des fortes réflexions S-S et S-P. Les auteurs remarquent que la réflectivité impliquant des ondes S est plus forte dans des zones à forte teneur en eau. Leurs observations soulignent aussi l'importance de la géométrie d'acquisition puisque la réflectivité des ondes P-S est influencée par l'angle d'incidence. Smithson et al. (2000) corrèlent ces zones de déformation avec les images de sismique de surface, montrant que les zones réflectives sont des zones d'extension kilométrique et d'épaisseur hectométrique. Ils ajoutent que la vitesse maximale des ondes P est de 5800 m/s, une valeur très inférieure à ce qui devrait être enregistré dans les lithologies et les conditions rencontrées. Ceci est interprété comme un effet de la fracturation et de la présence de fluides.

Les signatures sismiques des couloirs de déformation enregistrées par VSP au KTB (3000-6000 m) sont plus restreintes qu'au SG3 : transmissions et réflexions sont reconnues, mais les réflexions sont limitées aux modes P-P et P-S (Lüschen et al., 1996 ; Harjes et al., 1997 ; Harjes et al., 1998 ; Müller et al., 1999 ; Rothert et al., 2003). Ces réflexions sont également corrélées à de fortes concentrations d'eau, avec des estimations de la porosité de fracture pouvant atteindre 5% (Rabbel et al., 2004). La fracturation et les fluides sont mis en cause pour expliquer à la fois des diminutions de 5 à 10% de la vitesse des ondes par rapport au protolithe, ainsi que la différence de vitesse des ondes S (biréfringence) qui atteint 10% (Lüschen et al., 1996 ; Müller et al., 1999 ; Rabbel et al., 2004). Concernant la zone de déformation la plus réflective,  $R_{pp}$  est estimé à 0,1-0,15 et peut varier le long de la structure jusqu'à une perte de signal sismique dans le niveau de bruit (Harjes et al., 1997 ; Zillmer et Kashtan, 2002). Aucune estimation de  $R_{ps}$  n'est fournie.

Sur d'autres sites, des expériences ont permis d'estimer la perméabilité de fractures à partir des ondes de tubes, de l'ordre de 1.10<sup>-13</sup> à 5.10<sup>-11</sup> m<sup>2</sup> (Beydoun et al., 1985 ; Wilhelm et al., 1994). Cependant, aucun traitement visant à reconnaître des réflexions n'a été publié sur ces fractures hydrauliquement conductives. Il n'est donc pas possible de se baser sur ces expériences pour relier perméabilité et réponse sismique.

## I 3.2 Modélisation de réponses sismiques de failles

Les zones de déformation représentent une grande complexité puisqu'elles constituent couramment une combinaison d'hétérogénéités de lithologies, d'anisotropie (de fracture, de texture...), de porosité, et que la présence de fluides y est souvent décelée (Chapitre 1 II). Les travaux synthétisés précédemment montrent que ces hétérogénéités sont réflectives ; cependant, aucun d'entre eux ne peut être directement applicable aux objets rencontrés à Soultz-sous-Forêts. Les études des forages profonds du KTB et SG3 s'appliquent à des objets près de dix fois plus épais. Les modélisations de Dash et al. (2004) et Agersborg et al. (2007) se basent sur des contacts plans de deux milieux de propriétés différentes, et Cai et Chen (2009) considèrent des failles mais sans effet des fluides. Face à ces lacunes, Pujol (2009) présente quelques modélisations de la réponse élastique de zones de faille. Les principaux résultats sont ici résumés.

Les réflexions P-S enregistrées à Soultz-sous-Forêts ont des fréquences de l'ordre de 35 à 45 Hz (Fig. 3.4). Les coefficients de réflexion de divers modèles de faille ont été modélisés pour des incidences d'onde P allant de 0 à 90° et trois fréquences différentes (10, 55 et 100 Hz). La figure 3.18 rassemble des résultats particulièrement intéressants de Pujol (2009). Elle sera préférentiellement considérée aux alentours de la valeur de 60° d'incidence, sachant que l'angle d'incidence de l'onde P et le pendage de la faille sont égaux d'après la figure 3.5.

Une bande de granite altéré présente systématiquement un RPS supérieur à RPP pour chaque fréquence étudiée, à une incidence de 60° (Fig. 3.18a). De façon générale, plus la fréquence est élevée, plus le coefficient de réflexion est élevé.

Un modèle de faille comprenant deux zones endommagées et un cœur a été testé (Fig. 3.18b). Celui-ci est basé sur une architecture communément reconnue pour une zone de faille (Caine et al. (1996), Fig. 1.14) et qui est représentatif des objets rencontrés à Soultz-sous-Forêts (Géraud et al., 2010). Avec une telle architecture,  $R_{PS}$  est un peu plus élevé que  $R_{PP}$  pour les fréquences de 55 et 100 Hz et pour une incidence de 60°.

Enfin, la prise en compte d'une couche d'eau (10 cm d'épaisseur) modifie considérablement l'allure des courbes obtenues (Fig. 3.18c). Le pouvoir réflecteur de la faille P-P et P-S est globalement augmenté.  $R_{PP}$  atteint des valeurs significatives, et le rapport entre  $R_{PP}$  et  $R_{PS}$  varie fortement en fonction de la fréquence. À 55 Hz et à 60°,  $R_{PP}$  est d'environ 0,22 alors que  $R_{PS}$  vaut environ 0,6 (Fig. 3.18c). Ces résultats signifient qu'une onde P de fréquence moyenne, incidente sur cette architecture de faille, peut donc produire une réflexion P-S significative, avec une réflexion P-P plus discrète.

D'autres constitutions internes de failles ont été testées par Pujol (2009). Des précipitations massives de quartz et de calcite, témoignant de circulations de fluides dans un espace poreux suffisamment ouvert, ont été introduites dans les modèles. Leur influence sur les fréquences de 10 et 55 Hz reste modeste, alors qu'à 100 Hz leur effet est plus sensible. Par ailleurs, une fois qu'une couche d'eau est introduite dans un modèle, sa variation en épaisseur n'affecte que très peu les résultats.



Fig. 3.18 : Calcul de coefficients de réflexions  $R_{pp}$  et  $R_{ps}$  pour une onde P incidente de fréquence et d'angle d'incidence variables (modifié d'après Pujol (2009)). a) Cas d'une bande de granite altéré. b) Cas d'une faille avec zones endommagées et cœur. c) Même configuration que b) avec la prise en compte d'une couche d'eau.

## I 3.3 Discussion

Les modélisations montrent que la présence d'une couche d'eau rend très complexe la réponse sismique d'une faille (Fig. 3.18). Le rapport entre  $R_{pp}$  et  $R_{ps}$  varie fortement en fonction de l'incidence et de la fréquence de l'onde P incidente. Dans certains cas,  $R_{pp}$  est supérieur à  $R_{ps}$ ; dans d'autres cas  $R_{ps}$  est supérieur à  $R_{pp}$ . Le cas d'une onde P de fréquence 55 Hz et d'angle d'incidence proche de 60° est le plus représentatif du cas réel des VSP de Soultz-sous-Forêts (Tab. 1 et Fig. 3.5). Lorsqu'une telle onde rencontre une faille contenant de l'eau, une réflexion P-S peut être observée (Fig. 3.18). La présence d'eau peut donc être une explication des conversions observées à Soultz-sous-Forêts. Cependant, la valeur du coefficient de réflexion calculé ( $R_{ps} = 0,6$ ) est très différente de celle mesurée par Pujol (2009) ( $R_{ps} = 0,18$ ). De plus, une onde P-P pourrait vraisemblablement être enregistrée. Ces deux éléments représentent donc deux écarts aux observations.

La géométrie de la couche d'eau modélisée n'est pas réaliste et pourrait expliquer ces différences. Pour des raisons pratiques, la présence d'eau a été introduite comme une couche désolidarisant totalement les épontes de la faille. L'épaisseur de cette couche semble avoir un effet négligeable sur les coefficients de réflexion modélisés (voir Pujol (2009)), ce qui montre que le découplage mécanique entre les deux compartiments est quasi-parfait. Pour davantage de réalisme, il serait préférable de modéliser une zone à matrice rocheuse (de composition de granite altéré, de gouge, de minéraux précipités... voir Géraud et al. (2010)) et dont la porosité serait investie par un ou plusieurs fluides éventuellement sous pression (Chapitre 1 II). Par ailleurs, l'anisotropie de fracture, jouant un rôle certain dans la réflectivité d'après par exemple Cai et Chen (2009), devrait être prise en compte.

L'estimation de  $R_{PS}$  à Soultz-sous-Forêts par Pujol (2009) consiste à calculer le rapport d'amplitude entre la réflexion P-S et l'onde directe P pour une certaine profondeur. Cette définition s'écarte donc de la définition donnée au début du manuscrit car l'amplitude de l'onde directe provoquant la réflexion n'est pas connue. Malgré cela, ce type de calculs représente une source d'information importante à développer : cette grandeur calculée distinctement pour chaque source et par intervalle de profondeur pourrait apporter des informations spatiales sur l'atténuation des ondes et les variations de  $R_{PS}$  le long des failles. Des changements d'état de la faille (épaisseur, porosité...) pourraient être ainsi détectés comme l'ont fait Zillmer et Kashtan (2002).

## I 3.4 Conclusion

Les contrastes de lithologie, d'anisotropie, la présence de fluides, la fréquence des signaux, l'angle d'incidence ont des effets reconnus sur la réflectivité d'une zone de faille. En particulier, la simple présence de fluides (sans surpression nécessaire) est quasi unanimement mise en cause dans l'augmentation de son pouvoir réflectif P-S (Jones et Nur, 1984 ; Lüschen et al., 1993 ; Carr et al., 1996 ; Harjes et al., 1997 ; Smithson et al., 2000 ; Rothert et al., 2003 ; Lüschen, 2005), ce qui est observé dans le socle fracturé de Soultz-sous-Forêts. Les modélisations de Pujol (2009) mettent en évidence le rôle prépondérant de l'eau et de l'angle d'incidence de l'onde P dans la réponse élastique d'une zone de faille. La génération de réflexions P-S d'amplitude significative est retrouvée dans un cas où la présence d'eau est prise en compte. Cependant, les architectures de zones de faille utilisées sont simplistes. Les cas b et c de la figure 3.18 sont des cas extrêmes de géométries entre lesquels des modèles plus réalistes doivent faire intervenir une distribution plus complexe de la porosité.

## I 4. ANALYSES STATISTIQUES DE MARQUEURS DE CIRCULATION

Les fractures affectant les carottes du puits EPS1 sont quasiment toutes marquées par un ou plusieurs remplissages de quartz, de carbonates ou encore d'argiles (Genter et Traineau (1996), et voir chapitre 1 III). Ceci montre que ces discontinuités, joints et failles, ont drainé des fluides qui ont conduit à la précipitation de ces produits secondaires. Les occurrences de veines de quartz et de carbonates ont été étudiées ici pour caractériser la fracturation d'extension décimétrique à métrique et son activation lors d'épisodes de drainage, dans la continuité des travaux notoires de Dezayes (1995), Genter et Traineau (1996), Sausse et al. (1998). Cette analyse permet de compléter, à petite échelle, l'étude de la structuration du massif réalisée à l'échelle hectométrique par VSP.

## I 4.1 Orientation intra-bloc des veines

L'étude de la fracturation et de ses remplissages est notamment permise par les carottes du puits EPS1 décrites par Genter (1999). Des traitements statistiques ont été appliqués à ces données par Sausse et al. (1998) suivant des intervalles de profondeur constants, montrant quelques variations d'orientation des structures dans ces intervalles. Ces mêmes données sont ici réutilisées, mais les zonations en profondeur sont définies par les zones de faille, de façon à considérer la fracturation par blocs structuraux (fracturation "intra-bloc"). L'identification des zones de faille est reprise à partir de Genter (1993) et Dezayes (1995) (Fig. 3.19). La fracturation et les veines ont été représentées sous forme de stéréogrammes pour chacune de ces zones altérées et pour les blocs qu'elles séparent, en considérant les remplissages carbonatés et quartzeux (Fig. 3.20). Cette considération par blocs montre que les populations de veines de quartz et de carbonates sont rarement concordantes avec la fracturation générale en termes d'orientation et de proportion (Fig. 3.20) :

Par exemple, les veines de calcite des zones 2, 5 et 19 sont concordantes avec la fracturation générale de ces zones car la proportion de fractures à remplissage carbonaté est élevée (jusqu'à 100 %, bloc 19). Les veines de quartz sont orientées suivant des familles secondaires qui ressortent de la fracturation générale.

Dans les zones 0, 1ab, 1bc, les fractures contenant du quartz sont nombreuses. Les remplissages de quartz et de calcite occupent les mêmes familles d'orientation (N020°E, N080°E, N160°E, et aussi sub-horizontales), mais la répartition en densité des veines de carbonates diffère (blocs 0 et 1bc). Dans le bloc 0 les carbonates sont absents.

Pour la calcite comme pour le quartz, l'orientation des veines (toutes épaisseurs confondues) et des veines les plus épaisses sont relativement similaires, mis à part la calcite dans les blocs 19 et 5.

Les fractures sub-horizontales, associées à une rubéfaction du granite, sont nombreuses au toit du socle, et sont de plus en plus rares avec la profondeur (Genter et Traineau, 1996 ; Hooijkaas et al., 2006) (Fig. 3.19b). Dans la zone 0, les veines de quartz sont généralement sub-horizontales, alors que les veines de calcite sont plus fortement pentées ou absentes (zone 1ab, Fig. 3.20a).

L'ensemble des veines observées au sein des blocs a été représenté tous blocs confondus (Fig. 3.20b). Les principales familles de fractures apparaissent suivant les orientations N020°E 80W et N160°E 70E. Ces orientations ne sont pas systématiquement représentées dans chaque bloc (Fig. 3.20a). Les directions des veines de quartz sont très différentes de celles des veines de carbonates et de celles de la fracturation globale. Les remplissages sub-horizontaux à quartz sont relativement plus représentés, de même que la famille N160°E 70°E.

Les familles les mieux exprimées dans les blocs à distance du toit du socle (5, 17 et 19) ont leur azimut proche de N040°E et N165°E (Fig. 3.20). Ces populations sont retrouvées aussi dans la zone 2. Une famille plus discrète est organisée suivant la direction N010°E. La famille orientée N165°E 65°NE est significativement investie par le quartz.



Fig. 3.19 : Nombre cumulé de fractures dans ESP1 mesurées à partir des carottes. En rose figurent les zones de faille identifiées et nommées par Genter (1993). Cette nomenclature est complétée par une numérotation des blocs structuraux. Les intervalles en bleu indiquent l'absence de carottes. a) Évolution du nombre cumulé de fractures, toutes fractures confondues (d'après Dezayes (1995)). b) Nombre de veines cumulé et normalisé par rapport au nombre de veines à calcite (d'après Sausse et al. (1998)).



Fig. 3.20 : Représentations stéréographiques de l'orientation des fractures dans le puits EPS1, avec distinction des veines à quartz et à carbonates. a) Différenciation par blocs structuraux et zones de faille. b) Fracturation dans l'ensemble des blocs (données des zones de faille exclues).

La fracturation se compose donc de plusieurs populations (sub-horizontale, N020°E, N040°E, N080°E, N160°E). L'orientation sub-méridienne de la fracturation globale est un effet de moyenne, qui masque l'expression de certaines familles. La fracturation dans les zones de faille doit être exclue des stéréogrammes de façon à ne considérer que la fracturation intra-bloc, vraisemblablement plus représentative de la diversité des familles de fractures présentes, qui peuvent être héritées en partie de la préstructuration fragile du granite et ainsi refléter l'héritage structural.

L'ensemble du domaine intra-bloc contient bien plus de veines à carbonates (892) que de veines à quartz (164) (Fig. 3.20b). Cette observation est en accord avec la dispersion des veines de carbonates, et la concentration des veines de quartz dans et au voisinage des zones de faille (Sausse et al. (1998), Fig. 3.19).

Ces résultats sont basés sur un échantillonnage très localisé (échelle de la carotte), et les veines de carbonates et de quartz sont des sous-ensembles de la fracturation générale. Malgré ces deux limites à la représentativité statistique, il est évident que les circulations épisodiques auxquelles sont associées les précipitations n'empruntent pas les mêmes réseaux (Figs. 3.19 et 3.20). Le réseau utile, créé par l'ouverture des fractures, est donc variable dans l'espace (d'un bloc à l'autre) et dans le temps (au sein d'un même bloc, suivant les différentes générations de veines). Ceci peut être l'expression de la variabilité des contraintes suivant les régimes tectoniques subis par la formation (Chapitre 1 I 2.). De plus, sous le régime de contraintes régional actuel, les contraintes horizontales présentent des variations directionnelles de l'ordre de plusieurs dizaines de degrés dans d'autres puits, en fonction de la position et de l'orientation des failles majeures (Cornet et al., 2007 ; Valley, 2007, Chapitre 1 III). Ceci pourrait donc expliquer l'ouverture de familles de directions différentes lors d'un même épisode de circulation.

## I 4.2 Épaisseurs des veines

L'épaisseur des veines relevées dans EPS1 permet de caractériser l'espace poreux occupé par ces veines ( $\Phi$ , voir sa définition en début de manuscrit). L'épaisseur cumulée des veines contenant du quartz est de 2,269 m, ce qui représente  $\Phi$  = 0,29% de la longueur de puits entre la veine la plus superficielle et la veine la plus profonde. Ces mêmes grandeurs sont plus faibles concernant les carbonates avec respectivement 0,399 m et  $\Phi$  = 0,05%. Même si l'échantillonnage n'est pas exhaustif, en particulier dans les zones de faille (Genter et al., 1997a), ces valeurs montrent l'extrême concentration spatiale des réseaux utiles.

La distribution des épaisseurs des veines (représentée de façon analogue aux espacements, Chapitre 2 VI), toutes natures confondues, sur l'ensemble des carottes de EPS1, est exponentielle (Genter et Traineau, 1996). En revanche, lorsqu'une sélection est faite suivant leur nature, des distributions particulières sont observées (Fig. 3.21) : si des effets de troncature et de sensibilité supposés affecter les valeurs extrêmes sont écartés, les distributions des épaisseurs suivent des lois de puissance.

Des exposants de 0,86 et 1,56 caractérisent respectivement les remplissages à quartz et à calcite (Fig. 3.21). Un tel comportement, dit autosimilaire, est fréquemment décrit pour les épaisseurs de veines (Barton et Zoback (1992), Johnston et McCaffrey (1996), Cello et al. (2001), Gillespie et al. (2001), Jolly et Cosgrove (2003), McCaffrey et al. (2003), André-Mayer et Sausse (2007), et voir une synthèse dans Bonnet et al. (2001)). Une condition nécessaire à une telle distribution est l'absence de stratification qui pourrait contrôler la longueur et l'épaisseur des veines (Gillespie et al., 1999). Des valeurs d'exposant de 0,5 à 0,8 caractérisent les veines relevées au sein ou à proximité de failles (Roberts et al., 1999). Les valeurs obtenues dans des blocs peu faillés sont plus élevées (d'environ 1 à 2,5 suivant les contextes, d'après Gillespie et al. (1999), Bonnet et al. (2001), McCaffrey et al. (2003), André-Mayer et Sausse (2007)).



Fig. 3.21: Distribution des épaisseurs des veines observées sur les carottes du puits EPS1. Les cercles correspondent aux points sélectionnés pour l'ajustement de lois de puissance.

La valeur de 1,56 caractérisant les carbonates dans EPS1 est donc cohérente avec leur répartition assez homogène le long du puits mise en évidence par Sausse et al. (1998) (Fig. 3.19). Les remplissages à quartz sont davantage localisés dans et au voisinage des failles (Fig. 3.19), ce qui est aussi reflété par un exposant faible (0,86). L'analyse combinée des distributions d'épaisseur (Fig. 3.21) et de leur occurrence dans le cadre structural (Fig. 3.19b) confirme donc que la dynamique des circulations de fluides précipitant le quartz et les carbonates ont été différentes, comme cela a été suggéré par exemple par Sausse et al. (1998). Ceci complète les analyses géochimiques indiquant une variabilité de l'origine des fluides et leur circulation pulsée (Dubois et al. (2000), et voir chapitre 1). Par ailleurs, ces résultats indiquent que, à l'échelle des ~800 m de carottes de EPS1, le drainage du massif par les fluides carbonatés n'a pas été particulièrement localisé dans des couloirs de circulation, comme semblent par contre le montrer les fluides siliceux par exemple. L'utilisation des carbonates comme marqueurs de chemins de circulations préférentiels actuels peut donc être mise en doute (voir une synthèse dans Ledésert et al. (2010)).

Les distributions autosimilaires de l'épaisseur des veines (Fig. 3.21) montrent que les petites fractures contribuent fortement à la porosité du massif lors des épisodes de circulation à carbonates ou quartz, contrairement à des distributions log-normales ou exponentielles par exemple (Gillespie et al., 1999 ; Loriga, 1999). Une telle distribution obtenue sur toute la partie granitique du puits EPS1 indique la bonne connexion du réseau de fractures à l'échelle hectométrique. La connexion hydraulique des fractures lors d'une déformation croissante a été montrée par Roberts et al. (1999) qui identifient une homogénéisation des caractéristiques géochimiques des veines dès lors que la distribution de leurs épaisseurs devient autosimilaire. Par conséquent, à Soultz-sous-Forêts, les circulations des fluides ayant induit les précipitations de quartz et de calcite ont utilisé des réseaux poreux certes peu importants en volume (respectivement 0,29% et 0,05%), mais qui présentent de très bonnes connexions étendues au moins à l'échelle hectométrique des carottes de EPS1.

## I 4.3 Zones altérées

En complément de l'étude de veines qui permettent de caractériser l'espace poreux occupé par les veines ( $\Phi$ ), l'ampleur des zones altérées au sein du batholite est ici quantifiée. Outre les altérations pervasives tardi-magmatiques, des altérations de type hydrothermal et supergène se sont développées dans le granite de Soultz-sous-Forêts (Chapitre 1). Les zones présentant une déformation (bréchification, mylonitisation) et une altération (rubéfaction, hydrothermalisme) ont été relevées sur les trois puits les mieux contraints par diagraphies, imageries et carottages (EPS1, GPK1, GPK2, par Genter et al. (1997b) et Genter et al. (1999)).

Leurs proportions ont été calculées par rapport aux longueurs de puits (Tab. 2). Elles sont variables, de 16% dans EPS1, à 36% dans GPK1 et 40% dans GPK2. L'altération hydrothermale d'intensité faible à moyenne représente la majeure partie des altérations. Son développement et la fracturation sont interdépendants, puisque d'une part, les fractures présentent des chemins de circulations de fluides préférentiels, et d'autre part, l'affaiblissement mécanique du granite qui résulte des altérations favorise la formation de couloirs de fracturation (Chapitre 1). Ces valeurs ne sont représentatives que le long des trois puits, c'est-à-dire le long de profils linéaires et verticaux au premier ordre, sur une longueur totale de 4926 m (Tab. 2). Mais ils donnent un ordre de grandeur (plusieurs dizaines de %) du volume altéré relatif qui peut être attendu à l'échelle du massif. La porosité matricielle des faciès d'altération filonienne pouvant varier entre 1 et 20 % (Surma, 2003 ; Ledésert et al., 2010 ; Géraud et al., 2010), ces zones ont pu et peuvent encore jouer un rôle majeur dans la porosité totale du réservoir.

|      | GRAN   | CUMU   | MELA         | MFKR    | MGRA  | XENO  | XSED  | TOTAL   | RATIO (%)                  | TOTAL LENGTH |  |
|------|--|--------|--------------|---------|-------|-------|-------|---------|----------------------------|--------------|--|
| EPS1 | 492,76   | 93,20  | 33,12        | 26,39   | 2,53  | 32,76 | 0,98  | 681,74  | 83,8                       | 813          |  |
|      | BREC   | CATA   | HYDR         | MBRE    | MYLO  | PMYL  | VEN   | TOTAL   | RATIO (%)                  |              |  |
|      | 14,78  | 43,27  | 54,85        | 8,69    | 0,90  | 3,50  | 5,49  | 131,48  | 16,2                       |              |  |
|      |  |        |              |         |       |       |       |         |                            |              |  |
| PK1  | GRAN   | PROP   | MELA         | MFKR    | LEG1  | LEG2  |       | TOTAL   | RATIO (%)                  | TOTAL LENGTH |  |
|      | 1036,64  | 98,78  | 185,00       | 26,00   | 15,55 | 49,39 |       | 1411,36 | 63,5                       | 2221         |  |
| Ū    | HEMA   | HLOW   | HMOD         | HHIG    | HEXT  |       |       | TOTAL   | RATIO(%)                   |              |  |
|      | 70,11  | 256    | 320,28       | 142,18  | 21,04 |       |       | 809,61  | 36,5                       |              |  |
|      |  |        |              |         |       |       |       |         |                            |              |  |
|      | GRAN   | MELA   | MFKR         | GR2M    | XENO  |       |       | TOTAL   | RATIO (%)                  | TOTAL LENGTH |  |
| PK2  | 909,20   | 134,40 | 6,00         | 68,50   | 13,00 |       |       | 1131,10 | 59,8                       | 1892         |  |
| 0    | HLOW   | HMOD   | HHIG         | HEXT    |       |       |       | TOTAL   | RATIO(%)                   |              |  |
|      | 446,60   | 206,70 | 105,30       | 2,30    |       |       |       | 760,90  | 40,2                       |              |  |
|      |  |        |              |         |       |       |       |         |                            |              |  |
|      | GRAN BIOTITE PORPHYRITIC STANDARD GRANITE        |        |              |         |       |       |       | BREC    | BRECCIA                    |              |  |
|      | S  | PROP   | PROPYLITISE  | GRANITE |       |       |       | MBRE    | MICROBRECCI/               | Ą            |  |
|      | Ü  | MELA   | BIOTITE-RICH | GRANITE |       |       | ល     | CATA    | CATACLASITE                |              |  |
|      | MFKR K-FELDSPARRICH PORPHYROID GRANITE           |        |              |         |       |       | 픵     | PMYL    | PROTOMYLONITE              |              |  |
|      | MGRA MICROGRANITE                                |        |              |         |       |       | AC    | MYLO    | MYLONITE                   |              |  |
|      | XSED XENO XENOLITE                               |        |              |         |       |       | E C   | HEMA    | HEMATITISED GRANITE        |              |  |
|      | LEG1 LEG2 LEUCOGRANITE 1, 2                      |        |              |         |       |       | Ē     | HYDR    | ALTERED GRANITE            |              |  |
|      | L GR2M 2 MICA GRANITE<br>CUMU K-FELDSPARCUMULATE |        |              |         |       |       | ji ji | HLOW    | LOWLY ALTERED GRANITE      |              |  |
|      |  |        |              |         |       |       | Ę     | HMOD    | MODERATELY ALTERED GRANITE |              |  |
|      |  |        |              |         |       |       | ۹     | HHIG    | HIGHLY ALTERED GRANITE     |              |  |
|      |  |        |              |         |       |       |       | HEXT    | EXTREMELY ALTERED GRANITE  |              |  |
|      |  |        |              |         |       |       |       | VEN     | QUARTZ VEIN                |              |  |

Tab. 2 : Proportions des sections de puits forées dans des zones déformées ou altérées. Les longueurs sont données en mètres.

# II. Structure de la couverture sédimentaire

Les analyses de VSP et de fracturation de ce chapitre montrent que des structures d'orientations très variées affectent le socle cristallin de Soultz-sous-Forêts. Une origine varisque est vraisemblable pour certaines d'entre elles. L'extension oligocène et les régimes transpressifs ou transtensifs post-oligocènes pourraient être responsables de leur réactivation ou de la néoformation d'autres failles, mais aucune expression de structures de socle autres que sub-méridiennes n'a été décrite dans la couverture sédimentaire (Cautru, 1989 ; Renard et Courrioux, 1994). Les structures imagées par VSP se trouvent au sein du horst de Soultz-sous-Forêts dont le toit du socle ne présente pas de décalages verticaux importants (Fig. 1.27). Par ailleurs, les seules structures de socle introduites dans certains modèles structuraux sont les prolongations en profondeur des failles normales vues dans la couverture sédimentaire (voir par exemple Castera et al., 2008). Ces raisons ont motivé la réinterprétation de la ligne sismique PHN84J acquise à proximité de Soultz-sous-Forêts et dont un retraitement a été supervisé par le BRGM. Des VSP acquis en 1988 dans le toit du socle ont aussi été réinterprétés. Deux méthodes d'exploitation d'une diffraction enregistrée par VSP sont présentées et appliquées à ces données dans le but de localiser l'objet diffractant dans le voisinage du puits d'acquisition. L'ensemble de ces interprétations fait l'objet d'un article publié dans les Comptes Rendus Geoscience de l'Académie des Sciences de Paris.

## Présentation sommaire

L'interprétation d'un profil sismique PHN84J orienté E-W permet de caractériser des failles normales sub-méridiennes développées au sein du graben Rhénan (Fig. 3.23). À l'Ouest du profil, le socle et sa couverture sédimentaire sont découpés par des structures à pendage ouest qui délimitent des blocs basculés. Ce domaine est structuré par des failles antithétiques de la faille Rhénane qui forme la bordure ouest du remplissage tertiaire (Fig. 1.9f). L'exploitation d'une diffraction détectée par VSP permet de conforter localement l'interprétation du profil de sismique réflexion (Fig. 3.29) : la présence d'un coin concave de matériel sédimentaire mis en contact tectonique avec le socle cristallin produit une diffraction de type S-S. Deux méthodes d'estimation de la distance puits-objet diffractant appliquées à ce signal permettent de conforter localement la reconnaissance de la géométrie d'un bloc basculé.

À l'Est du horst de Soultz-sous-Forêts, la structuration des formations est plus complexe qu'un système de blocs basculés (Fig. 3.23). Un découplage de la déformation tertiaire est observé au sein de la couverture sédimentaire. Les formations argileuses du toit du Buntsandstein, salifères du Muschelkalk moyen et du Keuper jouent le rôle de décollement, expliquant la non connexion locale de structures de la partie supérieure de la couverture sédimentaire avec celles du tégument et du socle cristallin.

#### C. R. Geoscience 342 (2010) 575-586



Contents lists available at ScienceDirect

## **Comptes Rendus Geoscience**



www.sciencedirect.com

### Internal geophysics

Decoupling of deformation in the Upper Rhine Graben sediments. Seismic reflection and diffraction on 3-component Vertical Seismic Profiling (Soultz-sous-Forêts area)

Découplage de la déformation dans les sédiments du fossé Rhénan. Sismique réflexion et diffraction détectée par Profil Sismique Vertical à trois composantes (région de Soultz-sous-Forêts)

Joachim Place <sup>a,\*,b</sup>, Marc Diraison <sup>a</sup>, Charles Naville <sup>c</sup>, Yves Géraud <sup>a</sup>, Marc Schaming <sup>a</sup>, Chrystel Dezayes <sup>d</sup>

<sup>a</sup> IPGS-UMR 7516, CNRS, institut de physique du globe de Strasbourg, université de Strasbourg (EOST), 1, rue Blessig, 67084 Strasbourg cedex, France <sup>b</sup> GEIE « Exploitation minière de la chaleur », route de Soultz, BP 38, 67250 Kutzenhausen, France

<sup>c</sup> IFP. division géologie-géochimie. 1–4. avenue de Bois-Préau. 92582 Rueil-Malmaison. France

<sup>d</sup> BRGM, département géothermie, 3, avenue Claude-Guillemin, BP 6009, 45060 Orléans cedex 2, France

#### ARTICLE INFO

Article history: Received 3 November 2008 Accepted after revision 16 June 2009 Available online 18 February 2010

Written on invitation of the Editorial Board

Keywords: Upper Rhine Graben Tertiary tectonics Decollement Tilted block Seismic reflection Three-component (3C) VSP Diffraction

Mots clés : Fossé Rhénan supérieur Tectonique tertiaire Décollement Bloc basculé Sismique réflexion PSV à trois composantes (3C) Diffraction

#### ABSTRACT

A contribution to the definition of the structural pattern of the Soultz-sous-Forêts EGS (Enhanced Geothermal System) is presented here. After reprocessing, the PHN84J seismic reflection profile highlights the tilted blocks of the Merkwiller-Péchelbronn oilfield. In the Soultz-sous-Forêts horst, complex fault patterns are observed: the Hermerswiller normal fault flattens at depth and is rooted in decollements occurring in Triassic salt or clay series, while other steep normal faults affect underlying sedimentary formations and basement. Some methods for the exploitation of a seismic diffraction recorded by multi-component Vertical Seismic Profiling (VSP) are also illustrated to locate the diffractor without specific data processing. Polarisation and travel time analysis of a diffraction event recorded in the GPK1 borehole are analysed, and its exploitation combined with seismic reflection helps defining a tilted block geometry.

 $\circledast$  2010 Académie des sciences. Published by Elsevier Masson SAS. All rights reserved.

#### RÉSUMÉ

Le présent travail contribue à la reconnaissance du schéma structural du système géothermique de Soultz-sous-Forêts. Après retraitement, le profil de sismique réflexion PHN84J donne une image de bonne résolution des blocs basculés du champ pétrolifère de Merkwiller-Péchelbronn. Des structures complexes sont identifiées dans le horst de Soultz-sous-Forêts : la faille normale de Hermerswiller s'horizontalise en profondeur dans des décollements se produisant dans les niveaux salifères ou argileux triasiques, alors que d'autres failles normales à forts pendages affectent les formations sédimentaires sous-jacentes et le socle. Des méthodes simples d'exploitation d'une figure de diffraction enregistrée par Profil Sismique Vertical (PSV) multicomposantes sont également

\* Corresponding author. E-mail address: joachim.place@eost.u-strasbg.fr (J. Place).

1631-0713/\$ – see front matter © 2010 Académie des sciences. Published by Elsevier Masson SAS. All rights reserved. doi:10.1016/j.crte.2010.01.001

J. Place et al. / C. R. Geoscience 342 (2010) 575-586

présentées pour localiser la source diffractante, sans traitement particulier des données. La polarisation et le temps de trajet d'une figure de diffraction enregistrée dans le puits GPK1 sont analysés, et son exploitation combinée à la sismique réflexion contribue à définir la géométrie d'un bloc basculé.

© 2010 Académie des sciences. Publié par Elsevier Masson SAS. Tous droits réservés.

#### 1. Introduction

Mapping the geometry of permeable and non-permeable zones in crystalline rocks is fundamental in order to: (i) characterise natural fluid flows; and (ii) assess the possibility of making artificial fluid circulations. This is a prerequisite before storage of nuclear waste or geothermal field development. The Soultz-sous-Forêts Enhanced Geothermal System (EGS) is located in Alsace, in the north-east part of France. It has been initiated in the 1980s to develop an artificial heat exchanger in the deep crystalline rocks of the Upper Rhine Graben (Fig. 1). Thanks to many decades of oil exploitation of the Merkwiller-Péchelbronn reservoirs (Schnaebele et al., 1948), a large number of drill holes, numerous seismic surveys of various types and more recent geothermal researches at the Soultz-sous-Forêts site, the geology is fairly well understood (see among others Cautru, 1989; Foehn, 1985; Renard and Courrioux, 1994; Sausse et al., this issue; Total, 1987).

Drilling and logging data and later hydraulic tests showed that the main fluid circulations occur at depth levels where the boreholes intersect fractured zones (e.g. Evans et al., 2005; Genter et al., 1997). Consequently, several methods have been used, trying to map the main fractures affecting this geothermal field, and improve its 3D structural model (Sausse et al., this issue). As the outcome of investigation techniques are more or less successful and may impact the environment (Gérard et al., 2006), it is of great importance to use several, and complementary, methods to improve a reservoir model, which is fundamental for helping the heat source management during short and long term exploitation. In this respect, current efforts are made to re-examine several old seismic surveys carried out at the Soultz-sous-Forêts geothermal site.

This article presents a new structural interpretation – particularly of the sedimentary cover – based on a new analysis of a reprocessed reflection profile combined to results derived from old VSP data.

#### 2. Seismic reflection profile interpretation

#### 2.1. Description of the data

Several seismic reflection surveys had been carried out north of Haguenau over the last decades (1955, 1959– 1960, 1973–1978, 1981, 1984) targeting the Merkwiller-Péchelbronn oil reservoirs (Dylikowski, 1985; Foehn, 1985; Total, 1987). The last and most extended vintage has been acquired by the *Compagnie Générale de Géophysique* for Total.

The Kutzenhausen–Soultz-sous-Forêts area is covered by this survey and 6 of these lines (PHN84-x, Fig. 1) have





Fig. 1. Carte de localisation du profil de sismique réflexion PHN84J dans le fossé Rhénan supérieur, passant à quelques centaines de mètres au nord des têtes des puits du système géothermique de Soultz-sous-Forêts. Encart en bas à droite : positions des sources et du puits GPK1 pour l'acquisition en 1988 d'un PSV à déport nul et trois PSV avec déport (modifié d'après (Beauce et al., 1991)).



Fig. 2. a. Profil de sismique réflexion PHN84J après son récent retraitement. b. Interprétation du profil.

been interpreted at an early stage of the geothermal project (Cautru, 1989). This interpretation led to a good sen and the Soultz-sous-Forêts faults and to the east by the Hermerswiller fault (see, for example, Renard and Courunderstanding of the sedimentary cover and an accurate positioning of the Soultz-sous-Forêts horst located within rioux, 1994). basement high is bounded to the west by the Kutzenhaua major thermal flux anomaly. This sub-meridian trending

# 2.2. Reprocessing of line PHN84J

The Bureau des Recherches Géologiques et Minières (BRGM) supervised the reprocessing of the PHN84J line in 2007 in the framework of the Soultz-sous-Forêts acquisition parameters were set up to image shallowest sediments (Foehn, 1985). Previous processing and intersome artefacts disappeared and sedimentary reflectors are better defined (Fig. 2a). The top of the basement and the pretations of this profile are available in Beauce et al., Permian) are still not well defined, probably because base of the sedimentary cover (Buntsandstein, and Early static corrections and better time migration. As a result, geothermal project. The work was focused on accurate 1991; Cautru, 1989; Foehn, 1985; Total, 1987.

2.3. Interpretation approach

SeisVision<sup>TM</sup> (Geographix Discovery) was used for the new interpretation. Due to the large number of wells drilled in the area, many archives were collected at BRGM

formations. (Banque du Sous Sol, managed by BRGM) or in archives allowed us to localise the depth of the sedimentary and the European Economic Interest Grouping (EEIG). Numerous boreholes files gathered in the French BSS

profile (Fig. 1). Nevertheless, in non-faulted domains the fit is satisfactory. In addition, the top of basement seen at  ${\sim}900~ms$  (Fig. 3) is properly positioned in time on the seismic section (see Fig. 8 for a detailed view). seismogram does not satisfactorily fit the reflection profile is available in GPK1 from the 1988 survey (Fig. 3). The synthetic seismogram based on a VSP-calibrated sonic log (2007) and OBER 101 (1987) (Fig. 1) have also been used. A investigations, and the distance between the well and the numerous faults reported in driller report and geological at the well location, probably because of the presence of Time-depth relations available in GPK1 (1988), GPK4

characterized by different seismic signatures from one fault block to the other. For example, the Red Bed horizon has been identified thanks to borehole data, but could not have been localised without doubt in compartments where In general, the other syn-rift formations are inherently line on Fig. 2b), is recognised in the seismic profile only within the basin to the east of the Soultz-sous-Forêts horst. Hermerswiller fault (see Ménillet, 1970 and yellow dashed 2006; Total, 1987). This clear unit, cropping out west of base of the Upper Rupelian (at about 30 My after Roussé phase below, corresponding to the "Schistes à Poissons" formation. A yellow line has been drawn in the negative Rupelian – The strongest and imbricated syn-rift reflectors – pelian – correspond to the "Couches à Mélettes"



Fig. 3. Viresses soniques calibrées, sismogramme synthétique en résultant, et principaux réflecteurs au puits GPK1 (modifié d'après documents du GEIE « Exploitation minière de la chaleur », (Cautru, 1989)).

170

well data are missing. The depth of this unit is therefore approximately drawn between the Soultz-sous-Forêts fault and the Hermerswiller fault (see the question mark on Fig. 2). For the same reason, it has also been difficult to localise the Meso-Cenozoic discordance (orange on Fig. 2b) between the wells where it is recognised. The fact that in some places the top of Aalenian (green on Fig. 2b) seems to disappear or seems to present a variable seismic signature could reveal the presence of the unconformity.

#### 2.4. Main observations

A series of tilted blocks is clearly displayed in the western part of the profile after reprocessing, in accordance with previous interpretations (Cautru, 1989; Dylikowski, 1985; Foehn, 1985; Total, 1987). The Heidenbœsch, Péchelbronn, Hœlschloch and Kutzenhausen faults are identified continuously from shallow reflectors down to the basement through the sedimentary cover (Fig. 2). Thickening of some deposits within the syn-rift sequence – especially below the top Red Bed – is observed mainly due to the Kutzenhausen fault activity. This tilted block group, corresponding to the Merkwiller-Péchelbronn oil field, is limited by the Rhenish Fault bordering the Rhine Graben to the west (Fig. 1, outside Fig. 2), and by the Soultz-sous-Forêts horst to the east.

However, the eastern border of the Soultz-sous-Forêts horst and the sedimentary cover exhibit a more complex fault pattern: (i) On the one hand, the Rupelian units identified within the Hermerswiller fault hanging wall outcrop in its foot wall (Ménillet, 1970), leading to an important throw along this single fault (Fig. 2b). On the other hand, the top of basement shows several little steps rather than a major throw along one fault (between CMP 1100 and 1250); (ii) Antiform-shaped sediments in the Hermerswiller fault hanging wall between CMP 1200 and 1300 might be a signature of fault flattening with depth; (iii) A couple of seismic horizons highlighted in dark and light blue (Fig. 2b) above the top Buntsandstein cannot be followed horizontally at about CMP numbers 1080 and 1100, while a similar seismic reflector sequence, labelled (1), is found just below this gap and presents a different apparent dip value; (iv) Slight variations of the seismic signature of the Keuper are identified in the 950-1200 CMP interval; (v) A poor lateral coherence of the seismic signal is observed in the 1200–1250 CMP and 850–1000 ms zone.

These observations show that the continuity of the Hermerswiller fault from the surface to underlying basement faults is not suitable. The deepest subhorizontal level, highlighted in green, acting as a decollement level, could lead to a local thrusting of the little block of Muschelkalk labelled (1) by a sheet of the same unit (Fig. 2b). This interpretation would explain the first three points above. This decollement would occur within the top of Buntsandstein clay units.

The continuity between the Hermerswiller fault and this decollement is not clear, and the two last observations above lead to identify a rooting of the Hermerswiller fault in the Keuper salt series with a possible accumulation of plastic material below the Hermerswiller graben due to back flow. This decollement is represented by the upper subhorizontal green line in the 1100–1200 CMP interval on Fig. 2b.

At the western border of the horst, the Soultz-sous-Forêts fault exhibits a complex fault pattern (Figs. 2 and 8). A continuous fault segment is recognised through the whole sedimentary sequence by reflector terminations. The top of basement is also shifted, as its position can be inferred from a diffraction event observed on VSP (see Section 3) despite it being not clearly identified in the hanging wall by seismic reflection. Between 600 and 900 ms, an interface limiting laterally the reflectors is clearly resolved and presents a decrease of its dip value with increasing depth. This curved fault is connected in its upper part to the Soultz-sous-Forêts fault and is lost while it becomes subhorizontal within the Upper Buntsandstein. A connection of this fault to the Kutzenhausen fault is unclear.

#### 2.5. Discussion

The fault pattern is complex at the eastern boundary of the Soultz-sous-Forêts horst but it can be easily explained in the light of previous works. A plastic layer between a basement and its cover sequence submitted to extension lead to extensional forced folds as described by analogue modelling (Withjack and Callaway, 2000). A detached horst near the hanging wall hinge may also result from this bending, that explains the individualisation of the block labelled (1) (Fig. 2) in an early stage of the Tertiary extension. Then, higher displacement caused a local thrust of the block resulting in a pop down with a subsequent slight clockwise rotation. Such thrusting in extensional contexts has been reported by Vendeville (1987).

In the western border of the horst, the Soultz-sous-Forêts fault presents a second branch that becomes subhorizontal with depth, but no salt rollers characterized by low seismic signal coherence can be identified in this zone. The thickness of the prerift sequence in the two Kutzenhausen fault compartments is quite well preserved. Evidence of decollements is therefore not as clear as in the Hermerswiller area. The curved branch of the Soultz-sous-Forêts fault may be a relay segment linked to the Kutzenhausen fault.

The Tertiary east-west extensional stress regime (Schumacher, 2002) led to classical normal faulting and blocks tilting in the western part of the profile as previously described (Cautru, 1989; Dylikowski, 1985; Foehn, 1985; Total, 1987). However, more complex deformation accommodations at the Soultz-sous-Forêts horst location are now identified: clay and salt units of the top of Buntsandstein to Middle Muschelkalk, and Keuper formations may act as decollements. The flattening of faults in the Keuper units is a phenomenon already observed in the Rhine Graben (Maurin, 1995; Nivière, 1998).

The only principle to be respected in an intraplate continental extension is an accommodation of a same extension rate by the basement and its cover. In the case of an overburdened basement, the normal faults can be continuous in depth, if the materials are entirely brittle. If ductile layers are present within the sediments, decollements and decoupling can occur. Such a decoupling layer may allow a sedimentary cover to develop structures orthogonally to the main extension direction whatever the direction of the probably reactivated faults of the basement (Higgins and Harris, 1997).

The Tertiary east-west extension – triggering northsouth normal faulting – could have been superposed to the inherited Hercynian structural gain – striking N40° – of the basement (Edel et al., 2007). Main fault trends at either N0° or N30° values, identified from the top of Triassic deposits to the surface, are in agreement with such a decoupling (see Cautru, 1989; Foehn, 1985; Ménillet, 1970; Total, 1987 and insert in Fig. 1).

Borehole imagery and core analysis in the EPS1 geothermal well showed that the fractures in the Permian and Triassic sandstones present a N0° to N170° trend, whereas this value is N20° to N40° within the crystalline basement (Genter et al., 1997). Decollements may explain this discrepancy, occurring in centimetric to pluri-decimetric thick clay levels in the sandstones.

The east-west 2D approach taken in this article is too limited for further interpretation. Other 2D lines parallel to the present profile, or other geophysical data are necessary to measure the azimuth of the faults.

Some features not directly linkable to the Tertiary extension might be the consequences of Late and post-Oligocene strike - slip movements documented in the region (Schumacher, 2002). Even if no clear strike - slip features have been identified, the Hœlschloch fault system looks like a flower structure. The antiform shaping of the sediments in the Hermerswiller fault hangingwall could be related to this tectonic regime as well.

#### 3. 3C VSP interpretation applied to diffraction

#### 3.1. Description of the data

In the Soultz-sous-Forêts project, the first exploration borehole called GPK1 has been drilled in 1987 down to 2002 m; in this vertical well, the granite is encountered at 1377 m under Permian to Oligocene sediments. Several seismic surveys have been carried out in this well (for example Beauce et al., 1991; Le Bégat et al., 1994). In this article, we focus on a three-component (3C) VSP campaign acquired in 1988 in this borehole around the contact between the sediments and the basement. This 3C VSP data set is composed by a zero-offset VSP recorded at 27 receiver positions between 1250 and 2000 m (30 m spacing) and 6 check shots at 100, 300, 500, 700, 900 and 1050 m (Figs. 1 and 4). Also, three offset VSPs have been acquired at 17 receiver levels (30 m spacing) between 1250 and 1730 m in depth, with source offsets between 500 and 900 m. A conventional VSP processing - consisting in a sonic log calibration and computing a synthetic seismogram (Fig. 3) had been applied by Schlumberger on these data in the 150-2000 m depth interval. The pre-processed sections and the processing results are available only on paper.

#### 3.2. VSP arrivals identification

The vertical component of the zero-offset VSP GPK1 shows three main events between 1250 and 2000 m

(Fig. 4). The first one is the P wave direct arrival, presenting an apparent higher amplitude in the open hole section (the casing shoe was located at 1420 m at this period) than in the cased section. Then, a clear line up appears on the three components at 900 m (0.75 s) and is strongly attenuated with depth until about 1610 m (1.2 s). Its regular attenuation with depth indicates that the propagation of this wave does not depend on the tool position in the cased or open hole section, as observed for the P direct arrival. Thus, this wave is identified as the downgoing branch of a tube wave. Its velocity of about 1500 m/s is consistent with P wave velocity in water. After the P direct arrival, a strong event is observed in the 1580-1880 m depth interval, occurring at about 900 ms (Fig. 4). At greatest depth, this signal and the direct P wave are lost because of the high level of noise. This arrival presents a hyperbolic pattern denoting a diffraction with an apex located at about 1745 m. This signal is obvious on the vertical component but is not visible on the horizontal components; as the well is almost vertical, the seismic energy of this diffraction event is vertically polarised. Since the diffracted wave propagates almost horizontally from the diffracting structure to the well, this diffraction event is attributed to an S wave, vertically polarised. In addition, the very strong amplitude of this signal on the vertical axis represents about 30-40% of the amplitude of the P wave direct arrival.

#### 3.3. Interpretative exploitation of diffracted events

A single step formed by a vertical fault affecting a horizontal or subhorizontal reflector is the basic model usually studied to describe the diffractions occurring in faulted horizontally layered media. Waveform, frequency content, amplitudes of the diffracted waves, and other interpretation problems like overlapping of the waves, localisation of the fault, multiple effects... are largely documented in numerous papers (e.g. Angona, 1960; Berryhill, 1977; Harper, 1965; Hilterman, 1975; Rieber, 1937; Trorey, 1977; Zhang et al., 1990). All these works, applying seismic reflection can be transposed to VSP only after necessary adjustments. In particular, an approach was proposed in Grad and Perchuc (1978) to deduce the average velocity of the media and the position (offset and depth) of the diffracting body from the least square method applied to diffractions. However, if the geometry of acquisition is different from this case study (see an illustration in Dinstel, 1971), an error is introduced in the results that has been successfully solved by Schilt et al. (1981) to locate deep diffracting heterogeneities in the crust. Nevertheless, concerning the diffractions on VSP data sets, it is often possible to determine the P and S interval and sonic velocities.

In our case study, no clear signature of the diffraction is visible on the VSP horizontal components, which prevents any determination of the azimuth of the diffracted arrival. Nevertheless, it is possible to estimate the shorter distance between the borehole and the diffracting structure (called D in the following paragraphs) from the vertical component only using two complementary methods, basically illustrated in Fig. 5.

580





#### Fig. 3.25 :

Fig. 4. Selected time-depth domain of the vertical component of the zero offset VSP acquired in 1988 in GPK1 exhibiting a highly energetic diffraction. Additional VSP records from the 1993 acquisition in GPK1 and EPS1 (located ~500 m southeast of GPK1, labelled OGWH in Fig. 1) are represented at the same time and depth scales to illustrate the occurrence of S direct and P-S converted arrivals.

Fig. 4. Composante verticale du PSV à déport nul acquis en 1988 dans GPK1 (domaine de profondeur et de temps restreints) montrant une diffraction de forte énergie. D'autres enregistrements issus des acquisitions de 1993 dans les puits GPK1 et EPS1 (situé ~500 m au sud-est de GPK1, noté OGWH sur la Fig. 1) sont représentés aux mêmes échelles de temps et de profondeur pour montrer l'arrivée directe S et des arrivées P-S converties.

J. Place et al. / C. R. Geoscience 342 (2010) 575-586



Fig. 3.26 : Horizontal distance: D

**Fig. 5.** Sketch of the ray path recorded in a VSP survey when diffraction occurs (side view of the rays contained in a vertical plane). Two types of data allow one to determine the distance D between the diffracting structure and the well: (i) The difference in arrival time of the diffracted wave due to the length variation  $\Delta l$  of the path occurring at different depth levels (in orange); (ii) The time difference between the direct arrival (in black) and the diffracted wave.

**Fig. 5.** Schéma de propagation de rais diffractés enregistrés par PSV (vue latérale d'un plan vertical). Deux éléments permettent de déterminer la distance D qui sépare le puits du diffracteur : (i) La différence de temps d'arrivée enregistrée à chaque niveau d'enregistrement liée à la variation de longueur de propagation  $\Delta l$  (en orange); (ii) La différence de temps entre l'arrivée directe (en noir) et l'onde diffractée à la profondeur de l'apex (en pointillés) liée à la vitesse de l'onde diffractée.

The first method is based on the curvature of the hyperbolic arrival: the larger the distance of the diffracting structure from the borehole, the flatter the hyperbolic pattern. This hyperbolic shape is due to a difference in the distance between the diffracting body and the well at different depth levels (annotated  $\Delta l$  on Fig. 5). Thus, knowing the mode and the velocity of the diffracted wave from the direct VSP arrivals, it is possible to derive the distance D. The second approach uses the travel time difference between the direct and diffracted arrivals at apex depth, related to the velocity of the diffracted wave. The travel paths of the incident arrival generating the diffraction is represented by black and dotted lines in Fig. 5.

An illustration of their application to a sedimentary context from four-component VSP field data or from elastic wave modelling is proposed by Place et al. (2007). As these two methods are not limited to a specific geological environment, we illustrate in the present article their detailed application to crystalline rocks overlain by sediments.

#### 3.4. P and S wave velocities

The velocities of seismic waves are required to apply these methods. On the 1988 VSP records, the P direct arrival is clear, so that the P wave velocity can be easily calculated (Vp = 5660 m/s). However, no direct S wave is visible on the zero offset VSP (Fig. 4) and offset VSPs, even on horizontal components. As P and S direct arrivals are observed in the VSP survey carried out in 1993 in a deeper part of the same well (Fig. 4), and assuming that the Vp/Vs ratio is constant in the basement (1.63), a value of Vs = 3470 m/s is deduced within the 1400–2000 m depth interval.

#### 3.5. Estimation of distance D by curvature

The results of the estimation of the distance D by the first method are gathered in Fig. 6. The seismic traces focused on the hyperbola are shown. Four depth levels highlighted in red have been selected for the quality of their signal, allowing precise time picking. The computation of D results in values matching to each other at about 310 m (Fig. 6). The computed distance is highly sensitive to the precision of the time difference picking, since a variation of  $\pm 1$  ms generates at maximum an error of  $\pm 80$  m. The sensitivity to the velocity of diffracted S wave is about 10 m for  $\pm 100$  m/s. Assuming that the well is vertical at the hyperbola depth (the average inclination is about 1.8° at this level), the diffraction structure is located at about 1745 m in depth (i.e. the apex depth), 310 m away from the GPK1 well. Reasonable errors intervals for this location are  $\pm 20\,m$  in depth and  $\pm 50\,m$  in the calculated horizontal distance.

#### 3.6. Estimation of distance D by travel time

The incident wave which generates the diffraction cannot be subjected to multiple reflection because of its strong energy. Only a direct travel path between the source and the diffracting structure has to be considered. Then, the identification of the elastic mode of this downgoing wave can be deduced from first order travel time computations. A simple velocity model has been built: it is composed by two layers - representing the sediments and the granite separated by a horizontal contact at 1377 m depth (Fig. 7). P and S wave velocities are already known in the granite (see above); in the sedimentary cover the P wave velocity is chosen to verify the travel time of the direct wave, leading to Vp sediments = 3090 m/s, which is of course consistent with the value given by the velocity survey. To simplify the calculations, all the travel paths are considered to be linear, and the direct travel path is considered to be vertical. The results of the computation are (Fig. 7):

- (i) A P wave then diffracted in S mode arrives at too early time (0.608 s);
- (ii) The conversion of a P wave to S wave at the interface between the two layers infers a travel time of about 0.649 s, still too short;
- (iii) As the direct S wave arrives much later than the diffracted wave (Fig. 4), the diffraction cannot be generated by this S wave either.

J. Place et al./C. R. Geoscience 342 (2010) 575-586



#### Fig. 3.27:

Fig. 6. Precise time picking of the diffraction event allowing one to assess the distance D from the curvature of the hyperbola. A coherent estimation of the distance D is about 310 m from time picks positioned at the maximum of the phase. Similar results are obtained from time picks positioned on the zero. Fig. 6. Pointé précis de l'arrivée diffractée permettant d'estimer la distance D à partir de la courbure de l'hyperbole. Une estimation cohérente de cette distance D est d'environ 310 m à partir des pointés du maximum de la phase. Des valeurs similaires sont obtenues à partir des pointés du zéro de la phase.

A velocity value of 2000 m/s is required to fit the observed travel time, thus being interpretable only as a partitioning of P and S propagations with a conversion occurring in the overburden. The travel time method applied to the high energy P-S converted arrival observed in EPS1 considered at apex depth (Fig. 4) leads to a D value of 308 m (table of Fig. 7).

#### 3.7. Discussion

The diffracted S wave observed in GPK1 can be considered with confidence as generated by a clear P-S downgoing arrival converted in the sedimentary overburden, as illustrated by the 1993 data set acquired in GPK1 and EPS1 (Fig. 4). The distance of the diffracting object to the well is estimated to  $\sim$ 300 m by two methods. However, no clear P-S arrival is observed on the 1988 GPK1 data set.

Previous seismic studies (Cautru, 1989; Foehn, 1985; Total, 1987) showed that no major faults offsetting the sediments and the top of basement with approximate eastwest azimuth values are identified in the Soultz-sous-Forêts region. Consequently, the PHN84J is orthogonal to the most important Tertiary faults of the area, and the major structures able to generate a strong diffraction are probably imaged in the seismic section (Fig. 2). Thus, the GPK1 well has been represented on Fig. 8 after an



#### Fig. 3.28 :

Fig. 7. Diffracted propagation in a simplified model (at scale). A P-S downgoing arrival, converted in the sedimentary overburden, propagates from the source and generates a diffracted S wave toward the well (left side sketch). The computation of D from the travel time computation method (table) is applied to the P-S converted arrival observed in EPS1 at diffraction apex depth.

Fig. 7. Illustration de propagation diffractée dans un modèle de vitesse simplifié (à l'échelle). Une propagation de type P-S convertie dans la section sédimentaire entre la source et le diffracteur génère une arrivée diffractée de type S vers le puits (schéma de gauche). Le calcul de la distance D d'après la méthode des temps de trajet (tableau) est appliqué à l'onde convertie incidente P-S observée dans EPS1 à la profondeur de l'apex de diffraction.

#### J. Place et al. / C. R. Geoscience 342 (2010) 575-586



Fig. 3.29 :

Fig. 8. PHN84J seismic reflection profile before and after interpretation in the Soultz-sous-Forêts fault area (color code is given in Figs. 2 and 3). Zero time of VSP, given by the black curve, does not correspond to the zero time of the reflection seismic profile. The top of basement located at about 900 ms by calibrated logs in GPK1 (Fig. 3) fits the corresponding reflector on the seismic section. The diffraction could occur at the two red point locations, but arguments detailed in the text are in favor of the western one.

**Fig. 8.** Profil de sismique réflexion PHN84J vierge et après interprétation dans la région de la faille de Soultz-sous-Forêts (le code de couleur est donné sur les Fig. 2 et 3). L'origine des temps du PSV, donné par la courbe noire, ne correspond pas à l'origine des temps du profil de sismique réflexion. Le toit du socle situé à environ 900 ms sur des logs calibrés dans GPK1 (Fig. 3) est bien ajusté au réflecteur correspondant sur la section sismique. La diffraction observée pourrait se produire au niveau des deux points rouges, mais des arguments détaillés dans le texte sont en faveur de celui situé à l'ouest.

orthogonal lateral projection. Two red points representing two possibilities of the diffractor position are plotted at 300 m laterally from the well at the 1745 m depth value, converted into time (1031 ms) according to the time-depth curve derived from the GPK1 VSP (Fig. 3). The red point to the west of GPK1 is located right on the concave corner of sediments brought into contact with the basement by the Soultz-sous-Forêts normal fault (Fig. 8). The eastern point, located inside the basement, can be rejected as a major diffracting structure.

Fig. 8 illustrates that the downgoing P-S wave generating the diffraction propagates entirely in the sediments. This implies only minor changing in travel time results of Fig. 7. In addition, the onset of the direct S wave cannot be as precisely picked as the P direct wave (Fig. 4); thus the interface where the P to S mode conversion occurs cannot be identified within the sedimentary cover by upward continuation of the time-depth curves (Fig. 4).

The generation of diffractions by fault steps is well documented, but their study is often applied to wave propagation in P mode and restricted to the upper (convex) corner especially in seismic reflection (e.g. Angona, 1960; Berryhill, 1977; Harper, 1965). Our case study is more similar to the results obtained by multi-component VSP field records and/or elastic wave modelling analysis, (Levander, 1988; Place et al., 2007; Virieux, 1986), showing that diffractions may occur both at concave and convex fault corners. This similarity strengthens our interpretation of the diffracting fault edge located on the western side of the GPK1. The present P-S-S diffraction by an elongated fault corner exemplifies another seismic response of this kind of structure.

The slight discrepancy observed between the position of the diffractor (western red point in Fig. 8) and the corner imaged by seismic reflection can result from several causes: (i) the GPK1 well is located about half a kilometre south of the seismic line (Fig. 1); (ii) time-depth relation in the GPK1 well is not perfectly representative at the seismic line position, especially due to the Soultz-sous-Forêts fault position; and (iii) the deep part of the GPK1 well is slightly deviated, in contrast with the sketch on Fig. 8.

Curiously, no other diffraction in P or S mode can be observed at the concave or convex Soultz-sous-Forêts fault corners on the zero offset VSP or on the three offset VSPs. Therefore, a minor variation of the seismic source position at the surface (about  $15^{\circ}$ -30° seen from the diffractor) does not result in diffraction in the GPK1 well, even with lower amplitude. It emphasises the complex elastic behaviour of diffracting objects, in particular their radiation patterns, as already observed in previous case studies (Naville et al., 2004; Place et al., 2007). The theoretical aspects of diffraction is poorly documented, except some attempts regarding basic fault step geometry (Berryhill, 1977; Grad, 1984) or cracks (e.g. Coutant, 1989; Kawahara and Yamashita, 1992; Liu et al., 1997; Tan, 1977; Van der Hijden and Neerhoff, 1983; Wu and Aki, 1985). Such approaches should be continued to more accurate fault step geometries to address their very erratic and anisotropic radiation patterns. One issue of such studies would be to assist the diffractions to occur, by accurately positioning the sources and receivers around possible diffractors. Nevertheless, it is noteworthy that the exploitation of diffractions is mastered enough for structural geology applications, helping the interpretation

in various geological contexts. For example, such an analysis could be applied to the VSP data set presented in Marti et al., 2006 where a nice diffraction probably marking fault intersection is neglected (Fig. 3 of their paper).

#### 4. Conclusion

The updated interpretation of the PHN84J seismic line confirms that no important Tertiary throw occurred on the faults that are intersected within the basement by the geothermal wells. In addition, possible decollements occurring in Triassic formations may decouple deformation between the basement and the cover, leading to complex fault patterns, such as the Hermerswiller fault. Thus, the exact location of the basement faults in the Soultz-sous-Forêts area cannot be inferred from mapping only syn-sedimentary faults.

Even after a successful reprocessing, leading to improved 2D seismic images, the lower part of the sedimentary cover and the top of the basement are still not clearly highlighted everywhere along the line. Faulting and low fold 2D seismic imaging possibly explain the local blurring of the seismic image. However, the top basement interface can definitely be tracked as a discontinuous reflecting horizon all along the line. This constitutes an encouraging prospect for successful 3D surface seismic imaging surveys in area similar to the Soultz-sous-Forêts geological setting for defining the well placement and trajectory.

Post drilling, the VSP processing method using the oriented three components can complement the structural interpretations, as shown by the present delineation of the Soultz-sous-Forêts horst from a diffraction analysis. Polarity analysis on 3C records and travel time computations may be carried out to locate the diffracting heterogeneity without specific data processing. Moreover, only P-S-S diffraction is observed from only one source position and no other diffraction of other modes are recorded on the whole VSP data set. This illustrates the complex seismic response of diffracting corners.

#### Acknowledgements

We would like to gratefully thank Franck Hanot (BRGM) for supervising and taking an active part in the processing of the PHN84J line, and Isabelle Thinon (BRGM) for her helpful assistance in its interpretation. EEIG "Heat mining" members are thanked for providing the VSP data and for their kind help. Thanks also to the reviewers, Thomas P.-O. Mauduit and one who remains anonymous, for their constructive comments on the manuscript. The authors gratefully acknowledge the EEIG "Heat mining", ADEME (*Agence de l'environnement et de la maîtrise de l'energie*) and EIFER (European Institute for Energy Research) organisations for funding this study.

#### References

Angona, F.A., 1960. Two-dimensional modeling and its application to seismic problems. Geophysics 25, 468–482.

- Beauce, A., Fabriol, H., Le Masne, D., Cavoit, C., Mechler, P., Chen, X.K., 1991. Seismic studies on the HDR site of Soultz-sous-Forets (Alsace, France). Geotherm. Sci. Technol. 3, 239–266.
- Berryhill, J.R., 1977. Diffraction response for nonzero separation of source and receiver. Geophysics 42, 1158–1176.
- Cautru, J.P., 1989. Coupe géologique passant par le forage GPK1 calée sur la sismique réflexion, et documents annexes, IMRG. EEIG "Heat Mining".
- Coutant, O., 1989. Numerical study of the diffraction of elastic waves by fluid-filled cracks. J. Geophys. Res. 94, 17805–17818.
- Dinstel, W.L., 1971. Velocity Spectra and diffraction patterns. Geophysics 36, 415–417.
- Dylikowski, J., 1985. Étude en stratigraphie sismique de remplissage tertiaire de la région de Péchelbronn (Fossé Rhénan). Application au développement pétrolier en domaine de fossé d'effondrement, Phd Thesis, université de Paris Orsay, Paris, France.
- Edel, J.B., Schulmann, K., Rotstein, Y., 2007. The Variscan tectonic inheritance of the Upper Rhine Graben: evidence of reactivations in the Lias, Late Eocene–Oligocene up to the Recent. Int. J. Earth Sci. 96, 305–325.
- Evans, K.F., Genter, A., Sausse, J., 2005. Permeability creation and damage due to massive fluid injections into granite at 3.5 km at Soultz: 1. Borehole observations. J. Geophys. Res. B. 110 (4), 1–19.Foehn J. P., 1985. Interprétation des campagnes sismiques 1981 et 1984,
- Foehn J. P., 1985. Interprétation des campagnes sismiques 1981 et 1984, concession de Péchelbronn, permis de Haguenau, Total Exploration internal report, October.
- Genter, A., Castaing, C., Dezayes, C., Tenzer, H., Traineau, H., Villemin, T., 1997. Comparative analysis of direct (core) and indirect (borehole imaging tools) collection of fracture data in the Hot Dry Rock Soultz reservoir (France). J. Geophys. Res. 102, 15419–15431.
- reservoir (France). J. Geophys. Res. 102, 15419–15431. Gérard, A., Cuenot N., Charléty, J., Dorbath C., Dorbath L., Gentier S., Haessler H., 2006. Elements governing the ratio (Hydraulic performance)/(induced microseismic nuisances) during the stimulation of "EGS Soultz Type" reservoirs, Paper of EHDRA Scientific Conference June 2006, Soultz-sous-Forêts, France.
- Grad, M., 1984. Reflected-diffracted waves in fracture zone models. Geophys. J. Int. 79, 353–361.
- Grad, M., Perchuc, E., 1978. Determination of the parameters of diffracted wave travel-times using the  $t^2(x,t)$  method. Acta Geophysica Polonica 26, 313–319.
- Harper, D.R., 1965. Observed reflection and diffraction wavelet complexes in two-dimensional seismic model studies of simple faults. Geophysics 30, 72–86.
- Higgins, R.I., Harris, L.B., 1997. The effect of cover composition on extensional faulting above re-activated basement faults: results from analogue modelling. J. Struct. I Geol. 19, 89–98.
- Hilterman, F.J., 1975. Amplitude of seismic waves-a quick look. Geophysics 40, 745–762.
- Kawahara, J., Yamashita, T., 1992. Scattering of elastic waves by a fracture zone containing randomly distributed cracks. Pure Appl. Geophysics 139, 121–144.
- Le Bégat, S., Cornet, F.H., Farra, V., 1994. Etude de la percolation de fluides par sismique active sur le site de Soultz-sous-Forêts. Rapport rédigé pour l'Agence pour la défense de l'environnement et la maîtrise de l'energie.
- Levander, A.R., 1988. Fourth-order finite difference P-SV seismograms. Geophysics 53, 1425–1436.
- Liu, E., Crampin, S., Hudson, J.A., 1997. Diffraction of seismic waves by cracks with application to hydraulic fracturing. Geophysics 62, 253– 265.
- Marti, D., Carbonell, R., Escuder-Viruete, J., Perez-Estaun, A., 2006. Characterization of a fractured granitic pluton: P- and S-waves' seismic tomography and uncertainty analysis. Tectonophysics 422, 99–114.
- Maurin, J.C., 1995. Drapage et décollement des séries jurassiques sur la faille de détachement majeure du rift rhénan sud: implications sur la géométrie des dépôts syn-rifts oligocènes. C. R. Acad. Sci. Paris, Ser. Ila 321. 1025–1032.
- Ménillet, F., 1970. Carte géologique de la France à 1/50000, nº 198, région de Haguenau. Bureau des Recherches Géologiques et Minières, France.
- Naville, C., Serbutoviez, S., Moretti, I., Daniel, J.M., Throo, A., Girard, F., Sotiriou, A., Tselentis, A., Skarpzelos, C., Brunet, C., Cornet, F., 2004. Pre-drill surface seismic in vicinity of AIG-10 well and post-drill VSP. C. R. Geosci. 336, 407–414.
- Nivière B., 1998. Géomorphologie quantitative et tectonique du Fossé Rhénan : modèles de soulèvement des flancs du rift et de dégradation de terrasses quaternaires, Phd Thesis, université Louis Pasteur, Strasbourg, France.
- Place, J., Naville, C., Moretti, I., 2007. Fault throw determination using 4 component VSP: Aigion fault (Greece) case study. Tectonophysics 440, 141–158.

- Renard, P., Courrioux, G., 1994. Three-dimensional geometric modelling of a faulted domain: the Soultz horst example (Alsace, France) Computers Geosci. 20, 1379-1390.
- Rieber, F., 1937. Complex reflection patterns and their geologic sources. Geophysics 2, 132-160.
- Roussé, S., 2006. Architecture et dynamique des séries marines et continentales de l'Oligocène moyen et supérieur du Sud du Fossé Rhénan : évolution des milieux de dépôt en contexte de rift en marge de l'avant pays alpin, Phd Thesis, université Louis Pasteur, Strasbourg, France.
- Sausse, J., Dezayes, C., Dorbath, L., Genter, A., Place, J., this issue. 3D fracture zone network at Soultz based on geological data, image logs, microseismic events and VSP results. C. R. Geosci. 342 DOI: 10.1016/ j.crte.2010.01.011.
- Schilt, F.S., Kaufman, S., Long, G.H., 1981. A three-dimensional study of seismic diffraction patterns from deep basement sources. Geophysics 46, 1673–1683.
- Schnaebele, R., Haas, J.-O., Hoffmann, C.-R., 1948. Monographie géologique du champ pétrolifère de Péchelbronn. Université de Strasbourg,
- Service de la Carte géologique d'Alsace et de Lorraine, Strasbourg. Schumacher, M.E., 2002. Upper Rhine Graben: Role of preexisting structures during rift evolution. Tectonics 21 (1), 6-19.

- Tan, T.H., 1977. Scattering of plane, elastic waves by a plane crack of finite width. Appl. Sci. Res. 33.
- Total, Concession de Péchelbronn, permis de Haguenau. Synthèse sismique, géologique et structurale, appréciation des prospects, Total
- internal report, March 1987. Trorey, A.W., 1977. Diffractions for arbitrary source-receiver locations. Geophysics 42, 1177–1182.
- Van der Hijden, J.H.M.T., Neerhoff F.L., 1983 Scattering and P-SV conversion of elastic waves by a plane crack of finite width, in: IEEE (ed.), Ultrasonics symposium, pp. 931–936. Vendeville B., 1987. Champs de failles et tectonique en extension :
- modélisation expérimentale, université de Rennes, Phd Thesis, Rennes. France.
- Virieux, J., 1986. P-SV wave propagation in heterogeneous media: velocity stress finite difference method. Geophysics 51, 889-901.
- Withjack, M.O., Callaway, S., 2000. Active normal faulting beneath a salt layer: an experimental study of deformation patterns in the cover sequence. AAPG Bulletin 84, 627-651.
- Wu, R., Aki, K., 1985. Scattering characteristics of elastic waves by an elastic heterogeneity. Geophysics 50, 582–595.
  Zhang, Q., Jull, E.V., Yedlin, M.J., 1990. Acoustic pulse diffraction by step
- discontinuities on a plane. Geophysics 55, 749-756.

# **III.** Discussion

La sismique réflexion permet d'identifier des failles normales délimitant des blocs basculés d'échelle kilométrique composés de formations sédimentaires et de socle cristallin (Figs. 1.27 et 3.23). Le socle témoigne d'une importante structuration, mise en évidence entre autres par VSP, suivant des directions différentes de celle des failles normales. Ces structures présentent des dimensions et des espacements hectométriques (Fig. 3.9). Certaines failles de socle et de la pile sédimentaire ne sont pas connectées, en raison du fonctionnement de niveaux de décollements. Les relations structurales entre le socle et sa couverture sédimentaire sont donc plus complexes que ce qui a été considéré jusqu'à présent (Cautru, 1989 ; Renard et Courrioux, 1994 ; Castera et al., 2008, Fig. 1.27). Ces nouveaux résultats structuraux sont donc comparés à l'aide d'un outil de modélisation statique 3D de façon à affiner la compréhension des processus de déformation, et la géométrie des structures de la région de Soultz-sous-Forêts.

Par ailleurs, dans le socle, plusieurs anomalies de flux le long des puits sont associées à des structures hectométriques détectées par VSP. L'analyse de veines apporte aussi quelques informations sur les réseaux de drainage. Les résultats fournis par ces techniques seront discutés en relation avec des caractéristiques du comportement hydraulique du granite. Les résultats de VSP seront ensuite comparés avec les résultats d'imagerie de puits et quelques résultats structuraux notoires de l'étude de la microsismicité.

# III 1. <u>RELATIONS STRUCTURALES ENTRE LE SOCLE ET SA</u> <u>COUVERTURE SÉDIMENTAIRE</u>

La ligne sismique PHN84J et son interprétation ont été importées dans le modèle structural construit à l'aide du logiciel gOcad® (Sausse et al. (2010) et partie I 1. de ce chapitre). Pour ce faire, une surface verticale définie de façon à épouser le plan de position de la ligne a permis de draper le profil sismique importé sous forme d'image (et non pas sous un format de données sismiques du type SEGY). Le calage en profondeur s'est fait sur la base de la topographie représentée sur le profil et de la profondeur connue du toit du socle au puits GPK1 (Fig. 3.23).

D'autres lignes sismiques ont été intégrées à ce modèle (Fig. 3.30). Elles sont issues d'une réinterprétation succincte de données de sismique réflexion acquises dans la région de Soultz-sous-Forêts. Ces interprétations constituent une ébauche d'article pour publication (Relationship between the deformations within the sedimentary cover and the basement in the Soultz-sous-Forêts area, par M. Diraison et al., en préparation).

## III 1.1 Réseaux de failles

Le graben identifié sur la ligne PHN84J est retrouvé sur les profils 1 2 et 3. Les interpolations réalisées de profil à profil indiquent un azimut de la faille de Hermerswiller à N175°E (Fig. 3.30). La faille antithétique qui forme la bordure est du graben présente un azimut de N165°E. La direction moyenne du graben est N170°E. Les quelques failles qui décalent le toit du socle sur le profil PHN84J sous ce graben ne sont pas retrouvées sur les autres profils. Le toit du socle y a donc été représenté par une surface continue (Fig. 3.30). Aucun azimut de structures affectant le toit du socle et le tégument ne peut donc être mesuré à proximité du graben. La différence d'azimut entre le graben et une(des) structure(s) sous jacentes qui a été évoquée précédemment ne peut donc pas être confirmée ou infirmée. Dans tous les cas, le rejet vertical des failles de socle est relativement faible. Leur jeu vertical et/ou horizontal peut donc être supposé suffisamment lent et progressif pour que les formations qui localisent les décollements aient pu se déformer dans leur domaine de plasticité. Ce nouveau cas de décollement s'ajoute aux exemples de tectonique salifère documentés dans le Sud du fossé Rhénan supérieur. Certains d'entre eux semblent actifs dès les prémices de l'extension (fin Éocene - début Oligocène, Maurin (1995)), d'autres sont interprétés comme plus tardifs (régimes transtensifs miocènes, Rotstein et Schaming (2008)). Dans ces deux cas, le décollement serait localisé dans les niveaux salifères du Trias supérieur, et peut être même dans les marnes de la base du Lias (Maurin, 1995).

Les failles normales formant les blocs basculés à l'Ouest de la zone étudiée ont des azimuts N-S à NNE-SSW (faille de Soultz-sous-Forêts : N000°E, faille de Kutzenhausen : N025°E). Le modèle montre que l'appellation de "demi-horst" serait plus adaptée au "horst" de Soultz-sous-Forêts, par analogie avec la dénomination "demi-graben". Il confirme par ailleurs la continuité du toit du socle à l'Est de la faille de Soultz-sous-Forêts, qui ne témoigne donc pas de décalage important par des failles normales dans le voisinage des puits géothermiques (Fig. 3.30). Seul un système de trois failles affecte la base de la pile sédimentaire (Figs. 3.23 et 3.30). La prolongation de la faille GPK3-


Fig. 3.30 : Plan de position des lignes sismiques interprétées pour construire un modèle 3D statique (représenté au centre et en bas) des structures de la couverture sédimentaire dans la région de Soultz-sous-Forêts.

FZ4770 vers le haut, guidée par les résultats de VSP (PS2-upp-seg), coïncide avec ce système de failles au niveau du toit du socle. Seule la faille à vergence ouest, présentant le plus fort rejet, a été représentée (Fig. 3.30). Sa position et sa vergence la placent dans l'alignement de la faille de socle GPK3-FZ4770. L'azimut de cette faille dans les sédiments a été emprunté à celui de la faille de socle, étant donné qu'elle n'est identifiée que sur le profil PHN84J.

La géométrie de ce système de failles à la base des sédiments est assimilable à une structure en fleur. Ceci est cohérent avec l'activité décrochante de la faille GPK3-FZ4770 supposée en raison de la poussée alpine post-oligocène et du champ de contrainte mesuré localement (Chapitre 1 III 3.3). Ceci soutient l'hypothèse de mouvements décrochants sur les autres failles normales du profil PHN84J, émise en raison de leur ramification (section 2.5 du papier précédent). Par conséquent, il serait intéressant de considérer les épaisseurs et les âges des dépôts accumulés par le jeu des failles, notamment dans le graben de Hermerswiller, afin de dater les déformations et de déduire les régimes de contrainte responsables de ces déformations (extension oligocène, transpression ou transtension post-oligocène).

Pour conclure, l'ensemble des éléments structuraux intégrés dans le modèle de réservoir montrent que la faille GPK3-FZ4770 est la plus étendue : elle est reconnue par imagerie de puits et nuages microsismique au niveau du puits GPK3, par VSP plus haut dans le voisinage de GPK1 et EPS1, et par sismique réflexion à la base des sédiments. Son étendue est donc supérieure à 3 km. Son activation est probable sous les régimes décrochants tertiaires. Seule cette faille est reconnue à la base des sédiments ; d'autres structures de socle ne sont pas exprimées par des décalages verticaux significatifs, et donc décelables en sismique réflexion. Cependant, des linéaments de directions N045°E, N060°E et N150°E sont observés en surface dans la zone correspondant au modèle (Genter (1990), Fig. 1.26), ce qui est cohérent avec l'activité néotectonique observée dans la région par diverses approches (Chapitre 1 I 2.4). La déformation de la couverture sédimentaire témoigne donc d'un fort contrôle par les mouvements de blocs sous-jacents, outre une réponse directe au champ de contrainte régional.

#### III 1.2 Analyse de diffraction

Le modèle structural indique par ailleurs une distance approximative de 500 m entre le puits GPK1 et la faille de Soultz-sous-Forêts à la profondeur de 1745 m (Fig. 3.31a). Ceci apparaît en désaccord avec la valeur issue de l'analyse d'une diffraction par VSP qui plaçait à 300 m le coin concave de sédiments du puits GPK1 à cette profondeur (Chapitre 3 II, section 3 du papier).

Outre les incertitudes concernant le positionnement des profils, la position des structures sur ces profils (migrés en temps et non pas en profondeur), la position du puits, cet écart pourrait être induit par une mauvaise estimation des vitesses des ondes. Les calculs de temps de trajet sont donc ici complétés, en ne considérant que ce dernier facteur.

Les vitesses verticales des ondes P sont directement mesurées sur le VSP à zéro offset. Les plus fortes incertitudes concernent donc la vitesse des ondes S, qui se propagent (1) dans les sédi-



#### Diffraction by curvature

| Depth Apex (m)    | 1745 | 1745 | 1745 | 1745 |
|-------------------|------|------|------|------|
| Level (m)         | 1610 | 1640 | 1850 | 1880 |
| Delta T (ms)      | 8    | 5    | 5    | 8    |
| Delta Z (m)       | 135  | 105  | 105  | 135  |
| V-diffr. (m/sec.) | 2200 | 2200 | 2200 | 2200 |
| Distance (m)      | 509  | 496  | 496  | 509  |

Fig. 3.31: a) Vue en contre-plongée des puits géothermiques et du toit du socle décalé par la faille de Soultzsous-Forêts. b) Estimation de la vitesse des ondes diffractées en connaissant la valeur de la distance D (~500 m).

ments et (2) dans le socle après diffraction (propagation sub-horizontale) (Fig. 3.28).

Pour ce dernier cas, la vitesse peut être estimée simplement à partir de la méthode de courbure de l'hyperbole de diffraction. En considérant que la distance diffracteur-puits (D) est de 500 m à la profondeur de l'apex de l'hyperbole, une vitesse de 2200 m/s est requise pour respecter la courbure de l'hyperbole (Fig. 3.31b). Le temps de parcours du trajet D est alors de :

$$T_D = \frac{D}{V} = \frac{500}{2200} = 0,2273$$

Le temps d'arrivée à l'apex étant de 0,892 s, l'onde incidente atteint le diffracteur en :

Le trajet considéré rectiligne de cette onde mesure 1815 m (hypoténuse du triangle rectangle de la figure 3.28 en considérant une base de 500 m), ce qui donne une vitesse moyenne du rai incident de :

$$V_{moy} = \frac{1815}{0,665} = 2730 \ m/s$$

La vitesse des ondes P étant supérieure à cette vitesse moyenne aussi bien dans les sédiments (3090 m/s) que dans le socle (5660 m/s), cette valeur donne lieu à deux interprétations possibles :

- Conformément à l'interprétation proposée dans l'article, le rai incident sur le diffracteur est une onde P-S dont la conversion se produit sur une interface de la couverture sédimentaire. Une partie du trajet étant effectuée en mode S, la vitesse moyenne du rai incident entre la source et le diffracteur est diminuée. Dans ce cas, la diffraction est de type PS-Sd.
- Le rai incident est une onde propagée exclusivement en mode P. Le modèle 3D montre que la propagation du rai incident est tangent à la faille de Soultz-sous-Forêts (Fig. 3.30). Du fait de l'endommagement qui est associé à cette faille, la vitesse de l'onde est sensiblement diminuée, pouvant atteindre la valeur de vitesse moyenne obtenue. Dans ce cas, la diffraction est de type P-Sd.

Pour conclure, cette étude de diffraction montre que :

- L'estimation correcte de la vitesse des ondes est fondamentale. Au sein du socle, la vitesse des ondes S diffractées (2200 m/s) est bien plus faible que celle qui est mesurée par VSP (3470 m/s). Cette diminution doit être attribuée à l'endommagement lié à la faille de Soultz-sous-Forêts. Aussi, une éventuelle anisotropie peut induire une différence de second ordre entre la vitesse verticale mesurée en VSP et la vitesse horizontale.
- Il est préférable que la projection des puits sur un profil sismique soit effectuée selon l'azimut des failles lorsqu'il est connu (Fig. 3.30, en bas) plutôt que dans une direction localement orthogonale au profil (Fig. 3.29).
- Aucun élément ne permet de valider l'une des deux hypothèses émises (diffraction PS-Sd ou P-Sd). Mais dans un cas comme dans l'autre, l'amplitude de la diffraction est exceptionnelle, malgré l'atténuation liée à la propagation dans la zone de faille de Soultz-sous-Forêts et une éventuelle conversion de mode dans les sédiments.

## **III 2.** CHEMINS DE CIRCULATIONS AU SEIN DU SOCLE

Deux types de structures perméables sont décrites à Soultz-sous-Forêts (Sausse et Genter, 2005) :

- Des zones de faille localisent les plus fortes anomalies hydrauliques. La perméabilité des failles semble généralement corrélée avec le degré d'altération (Sausse et al., 2006). Elles forment le réseau principal de circulation actuel et présentent des espacements hectométriques.
- Des fractures de faible ouverture affectent les blocs délimités par ces failles, et constituent un réseau secondaire bien connecté.

La description de ces deux comportements hydrauliques est donc confrontée aux résultats structuraux de ce chapitre concernant le réseau de failles hectométriques et les veines étudiées.

Les résultats de VSP et de sismique réflexion complètent le modèle réservoir de Sausse et al. (2007) et Sausse et al. (2010) en montrant la prolongation de la faille GPK3-FZ4770 jusqu'au toit du socle (Fig. 3.30). Cette faille est responsable d'une forte anomalie de débit en puits (Schindler et al., 2008).

La représentation 3D montre aussi que le puits GPK1 est connecté à cette faille via la zone perméable à 3490 m (Fig. 3.8). Aquilina et al. (2004) ont observé un temps de transfert de traceurs très rapide entre le fond du puits GPK1 et GPK2 (Fig. 1.34). Les tests de circulation récents (2009-2010) montrent une diminution de la température de l'eau produite par GPK2 lorsque de l'eau refroidie est injectée dans GPK1 (données non publiées du GEIE "EMC"). La bonne connexion hydraulique observée entre GPK1 et GPK2 est donc résolue d'un point de vue structural, grâce à la faille GPK3-FZ4770 reconnue également dans GPK3. L'anomalie hydraulique au fond de GPK1 n'est cependant pas due directement à la faille GPK3-FZ4770 mais à une connexion à celle-ci par une structure transverse (N054°E) (Fig. 3.8 et Tab. 1). Un approfondissement vertical de GPK1 sur quelques dizaines de mètres pourrait lui faire recouper la faille majeure (cependant ceci n'est pas forcément souhaité pour éviter un court-circuit hydraulique). L'extension de la faille GPK3-FZ4770 permet aussi d'expliquer la bonne connexion hydraulique entre GPK2 et GPK3 (Sanjuan et al. (2006), Fig. 1.34). Les réflexions PS2-upp-seg et PS6 sont également attribuées à cette grande faille.

Le segment PS3-int-seg a été raccordé à la faille GPK2-FZ3515 décrite par Dezayes et al., (2010). Cette faille présente une épaisseur importante à son intersection par GPK2 (12 m au niveau du puits) et de fortes perturbations de température sont mesurées à son intersection (Fig. 1.24c). Les mesures de débitmétrie indiquent la perméabilité de cette zone (Tenzer et al., 1999).

Dans GPK1, les réflecteurs produisant les signaux P-S de plus forte amplitude sont situés à 2860 m (PS1) et 3490 m (PS2-low-seg). Ils correspondent à des failles majeures et perméables (Evans et al., 2005a ; Sausse et Genter, 2005). L'alignement des surfaces générant les réflexions PS1 et PS4 semble délimiter un couloir de circulation.

Ces observations indiquent que les réflexions P-S de forte amplitude PS1, PS4, PS2-low-seg, PS2-upp-seg, PS6 et PS3-int-seg (Fig. 3.4) correspondent à des zones perméables lorsque les réflecteurs sont intersectés par les puits. Un comportement identique a été observé dans le voisinage du KTB, bien qu'il s'agisse de réflectivité au sens large (sans distinction de mode P-P ou P-S, Rothert et al. (2003)). La génération de conversions P-S avec de faibles réflexions P-P associées est modélisée dans certains cas de failles perméables (Pujol, 2009). Par conséquent, l'ensemble de ces observations montre une bonne corrélation entre, d'une part, le caractère réflectif avec conversion de mode et, d'autre part, une perméabilité significative des zones de faille. Les conversions P-S peuvent donc être interprétées comme des signatures du réseau de circulation principal décrit par Sausse et Genter (2005). Les réflexions les plus lointaines PS3-low-seg, PS3-upp-seg n'ont pas pu être corrélées avec des structures recoupées en puits. Aucune information directe sur la perméabilité des réflecteurs n'est donc disponible, mais par analogie ces arrivées pourraient révéler la présence d'autres failles à forte conductivité hydraulique.

Le réseau principal de circulation est donc constitué par des failles majeures, d'épaisseur métrique à décamétrique et d'extension hectométrique à kilométrique. Les tests hydrauliques et de traçage prouvent son rôle prépondérant dans la circulation des fluides. Un schéma synthétique et conceptuel des connexions structurales et hydrauliques des puits peut donc être proposé (Fig. 3.32a) : la faille GPK3-FZ4770 s'étend sur 3 km au minimum, suivant un azimut de N150°E. Des failles perméables de direction N060°E à N025°E y sont connectées et structurent son compartiment SW. La modélisation structurale en 3D montre que la distance horizontale approximative entre les réflecteurs les plus lointains PS3-upp-seg et PS3-int-seg & GPK2-FZ3514 est de 1400 m environ (Fig. 3.8). Entre ceux-ci se trouvent PS1 & PS4 et PS2-low-seg. Ces zones de drainage ont donc un espacement moyen approximatif de 450 m. Le puits EPS1 recoupe une faille significativement perméable à 2170 m (Genter et al., 1995) dont l'orientation n'est estimée que par imagerie de puits. Sa connexion à un réseau de drainage est donc supposée mais elle n'est pas résolue (Fig. 3.32a). Le puits GPK4 intersecte plusieurs failles dont les perméabilités sont généralement faibles. Le réseau structural au niveau de EPS1 et de GPK4 est donc encore mal connu, d'où les représentations des structures en étoile (Fig. 3.32a).



Fig. 3.32 : Schéma conceptuel de la structuration du réservoir de Soultzsous-Forêts. a) Principales connexions structurales et hydrauliques des puits géothermiques, et exemple de structure générant des multiplets (Bourouis et Bernard, 2007). b) Exemples de fracturation intra-blocs d'après les carottes du puits EPS1. L'analyse des carottes de EPS1 a montré que les orientations de fractures de petite échelle s'organisent suivant les familles principales N020°E, N040°E, N080°E, N160°E, et sub-horizontale. Quelques exemples de structuration intra-blocs structuraux sont représentés sur la figure de synthèse (Fig. 3.32b).

En résumé, le réseau principal de circulation identifié se compose d'une faille de trois kilomètres d'extension minimale, orientée N150°E, et de failles hectométriques N060°E à N025°E qui lui sont sécantes. La faille orientée N150°E est responsable d'une bonne connexion hydraulique des puits qui l'intersectent. Ce réseau de drainage est développé à l'échelle de l'échangeur, avec un espacement hectométrique des conduits. Entre les failles majeures (quelque soit leur conductivité hydraulique), la fracturation intra-bloc s'organise suivant des azimuts variés à pendage généralement élevé. Ces familles sont variablement représentées dans chacun des blocs structuraux.

Les familles de structures de grande échelle (Figs. 1.33 et 3.9) et de petite échelle (Figs. 3.20 et 3.32b) présentent des orientations communes au premier ordre. Dans le détail, quelques écarts d'azimuts apparaissent entre la structuration de grande échelle (N060°E et NW-SE, Fig. 3.9) avec la fracturation de petite échelle (respectivement N080°E et N160°E). Ceci peut être lié :

- au saut d'échelle qui existe entre la fracturation analysée sur carottes et la structuration investiguée par méthodes géophysiques,
- au fait que les carottes sont issues d'un seul puits et sont donc localisées, contrairement aux données géophysiques qui caractérisent un volume bien plus important.

La structuration du socle suivant des directions variées (NNE-SSW, NE-SW, ENE-WSW, NW-SE, SSE-NNW) est mise en évidence. La chronologie des activations et réactivations de structures est discutée dans le chapitre 3 I 7.2. Leur présence (et leur activation éventuelle) peut expliquer les résultats de Gentier et al. (2010) qui montrent que des structures d'azimuts variés sont nécessairement utilisées dans le drainage du massif (Chapitre 1 III 4.). Le comportement sismogène de certaines d'entre elles indique leur activité tectonique en particulier lors de stimulations (Fig. 1.33).

## III 3. DISCUSSION DES MÉTHODES EMPLOYÉES

Les VSP apportent des informations structurales à l'échelle du réservoir. Des structures hectométriques ont été détectées et positionnées dans l'espace. L'imagerie de paroi des puits, la microsismicité et la sismique réflexion ont été largement utilisées à Soultz-sous-Forêts pour obtenir des informations structurales. La portée de ces méthodes est comparée à celle de la technique de VSP.

#### III 3.1 Imagerie de puits-VSP

L'imagerie de la paroi des puits à Soultz-sous-Forêts a été réalisée par des mesures électriques et/ou acoustiques (Fig. 1.29). Ces images permettent de détecter des fractures et des zones de faille. Ces outils sont efficaces pour imager (et donc mesurer l'orientation) des fractures isolées et d'extension métrique à décamétrique. Ces outils sont en revanche moins performants dans les zones de faille (Genter et al., 1997a, Chapitre 1), mais, pour certaines d'entre elles, une valeur d'orientation a pu être déduite à partir des données de sismique de puits. Les deux méthodes sont donc complémentaires et leurs résultats doivent être comparés.

#### Analyse des orientations

Les plans orientés par imagerie de puits dans GPK1 ont été collectés dans un intervalle de ±25 m de part et d'autre des réflexions vues en VSP (données issues de Genter (1999)) (Fig. 3.33).

Tout d'abord, cette figure montre que davantage de fractures sont détectées par les méthodes acoustiques (UBI, BHTV) par rapport aux méthodes électriques (FMI, ARI). Ceci illustre la sensibilité des méthodes électriques à la teneur en eau des fractures. Elles sont plus sélectives que les méthodes acoustiques, et sont moins efficaces dans les zones de faille (Dezayes, 1995).

Une famille de fractures reconnues en puits est concordante avec l'orientation du plan de réflexion P-S pour la faille à 2860 m (Fig. 3.33). En revanche, les autres réflecteurs présentent des différences très franches avec la fracturation. Une différence d'azimut de 60° est relevée entre les réflecteurs à 2960 m et 3490 m avec la direction moyenne de la fracturation. Le réflecteur à 3090 m présente une vergence quasiment opposée à la population de fractures la plus représentée. Vu ces fortes disparités, l'organisation de la fracturation de petite échelle peut difficilement renseigner sur l'orientation moyenne d'une zone de faille. Le calcul de l'orientation du réflecteur à 3325 m fournit deux possibilités (Tab. 1). Une préférence pourrait être accordée à la solution #1 N080°E 63° par analogie avec les résultats obtenus à 2860 m (PS1) (Fig. 3.33). Mais il pourrait en être de même avec la solution #2 N260°E 63° par analogie avec le niveau à 3090 m. Cet exemple constitue une autre illustration de la difficulté à caractériser l'orientation d'une structure décamétrique voire hectométrique à partir de la fracturation mesurée sur une section de puits.

Les structures imagées par VSP peuvent présenter jusqu'à plusieurs dizaines de degrés d'écart avec les structures reconnues comme perméables (en bleu, Fig. 3.33). Ce fait montre la complexité géométrique de la porosité au sein des structures imagées par les VSP, ce qui a été suggéré à partir des résultats de modélisation de la réflectivité (Chapitre 3 I 3.).



Fig. 3.33 : Comparaison des orientations de fractures détectées par imagerie de puits dans GPK1 (issues de Genter 1999) avec les orientations de réflecteurs obtenus par VSP (Tab. 1). Les signes \* indiquent le degré de confiance concernant leur orientation. Seules les fractures contenues dans un intervalle de 25 m de part et d'autre de la profondeur supposée du réflecteur sont considérées. Les intervalles pris en compte sont représentés à côté de chaque stéréogramme.

## Cas de la faille à 3490 m dans GPK1

Le cas de la faille recoupée à 3490 m dans GPK1 (Fig. 1.29) est particulièrement intéressant car la fracturation et les structures perméables se trouvent en moyenne dans la direction N170°E ±30° (Fig. 3.33), alors que l'azimut du réflecteur sismique est estimé à N054°E (Tab. 1). La réflexion PS2-upp-seg permet d'identifier un plan très proche du puits dans cet intervalle de profondeur, dont l'azimut est de N166°E (Tab. 1 et Fig. 3.8). Cette réflexion a été attribuée à la faille majeure GPK3-FZ4770. La fracturation mesurée en puits pourrait donc être en grande partie l'expression de la zone endommagée de la faille kilométrique, plutôt que celle de la faille recoupée à 3490 m. Ce cas précis illustre bien l'échelle d'investigation des méthodes géophysiques : l'imagerie de paroi mesure une fracturation qui caractérise la zone endommagée d'une faille majeure, dont le cœur n'est pas traversé par le puits, plutôt que la fracturation propre à la faille secondaire intersectée. Les VSP permettent donc de mesurer les directions moyennes des deux zones de faille, et de résoudre leur intersection. La fracturation relevée en puits ne semble refléter que l'endommagement associé à la faille majeure GPK3-FZ4770.

Pour conclure, l'orientation de la fracturation en puits est donc rarement similaire aux orientations des failles données par VSP. Les incertitudes sur les orientations des fractures en puits vont jusqu'à  $\pm 15^{\circ}$  en azimut et  $\pm 5^{\circ}$  en pendage (Genter et al., 1997a). Étant donné que ces orientations sont peu représentatives de celle d'une structure d'échelle supérieure, la précision de ces méthodes devient comparable à celle des VSP évaluée à  $\pm 30^{\circ}$  en azimut et  $\pm 5^{\circ}$  en pendage (Chapitre 3 I 1.). La discussion sur ce point est poursuivie dans le chapitre 6.

#### III 3.2 Sismicité-VSP

Des événements microsismiques sont générés lors de la stimulation du réservoir. Certaines signatures de ces événements ou leur distribution spatiale les rendent attribuables à des failles décamétriques ou hectométriques (Chapitre 1). Ces résultats sont donc comparés aux résultats de VSP.

#### **Multiplets**

Dans l'intervalle 2830-3120 m du puits GPK1, une étude des multiplets a permis à Gaucher (1998) de mettre en évidence certaines structures sismogéniques (Fig. 3.34). Bourouis et Bernard (2007) ont étudié par la même méthode des micro-séismes décrivant un plan orienté N048°E 86° (direction de plongement et plongement), d'environ 400 m d'extension verticale et recoupant GPK1 vers 2925 m (dénommé "F") (Figs. 1.32 et 3.34).

L'orientation du réflecteur générant l'événement GPK1-PS1 est cohérente avec les fractures 1, 3 et 4 (Fig. 3.34). Seul le multiplet N°4 de Gaucher (1998), recoupant le puits une trentaine de mètres plus haut, est cohérent avec la fracturation et le réflecteur. L'arrivée à 2960 m dans GPK1 ne semble corrélée à aucun multiplet de Gaucher (1998).

Bourouis et Bernard (2007) relient leur surface F à une fracture mesurée en puits (Fig. 3.34). La surface orientée par VSP à 2960 m présente un azimut similaire à celui du multiplet F et à cette fracture. Un écart de pendage de 35° est cependant relevé. De plus, une trentaine de mètres sépare verticalement la surface F du réflecteur vu en VSP. Ces différences de position et d'orientation entrent dans les incertitudes des deux méthodes, quoique la différence de pendage semble élevée.

Les réflexions vues en VSP ne sont enregistrées qu'à partir de la source B2, située au NE du puits (Fig. 3.2a). La structure F et le réflecteur issu du VSP présentent une vergence NE. L'extension verticale du multiplet est de 400 m environ, avec un pendage approximatif de 86° (Bourouis et Bernard, 2007). Cette orientation favorise donc l'enregistrement de réflexions depuis la source B2 positionnée au NE du puits, c'est à dire dans le toit de la structure, contrairement aux autres sources qui sont quasiment situées dans l'alignement de la structure (Fig. 3.2a). L'angle d'incidence des ondes P est donc très élevé. Les modélisations de Pujol (2009) indiquent qu'une forte réflectivité P-P peut être obtenue dans cette gamme d'incidences extrêmes (Fig. 3.18). Cette observation constitue un argument supplémentaire pour associer la réflexion GPK1-2960 à la surface F. La forte différence de pendage entre les deux peut être expliquée par les incertitudes concernant l'orientation du réflecteur, ainsi qu'à une possible variation locale du pendage de la faille.





Pour conclure, les réflexions PS1 et GPK1-2960 peuvent être reliées à des structures reconnues par l'analyse de multiplets. La sismique active (VSP) et la microsismicité (multiplets) apportent des résultats complémentaires pour l'orientation et la caractérisation des structures. Le recouvrement des intervalles de profondeur d'acquisition des VSP et d'étude des multiplets est trop restreint pour permettre d'autres comparaisons.

#### Nuages micro-sismiques

#### Voisinage de GPK1

Un nuage de foyers de microséismes a révélé une organisation interne particulière par traitements variés (Joint Hypocentre Determination, Evans et al. (2005b)). Des structures tubulaires ou planaires ont été identifiées, et raccordées aux failles recoupées par GPK1 vers 2810 – 2960 m. L'orientation d'un nuage appelé EL ("Evans Line") est donnée à N335°E 75° (direction de plongement et plongement) ; son extension est supérieure à 400 m. Cette structure ne correspond pas à des réflecteurs enregistrés par VSP. Une corrélation avec la réflexion PS1 (Tab. 1) nécessiterait une rotation antihoraire de 40° de ce plan et un redressement minimal de 15° en pendage. Cependant les plans PS1 et PS4 sont d'orientations très similaires et sont alignés dans l'espace, et cet assemblage est cohérent avec les données géologiques et hydrauliques pour décrire une zone de faille majeure.

Par conséquent, deux cas de figures peuvent être envisagées :

• Soit les structures EL et PS1-PS4 sont différentes. Dans ce cas les deux structures sont connectées à proximité de leur intersection avec GPK1 (2800-3000 m).

• Soit le réflecteur PS1 est mal orienté et devrait être la prolongation vers le haut de EL. Dans ce cas la corrélation de EL avec la réflexion PS4 n'a pas lieu d'être.

Un élément clé qui permettrait de valider l'une des deux hypothèses serait l'identification des objets géologiques effectivement imagés, mais cette discussion n'est pas suffisamment poussée par les auteurs. Les travaux de Bourouis et Bernard (2007) et Evans et al. (2005b) sont basés d'ailleurs sur les mêmes données mais leurs résultats sont différents. Ceci est attribué, d'après Bourouis et Bernard (2007), aux résolutions différentes des méthodes employées.

#### Voisinage de GPK3

L'interprétation de l'activité sismique lors d'une stimulation hydraulique et lors de circulations forcées est délicate (Kohl et al., 2006). Une relocalisation précise de foyers a permis à Charléty et al. (2006) de montrer que le toit de la faille GPK3-FZ4770 avait concentré une part importante de l'activité sismique lors de stimulations en 2003, dans un nuage parallèle à la faille. De même, le nuage mis en évidence par Weidler et al. (2002) se positionne sous cette même faille. L'apparition de magnitudes relativement élevées lors de la stimulation de GPK3 est interprétée comme étant liée à la présence de structures étendues (Dorbath et al., 2009). Il semble donc que les nuages microsismiques encadrent le cœur de la faille et définissent une "zone endommagée sismogénique", ce qui est cohérent avec des observations de terrain réalisées par exemple sur la faille de Punchbowl (Schulz et Evans, 2000). A l'échelle de la zone de faille, Jorand et Bouchot (2008) montrent que les zones endommagées de la faille GPK3-FZ4770 sont constituées de fractures de perméabilité importante. Même si les échelles de cette zone endommagée, décrite en puits par Jorand et Bouchot (2008) (quelques mètres) et des zones sismogènes décrites par Weidler et al. (2002) et Charléty et al. (2006) (hectométrique), sont différentes, les compartiments de la faille semblent concentrer la circulation des fluides parallèlement à celle-ci. Le cœur de la faille est par ailleurs très argileux, et semble se comporter comme une barrière de perméablilité (Jorand et Bouchot, 2008). En outre, cette faille est intersectée par GPK2 vers 3900 m (TVD) où une restriction et un percement du casing sont observés sans corrélation avec une activité sismique remarquable (Pfender et al., 2006 ; Sausse et al., 2010). Le jeu asismique de cette faille serait donc attribuable au comportement lubrifiant des argiles couramment observé à Soultz-sous-Forêts (Cornet et al., 2007 ; Dorbath et al., 2009).

Certains nuages microsismiques semblent donc être associés à des failles majeures. L'argilisation des cœurs les rendrait asismiques, restreignant l'activité sismique aux zones endommagées. Par ailleurs, la reconnaissance de multiplets pourrait être la signature de mouvements dans les cœurs moins argilisés de failles qui sont peut être moins matures (par exemple la structure F, Fig. 1.32).

#### III 3.3 Sismique réflexion-VSP

Les interprétations de VSP ont montré que de nombreuses failles ont été décelées au sein du socle du horst de Soultz-sous-Forêts, dans un domaine où la sismique réflexion est aveugle. Le champ d'action de la sismique réflexion est donc restreint à la couverture sédimentaire. La prolongation des failles qui y sont reconnues vers la profondeur au sein du socle est très discutable : si les failles sont continues, des variations d'azimuts peuvent être observées avec la profondeur (Renard et Courrioux, 1994). Dans d'autres cas, le fonctionnement de décollements découple la déformation, ce qui résulte en une certaine indépendance des réseaux de failles de socle et de la partie supérieure de sa couverture. L'hypothèse de continuité des failles reconnues dans la couverture jusque dans le socle est donc invalidée dans certains cas.

Par ailleurs, toutes les failles de socle identifiées en VSP ne sont pas exprimées dans la couverture. Seule une faille kilométrique est reconnue par les deux méthodes. La sismique réflexion et les VSP permettent de caractériser les structures à des échelles différentes et avec des sensibilités différentes. Chaque type de structure doit être caractérisé par une méthode adaptée. Ces deux méthodes sismiques sont donc complémentaires. La modélisation structurale statique permet de comparer les résultats des deux méthodes et d'améliorer le modèle de la structuration d'un réservoir et la compréhension des phases de déformation. Dans le cas de Soultz-sous-Forêts, cet exercice a été grandement facilité par la considération d'autres données, principalement la microsismicité et l'imagerie de puits.

# **IV.** Conclusion

L'analyse des champs d'ondes montants enregistrés par VSP au sein du socle granitique de Soultz-sous-Forêts révèle l'arrivée de réflexions de type P-S. Leurs hodochrones ont été exploitées pour cartographier la position des réflecteurs au sein du réservoir. L'analyse des polarisations seules n'a pas permis de localiser efficacement ces interfaces, peut être à cause de l'anisotropie gênante des ondes S.

Les réflecteurs sont orientés suivant des directions autres que N-S à NNE-SSW. Certaines d'entre elles ont des azimuts typiques de l'héritage paléozoïque régional. Leurs dimensions et leur espacement sont hectométriques voire kilométriques. Les données acquises en puits et certaines modélisations élastiques montrent que ces réflexions P-S seraient une signature de failles de perméabilité relativement élevée. Ces failles constituent le réseau de drainage principal du réservoir et semblent réactivées sous l'effet de la compression alpine. En particulier, une faille d'extension kilométrique orientée N150°E est responsable de la très bonne connexion hydraulique des puits GPK1, GPK2 et GPK3, même si GPK1 ne la recoupe pas directement.

Entre ces failles, quelques arrivées sismiques de faible amplitude et de type P-S ou P-P sont enregistrées, associées à des structures de moindre importance hydraulique. Certaines d'entre elles se caractérisent par le développement de multiplets. L'analyse des veines relevées sur carottes (nature du remplissage, distribution spatiale, orientation, épaisseur) caractérise au moins deux réseaux différents de circulations naturelles. Chacun de ces réseaux témoigne d'une bonne connectivité développée à l'échelle du massif, grâce notamment à la contribution des petites fractures. Les orientations des fractures utilisées pour les circulations peuvent varier d'un bloc structural à l'autre.

La couverture sédimentaire du socle, investiguée par sismique réflexion, est principalement structurée sous forme de blocs basculés lors de l'extension tertiaire. Des décollements localisés dans des niveaux peu compétents du Trias témoignent du découplage des déformations extensives et/ ou décrochantes tertiaires entre, d'une part, la partie supérieure de la couverture, et d'autre part le socle et son tégument. La faille de socle majeure orientée N150°E (GPK3-FZ4770) peut être prolongée dans la couverture sédimentaire par une structure en fleur faiblement exprimée. Le développement, certes modeste, de telles structures sur les failles normales délimitant les blocs basculés suggère leur réactivation transpressive ou transtensive post-oligocène. La déformation de la couverture sédimentaire est, en partie, une réponse locale aux mouvements de blocs de socle sous-jacents, plutôt qu'une réponse directe aux contraintes régionales.

Le champ d'action de chaque méthode géophysique utilisée à Soultz-sous-Forêts ne doit pas être dépassé. Ce chapitre illustre la double difficulté d'imager des structures dans le socle par sismique réflexion, et de déterminer l'orientation d'une faille à partir de données d'imagerie de parois de puits. La sismique de puits permet de caractériser la structuration du socle (ou du moins une partie) à l'échelle du réservoir. Les sauts d'échelles entre les données de puits et les méthodes de plus grande portée sont donc facilités, mais restent délicats.

# CHAPITRE 4

# Un réservoir à l'affleurement : l'exemple de Tamariu



Fig. 4.1 : a) Carte géologique des Chaînes Côtières Catalanes. b) Extrémité orientale des Chaînes Côtières Catalanes où se trouvent les affleurements étudiés.

La caractérisation des réservoirs fracturés est issue de mesures réalisées en surface et en puits. Les informations recueillies sont intégrées dans des modèles structuraux, dont la construction se heurte au manque d'information sur les relations entre les différentes structures (Chapitres 1 et 3). L'analyse d'analogues est très utile pour pallier à ces limitations sur la reconnaissance de la géométrie du réseau poreux développé dans un batholite granitique (Chapitre 1 II 4.). Elle permet d'accéder directement aux structures, pour échantillonnages, mesures directes, et reconnaissances structurales en 2D voire 3D. La structuration peut être étudiée continûment de l'échelle de l'échantillon à l'échelle régionale.

Les Chaînes Côtières Catalanes ont été choisies comme analogue aux massifs cristallins rhénans (Chapitre 1). Elles sont principalement constituées par un batholite granitique tardi-varisque et son encaissant métamorphique (Enrique, 1990, Fig. 4.1), qui ont été affectés par l'ouverture de l'ECRIS au Cénozoïque (Chapitre 1 I 3., Fig. 1.11).

Le littoral entre Tamariu et la Cala Pedrosa offre un accès à des granitoïdes sur une bande de plusieurs dizaines de mètres de largeur, et de près d'un kilomètre de longueur, entre la Badia de Tamariu et la Musclera Trencada (Fig. 4.2). La dimension kilométrique de cet affleurement le rend comparable à celle d'un réservoir (par exemple, 600 m séparent les puits profonds de Soultz-sous-Forêts). Une étude de la structuration de l'affleurement et de ses environs menée avec Édouard Le Garzic (étudiant en thèse à l'Université de Strasbourg) est présentée dans ce chapitre. Des marqueurs carbonatés de paléo-circulations sont analysés pour obtenir quelques contraintes sur leur mise en place. La distribution d'un de ces marqueurs sera exploitée de façon à reconnaitre la géométrie des réseaux de drainage lors d'un de ces épisodes de paléo-circulation. Pour finir, il s'agira de tenter de replacer ces circulations dans l'évolution géodynamique régionale présentée dans le chapitre 1.

Chapitre 4

# I. NATURE DU SOCLE

## I 1. FACIES PLUTONIQUES

Le matériel le plus représenté est une granodiorite porphyrique (Ggdf, Fig. 4.2). La matrice est formée par des grains de taille moyenne de quartz, de feldspaths plagioclases et de feldspaths alcalins (Fig. 4.3). Les minéraux accessoires sont principalement des biotites. Des muscovites et des zircons sont plus rares. Les phénocristaux de feldspaths potassiques forment par endroits des cumulats. Quelques enclaves micacées décimétriques sont rencontrées. La granodiorite est grise et devient légèrement rose ou beige avec l'altération (Fig. 4.3). Les biotites sont partiellement voire entièrement chloritisées, et les feldspaths plagioclases peuvent être argilisés. Les datations <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar donnent un âge de 288,4 ±2 Ma sur biotites et 261,9 ±3 Ma sur feldspaths potassiques (Permien inférieur) pour ce faciès échantillonné environ 2,5 km au Nord de l'affleurement (Ferrés-Hernàndez, 1998). Les datations K/Ar respectivement sur les mêmes minéraux indiquent des âges de 292,5 ±6 Ma et 263,5 ±5,6 Ma (Ferrés-Hernàndez, 1998).

Deux granites sont reconnus dans les environs (Ggr et Glg, Fig. 4.2). Ggr est un granite à biotites, Glg est un leucogranite à deux micas. Les relations structurales de ces deux faciès avec la granodiorite sont difficilement observables sur le terrain. Le granite à biotites montre une transition graduelle avec la granodiorite, d'où la supposition d'une contemporanéité (Mapa geològic de Catalunya 1/25000 (Calella de Palafrugell 335-1-2 (79-26)). Les relations géométriques entre la granodiorite et le leucogranite suggèrent que celui-ci serait antérieur à la granodiorite (Enrique, 1990) (Fig. 4.2).

Ces faciès plutoniques ont intrudé un complexe de métasédiments (pélites et grès) cambroordoviciens décrits entre autres par Julivert et Durán (1990) (Fig. 4.1). La bordure sud des granitoïdes se trouve dans la Cala Pedrosa (Figs. 4.1b et 4.2).

## I 2. FACIÈS FILONIENS

Trois types de filons sub-verticaux affectant la granodiorite ont été cartographiés (Fig. 4.2) :

- Un faciès microgrenu porphyrique à phénocristaux de quartz, feldspaths alcalins et plagioclases, et quelques biotites affleure sous forme d'un filon unique dans la zone étudiée (MiG1, Fig. 4.2). Hormis le quartz, les phases primaires sont très altérées. La matrice microgrenue est composée de quartz, et d'autres phases feldspathiques et micacées trop altérées pour être identifiées avec confiance. Des auréoles parallèles aux épontes du filon sont interprétées comme des structures de refroidissement. La direction principale de ce filon est N110°E ; une déviation suivant des structures N030°E est aussi observée. Aucune description ni datation n'a été trouvée dans la littérature.
- Un filon de microgranite (quartz, feldspaths alcalins et plagioclases, MiG2, Fig. 4.2). Une seule occurrence de ce matériel a été observée. Aucune datation n'a été trouvée dans la littérature.

Les intrusions les plus représentées en nombre de filons et en volume sont des spessartites dont l'étendue est régionale (Prls). Leur structure microlitique contient des phénocristaux de feldspaths plagioclases, d'amphibole, de pyroxène et de biotites. L'âge de ces filons est estimé à 253 ±5 Ma (Permien supérieur) (Mapa geològic de Catalunya (Calella de Palafrugell), et voir Solé et al. (2002)).



Fig. 4.2 : Carte géologique et photo satellite de l'affleurement de Tamariu. La carte géologique est redessinée et complétée d'après la Mapa geològic de Catalunya 1/25000 (Calella de Palafrugell 335-1-2 (79-26)), la dénomination des faciès est inchangée. Le cliché aérien est une orthophoto fournie par l'Institut Cartogràfic de Catalunya (ICC), reproduite également dans les figures qui suivent.



Fig. 4.3 : Granodiorite standard (Ggdf) à l'échelle centimétrique.

# II. Reconnaissance multi-échelles des réseaux structuraux

Différentes méthodes ont été utilisées pour caractériser la structuration de l'affleurement et de ses environs. Celles-ci sont présentées ci-après, et leur champ d'application est discuté avant de considérer les résultats.

## II 1. ACQUISITION DES DONNÉES

## II 1.1 Environs de l'affleurement : interprétation de MNT

La structuration du socle paléozoïque de la région de Tamariu (50 km<sup>2</sup>) a été investiguée par cartographie d'anomalies topographiques du Modèle Numérique de Terrain régional (MNT, fourni par l'ICC avec une résolution de 30 m) (Fig. 4.4). Les anomalies topographiques quasi rectilignes sont considérées être l'expression de structures tectoniques et/ou lithologiques par l'effet de l'érosion. Différents éclairages ont été utilisés afin de limiter les biais d'échantillonnage : la source lumineuse a été positionnée tous les 45° en azimut (de 0 à 315°) pour une déclinaison de 45°. Les jeux de linéaments ainsi obtenus sont rassemblés, et fournissent après confrontation un ensemble synthétique de linéaments (Fig. 4.4c). La carte géologique à 1/50000 de l'ICC (consultable sur http:// www.icc.cat/) est intégrée de façon à ajouter des grandes failles non détectées sur MNT, ou supprimer des linéaments marquant des contacts lithologiques non faillés (Fig. 4.4d).

Pour être détectables, l'épaisseur minimale des linéaments semble être de ~100 m. La position des linéaments peut légèrement varier en fonction de l'éclairage, de la profondeur des incisions et de leur largeur. La précision des positions de linéaments obtenus par cette méthode est hectométrique.

Une structure doit présenter une anomalie topographique positive (haut) ou négative (incision) pour être détectée. Cette anomalie est induite par un contraste de résistance à l'érosion entre la structure (cœur(s) et zone(s) endommagée(s)) et son protolithe. La représentativité des familles de structures sur un MNT peut donc varier par exemple suivant la nature et l'intensité des altérations et minéralisations, ainsi que la distribution des espacements (regroupée ou régulière) des failles au sein d'une famille d'orientation donnée. Une analyse de terrain permet d'identifier l'objet carté par télédétection (distinguer les failles, les couloirs de joints... voir par exemple Bryant et al. (1975), Genter et Castaing (1997)).

Les intersections de linéaments sont souvent mal résolues (Fig. 4.4). Les terminaisons de linéaments sont parfois évanescentes. Même lorsque les intersections sont visibles, les décalages horizontaux sont difficilement détectables. Ces données ne renseignent donc que très peu sur la chronologie relative du fonctionnement des structures décrite dans le chapitre 1 I 3. Vu ces considérations, les résultats d'interprétation de MNT fournissent en premier lieu les principales orientations des structures kilométriques. La considération de reliefs bathymétriques pourrait compléter ce type de résultats.



Fig. 4.4 : Reconnaissance de linéaments dans la région de Tamariu. a) et b) sont des représentations de MNT avec deux éclairages différents. c) Ensemble des linéaments observés à partir de huit éclairages complémentaires. d) Même jeu de linéaments avec intégration de données de la carte géologique de l'ICC (voir dans le texte).

## II 1.2 Échelle de l'affleurement : failles majeures et mineures

Les failles sont identifiées autant que possible sur la base de décalages de marqueurs tels que des filons ou des enclaves. La majorité des décalages observés sont sub-horizontaux en raison de la géométrie de l'affleurement et du fort pendage des marqueurs (filons). Ces marqueurs sont relativement rares en contexte plutonique. L'identification des failles a été aussi basée sur l'observation de traces de glissement (tectoglyphes) ou de gouges argileuses, de brèches et cataclasites (Sibson, 1977) en abondance variable. L'épaisseur des structures a été considérée représentative du déplacement accommodé (Scholz (1987), Fig. 1.15).

Des critères ont été définis afin de classer les failles en deux catégories pour leur cartographie (Fig. 4.5) :

- Les failles majeures présentent des cœur(s) et zones endommagées (argilisation et fracturation) métriques. L'épaisseur des cœurs de failles et/ou des veines de minéraux secondaires peut être décimétrique. Les rejets, lorsqu'ils sont mesurables, sont au minimum métriques. Bien souvent ces failles ont subi un surcreusement provoqué par l'altération supergène.
- Les failles mineures sont définies par des rejets inférieurs au mètre, et par des zones endommagées au maximum décimétriques. Certaines failles présentant des minéralisations d'épaisseur décimétrique ont aussi été incluses dans cette catégorie car leurs zones endommagées sont relativement fines voire inexistantes, et leurs rejets sont inférieurs au mètre.

## II 1.3 Échelle de l'affleurement : télédétection

Une analyse de linéaments a été réalisée à l'échelle de la surface affleurante (~50000 m<sup>2</sup>) à partir de deux images satellites offrant une meilleure résolution que le MNT (Fig. 4.5) :

- Une orthophoto fournie par l'ICC (résolution : 5 m, éclairage depuis N130°E).
- Une image fournie par Google Earth (12 juin 2008, © Spotimage, © 2010 Tele Atlas) géoréférencée sur la base de l'orthophoto. L'éclairage se fait depuis la direction N215°E. La résolution est estimée à environ 50 cm.

L'interprétation consiste à relever toute signature pouvant être la signature d'un objet géologique rectiligne (Fig. 4.5). Il s'agit en général de failles, de fractures et de filons. Dans le cas présent, le nombre total de linéaments est bien plus important que le nombre de failles majeures et mineures (Fig. 4.5). De ce fait, ces linéaments sont représentatifs de la structuration des blocs délimités par ces failles.

Les valeurs de résolution données ne sont qu'indicatives, car le pouvoir séparateur dépend de plusieurs paramètres, tels que les contrastes de teinte et l'ampleur des ombres portées par les reliefs. Ainsi, à la faveur de l'érosion, un simple joint peut former une marche qui peut être détectée si l'éclairage est favorable, et une faille de quelques centimètres d'épaisseur peut rester inaperçue. De ce fait un nombre ou une longueur cumulée de linéaments d'une orientation donnée n'est pas directement représentatif de l'importance de cette famille de structures. Aussi la présence de filons sombres amplifie leur détection par rapport à d'autres structures plus discrètes (Figs. 4.2 et 4.5). La photographie de meilleure résolution a été prise avec un éclairage depuis la direction N215°E ; les structures orientées orthogonalement, soit N125°E, sont donc favorisées.

L'analyse des photographies et la reconnaissance des failles majeures et mineures sont influencées par la géométrie de l'affleurement : étant constitué d'une bande orientée majoritairement NW-SE, l'identification des structures NE-SW est favorisée.

Les clichés issus de Google Earth ont subi quelques distorsions locales lors du géoréférencement. Par conséquent les résultats d'orientation sont légèrement bruités.



Fig. 4.5 : Carte structurale de l'affleurement de Tamariu, représentant les failles identifiées sur le terrain et les linéaments reconnus par télédétection sur image satellite.

# II 1.4 Échelle de l'affleurement : fracturation

La fracturation a également été relevée de façon systématique sur 14 sites de l'affleurement (Fig. 4.7). Sur chacun de ces sites, une surface de 4 à 10 m<sup>2</sup> a été définie (Fig. 4.6). L'orientation de chaque fracture d'une longueur minimale de 50 cm se trouvant dans cette surface a été mesurée.

Le but de ces mesures systématiques est d'obtenir un jeu de fractures représentatif de la fracturation "ambiante". En très grande majorité il s'agit de diaclases. Quelques failles à rejet centimétrique à décimétrique ont parfois été relevées (3 individus au maximum par site, voir par exemple une faille N-S à TAM11, Fig. 4.6). Aucune pondération n'a été introduite dans les représentations statistiques.

TAM5



TAM11





PED4



Fig. 4.6 : Exemples de sites de mesures de fracturation. Les pointillés délimitent la zone de mesure systématique de l'orientation des fractures dont l'extension est supérieure à 50 cm.



Fig. 4.7: Résultats de mesures de fracturation en différents sites de l'affleurement. Les bandes bleues représentent l'orientation des failles majeures et mineures voisines des sites de mesure. a) Vue cartographique. b) Représentations en histogrammes. Les larges bandes grises indiquent les directions les plus représentées (No25°E, No65°E, N130°E) à ±10°.

## II 2. ANALYSE DIRECTIONNELLE MULTI-ÉCHELLE

Les orientations des structures obtenues par l'interprétation du MNT et d'images satellite, ainsi que des reconnaissances de terrain, sont représentées sous forme d'histogrammes et de rosaces (Fig. 4.8). Les histogrammes représentant le nombre ou la longueur des segments ont une allure comparable. La pondération des directions par les longueurs des segments n'a donc pas d'effet notoire. Les variations locales d'orientation des structures, par exemple dans des zones de relais, sont théoriquement mieux représentées sur des diagrammes en nombres de segments. Ces représentations en nombre seront donc utilisées dans les figures suivantes.

Les orientations obtenues à l'échelle kilométrique sur le MNT avec ou sans prise en compte des données de la carte géologique sont cohérentes (Fig. 4.8a et b). Les structures ajoutées à partir de la carte géologique correspondent pour la plupart d'entre elles à des orientations majeures obtenues par l'analyse du MNT seul. Certaines de ces structures étant curvilignes, les pics d'orientations majeurs sont légèrement moins marqués sur les histogrammes (Fig. 4.8a et b). Quelques contacts lithologiques faillés ont été ajoutés (Fig. 4.4). Les principales directions sont N-S, E-W, NW-SE ; une famille NE-SW est discrète. Les orientations NW-SE sont les plus représentées et sont réparties dans une gamme de ±15°. Deux directions peuvent être distinguées dans cette famille (N125°E et N140°E). Les autres directions, moins représentées, sont mieux marquées. Les différentes populations sont représentées de façon relativement homogène dans les lithologies paléozoïques métamorphiques et plutoniques qui affleurent au Nord de Tamariu (Fig. 4.4).

À l'échelle de l'affleurement, les failles majeures sont orientées E-W et N065°E (Fig. 4.8c). Les directions N115°E et N140°E sont très discrètes, ce qui est en partie imputable à la direction de l'affleurement. Les failles de second ordre suivent la même organisation et montrent relativement plus d'individus orientés N115°E et N140°E. Les diagrammes sont davantage bruités, peut être en raison du plus grand nombre de segments.

L'analyse des photographies satellite montre une forte densité de structures autour de la direction N115°E qui correspond aux filons de spessartites (Fig. 4.8e). Leur teinte sombre les rend aisément détectables. Cette surreprésentation n'est pas forcément excessive, car vu l'épaisseur cumulée de ces filons, cette population de fractures a de toute façon joué un rôle important au Paléozoïque et notamment dans l'extension permienne (Figs. 4.2 et 1.10). Un pic de plus faible amplitude semble centré sur la direction NW-SE ; sa distinction est peut être rendue difficile à cause de la direction voisine des spessartites. Les orientations N020°E et N065°E à N075°E sont par ailleurs évidentes.

Les levés de fracturation montrent une fracturation importante entre N010°E et N090°E (Fig. 4.8f). Les directions N025°E, N060°E et N135°E ressortent. La direction E-W est faiblement représentée. Ces mesures sont celles qui sont les moins influencées par la géométrie de l'affleurement ou l'éclairage. Les orientations principales des fractures N025°E et N060°E sont concordantes avec celles des failles de plus grande échelle reconnues sur l'affleurement (Fig. 4.8c et d). La direction N025°E de la fracturation est peu exprimée dans les failles, et la direction des failles E-W est peu exprimée dans la fracturation.



Fig. 4.8 : Résultats d'orientation des linéaments détectés par analyse de : MNT et cartes géologiques (a et b), analyses de terrain (failles majeures : c, failles mineures : d, fracturation : f), et photographies satellites : e. Les directions d'éclairage des images satellites à faible et haute résolution sont indiquées par des flèches en gris clair (N130°E) et foncé (N215°E), respectivement.

# II 3. <u>SYNTHÈSE ET DISCUSSIONS SUR LA STRUCTURATION DE</u> <u>L'AFFLEUREMENT ET DE SES ENVIRONS</u>

## II 3.1 Sauts d'échelle

Quelques variations de la représentativité des familles de directions structurales sont observées en fonction des jeux de données, de l'échelle du MNT (~50 km<sup>2</sup>) à celle de la fracturation décimétrique à métrique (sur l'ensemble des sites de mesure, soit ~100 m<sup>2</sup>) :

- La direction N-S est exprimée à l'échelle du MNT (Fig. 4.8a et b).
- La direction NNE-SSW est exprimée à l'échelle de l'affleurement, à l'intérieur des blocs délimités par les failles majeurs et mineures et dans la fracturation (Fig. 4.8e et f).
- La direction ENE-WSW est exprimée à l'échelle de l'affleurement, de celle des failles majeures à celle de la fracturation (Fig. 4.8c, d, e et f).
- La direction E-W est exprimée à l'échelle du MNT et des failles importantes reconnues à l'affleurement (Fig. 4.8a, b, c et d).
- La direction NW-SE est exprimée sur l'ensemble des données (Fig. 4.8a à f).

Certaines variations d'orientations de structures sont donc observées lors de sauts d'échelle, par exemple N-S (MNT) à NNE-SSW (affleurement), et E-W (MNT) à ENE-WSW (affleurement). Ce fait peut signifier que certaines familles de structures sont composées à plus petite échelle de structures obliques. Ces écarts angulaires pourraient être la signature de réactivations de petites structures avec coalescence éventuelle, ou de variations locales ou temporelles du champ de contraintes (Castaing et al., 1996).

D'un point de vue global, les populations de fractures décimétriques à métriques peuvent être représentatives des populations de failles plus importantes qui sont reconnues jusqu'à l'échelle kilométrique (par exemple NW-SE) ou présenter des variations d'une amplitude pouvant atteindre 25°. Ces considérations sont uniquement géométriques, puisqu'aucune observation pouvant caractériser les périodes d'activité des structures n'est disponible. Ceci serait pourtant nécessaire pour, par exemple, discuter d'un possible rôle de structure de Riedel R des petites structures ENE-WSW vis à vis des couloirs de déformation E-W.

## II 3.2 Failles kilométriques au voisinage du site étudié

Les incisions NW-SE sont présentes sur l'ensemble de la zone analysée du MNT et sont relativement longues (Fig. 4.4). Cette famille semble donc particulièrement importante dans la structuration des environs de l'affleurement. Elle est d'ailleurs reconnue à toutes les échelles, excepté celle des failles majeures et mineures où elle n'est que très discrète (Fig. 4.8c et d). Cette sous représentation peut être expliquée par la direction défavorable de la bande de granodiorite affleurant (Fig. 4.2). La ligne de côte est segmentée suivant la direction NW-SE, ce qui est certainement l'expression d'une structuration suivant cet azimut. L'affleurement est d'ailleurs bordé au NE par la prolongation d'une de ces anomalies (bande grise, Fig. 4.5). Au SW de l'affleurement, un linéament

de même orientation est observé, et semble segmenté par des structures transverses (Fig. 4.4c et d).

Deux linéaments exprimés dans le MNT et orientés E-W recoupent l'affleurement (Fig. 4.4c et d). L'un correspond à une incision majeure au centre de l'affleurement (Fig. 4.5). L'autre débouche sur la Cala Pedrosa et délimite le Sud de l'affleurement.

## **II 3.3 Identification de blocs structuraux**

Les formations au sein des incisions détectées sur le MNT ne sont pas accessibles : les linéaments NW-SE de la vallée de Tamariu sont comblés par des dépôts quaternaires (Mapa geològic de Catalunya (Palafrugell)), et les linéaments E-W forment des falaises au niveau de l'affleurement (Fig. 4.2). Même si aucun affleurement de zone de faille n'a été directement observé, ces linéaments sont interprétés comme des failles importantes, qui limitent de grands blocs structuraux dont les bordures sont orientées E-W (au centre de l'affleurement) et NW-SE (en mer) (Fig. 4.5). D'autres failles sont par ailleurs importantes dans la structuration de l'affleurement car elles permettent d'individualiser des blocs. Au Nord, deux blocs (1 et 2) sont distingués en raison de la présence d'une zone de faille correspondant aux critères de faille majeure et très affectée par l'altération supergène (Figs. 4.2 et 4.5, El Salt d'en Gatzai). Une autre incision forme la Cala Gamarús (Figs. 4.2 et 4.5). Celle-ci correspond à une faille présentant entre autres une zone de gouge et des veines de quartz et de carbonates (Fig. 4.11a et b). Deux blocs (3 et 4) sont donc définis de part et d'autre de cette structure (Fig. 4.5). Le linéament E-W recoupant l'affleurement en son centre sépare les blocs 2 et 3.

Des blocs structuraux de dimensions hectométriques sont donc identifiés (Fig. 4.5). Les failles bordières sont orientées NW-SE et ENE-WSW à E-W. Les intersections de ces failles ne sont pas observables.

#### II 3.4 Variations locales des directions de fracturation de petite échelle

Les diagrammes d'orientation de chaque relevé de fracturation diffèrent fortement de celui obtenu en moyenne à l'échelle de l'affleurement (Figs. 4.7 et 4.8f). La fracturation de petite échelle (d'extension inférieure au décamètre) mérite donc une certaine attention.

Les structures majeures et mineures définies précédemment sont représentées en bleu sur les figures 4.7a et b de façon à considérer les relations directionnelles entre les structures bordières des blocs décamétriques et la fracturation qui y est mesurée. Certaines de ces bordures n'ont pas pu être identifiées en raison de l'étroitesse de l'affleurement.

Dans certains cas, au moins une famille de fractures est quasiment parallèle à une macrostructure proche (TAM5 : N060°E, TAM7 : N060°E, TAM10 : N080°E, TAM9 : N055°E, PED4 : N090°E, PED2 : N090°E, PED1 : N135°E, Fig. 4.7). Ces sites sont situés à moins de 25 m de la faille à laquelle une population de fracture est parallèle. Les directions N135°E (NW-SE) à N105°E (WNW-ESE) exprimées à TAM4, 6, 7 pourraient être liées à la faille kilométrique voisine NW-SE vue sur le MNT (Fig. 4.5). À PED3 l'orientation N045°E est parallèle à une faille mineure située à proximité au NE, et qui pourrait délimiter le trait de côte à proximité du site de mesure. Une telle similitude entre la direction d'une famille de fractures et d'une faille pourrait être trouvée à TAM3 à partir du stéréogramme (Fig. 4.7a) mais ceci n'est pas manifeste sur l'histogramme correspondant (Fig. 4.7b). Cet exemple illustre les précautions qu'il faut prendre pour ne pas surinterpréter ce type de données statistiques.

Dans d'autres cas, la fracturation ne contient pas systématiquement une famille de diaclases parallèles à une faille proche : à TAM11 seule une faille mineure est retrouvée (N110°E) et aucune fracture orientée N060°E n'est relevée. TAM6 présente des caractéristiques similaires avec la direction N060°E.

Sur de nombreux sites, des familles de fractures présentent une orientation légèrement différente de celle des failles voisines. Une telle relation angulaire pourrait caractériser des familles de fractures conjuguées (TAM4, 10, PED2) ou des systèmes de Riedel : les failles N060°E montrant des décalages horizontaux sénestres (Fig. 4.12), la famille N040-050°E révélée au sein d'un bloc à TAM5, 6, 7 pourrait correspondre à des structures de type R. Il pourrait en être de même à TAM8 et TAM27. Ces interprétations du rôle des petites fractures vis-à-vis de structures majeures ne sont basées que sur des relations géométriques. Un examen de figures de glissement est indispensable pour confirmer ces hypothèses, mais ces objets sont malheureusement trop rares sur l'affleurement.

En résumé, lorsqu'elles sont considérées localement, les directions de la fracturation d'échelle inférieure au décamètre ne sont pas systématiquement représentatives des directions des structures voisines de dimensions plus importantes. La prise en compte d'un nombre suffisant de petites structures (ici ~400) répartis à différents endroits du massif (ici 14) peut être représentative de la structuration de plus grande échelle (par exemple suivant la direction N135°E) ou en être différente (par exemple la direction N060°E) (voir la partie 3.1 précédente)

# III. MARQUEURS CARBONATÉS DE PALÉO-CIRCULATIONS

Certaines fractures et failles des Chaînes Côtières Catalanes présentent des remplissages carbonatés, reconnus à l'échelle de l'affleurement de Tamariu et à l'échelle régionale. Ces précipitations de carbonates sont associées à des paléo-circulations de fluides. L'analyse de quelques caractéristiques structurales, géochimiques et minéralogiques de ces veines vont apporter des informations sur les conditions de paléo-circulations de fluides qui ont provoqué ces précipitations (partie III ci-après) et reconnaître une géométrie de réseau poreux utile à ces circulations (Chapitre 4 IV).

# III 1. NATURE DES VEINES CARBONATÉES

#### III 1.1 Calcites blanches

À Tamariu, des veines de carbonates très clairs à blancs sont observées principalement dans les filons de spessartites (Fig. 4.9a). Les teneurs en éléments majeurs et l'analyse par diffraction des rayons X montrent qu'il s'agit principalement de calcite riche en manganèse (Tab. 3 et Fig. 4.27). Leur épaisseur est très variable le long d'une même veine, du décimètre à moins d'un millimètre dans certains réseaux assez denses. Les contacts carbonates-spessartite sont francs et rarement



plans. Les veines les plus épaisses sont globalement parallèles aux filons (~N115°E), et des directions proches de N070°E sont également affectées par des remplissages bien plus fins. Des cristaux centimétriques sont observés dans les plus grosses veines. Des enclaves de spessartites sont parfois prises dans ces calcites (Fig. 4.9a). Des veines de remplissage similaire centimétrique et de direction ~N120°E sont plus rarement observées dans la granodiorite (Fig. 4.9b), parfois en association avec des veines de quartz verdâtre.

Fig. 4.9 : Exemples de veines de calcites blanches d'orientation voisine de N120°E, développées dans les filons de spessartites a) ou dans le granite b).

Des veines plus larges de calcites aussi claires ont été identifiées au sein du batholite granitique formant le massif du Cadiretes, à environ 25 km au SW de Tamariu. Deux affleurements ont été étudiés près du village de Canyet (Figs. 4.1 et 4.10).

Une zone de faille sub-verticale et d'azimut ~N135°E affleure sur ce site de CAN7 (Fig. 4.10a, e, f et g). Le cœur de la faille est constitué de plusieurs compartiments (Fig. 4.10e). Une gouge fortement argileuse surcreusée est accolée par contact franc à une cataclasite quartzeuse. La cataclasite est affectée par des veines centimétriques de calcite (Fig. 4.10f). Certains cristaux de calcite sont déformés, comme en attestent les macles et leur courbure (Fig. 4.10g). La proportion de carbonates devient plus importante au NE entre la cataclasite et le protolithe (Fig. 4.10e). Ils forment un ciment contenant des clastes et enclaves quartzitiques, granitiques et carbonatés.



Fig. 4.10 : Affleurements de carbonates dans la région de Canyet. a) Localisation des affleurements et extension probable de carbonates massifs. b) Exemple de cristaux centimétriques. c) Figures de dissolution (stylolithes) soulignées par des niveaux d'oxydes et d'argile rougeâtres. d) Veines carbonatées dans leur encaissant quartzeux bréchique. e) Affleurement d'une zone de faille avec zone de brèche affectant les carbonates. f) Cristaux centimétriques de carbonates. g) Carbonates en lame mince (lumière polarisée analysée).

Un autre affleurement de carbonates a été identifié à environ 1,5 km au NW, dans l'alignement de ces structures (Fig. 4.10a, b, c et d). Il se présente sous la forme d'un dôme (Turo de l'Avi, TET1) rompant avec la monotonie d'une crête orientée N050°E, qui pourrait correspondre à l'intersection de grandes failles. Cette anomalie topographique est composée en grande majorité de calcite à patine grise et, en minorité, de quartz (Fig. 4.10b, c, d). Les macles sont fréquentes, parfois légèrement courbées. Des stylolithes témoignent de phénomènes de dissolution (Fig. 4.10c). Le matériel encaissant est principalement du quartz correspondant au filon de direction moyenne N135°E représenté sur la carte géologique de l'IGME (Mapa geologico de España 1/50000 (San Feliu de Guixols 366 (39-14)), Fig. 4.10a et d). En bordure de ce corps carbonaté, quelques contacts par fractures décimétriques sont orientés principalement N075°E et N135°E (Fig. 4.10a et d). L'étendue cartographique exacte des carbonates est difficilement observable, mais ils représentent un volume si important (Fig. 4.10a) que des cavités karstiques ont pu s'y développer (la Cova dels Lladres). Cependant aucune mention n'est faite des carbonates sur les cartes géologiques (http://www.icc.cat et Mapa geologico de España 1/50000 (San Feliu de Guixols 366 (39-14))). De fins réseaux anastomosés de quartz sont ensuite développés dans les carbonates.

## III 1.2 Carbonates à oxydes

À Tamariu, des veines de carbonates sont caractérisées par une patine brune (Fig. 4.11). Dans certains cas cette teinte se retrouve à la cassure, marron claire à brune. Dans les autres cas la cassure peut être blanchâtre, ou gris-bleuté. Plusieurs générations de carbonates sont identifiées par des différences de teinte, de morphologie (forme des cristaux, fracturation), de dimension et forme des cristaux. Au sein des veines, les carbonates forment des ciments ennoyant des clastes et enclaves de granodiorite, de grains de quartz ou encore de veines carbonatées bréchifiées. La dimension de ces éléments est centimétrique à infra millimétrique. Quelques cristaux de sulfures sont observés. L'épaisseur des veines varie entre plusieurs décimètres et moins d'un millimètre (Fig. 4.11c, d et e). Lorsqu'elles sont relativement préservées de l'altération supergène, elles sont observées dans et à proximité des failles de direction N020°E à N120°. Certaines failles de ces directions en sont exemptes (ce chapitre, partie IV 1.). Quelques structures sont affectées à la fois par ces veines carbonatées et des veines de quartz d'épaisseur millimétrique à centimétrique, principalement dans les directions N060°E à N070°E.

Cinq générations de carbonates ont été prélevées sur les échantillons B0933 et B0948 (Figs. 4.17 et 4.11d et e) pour des analyses présentées plus loin. L'échantillon B0933 est issu d'une intersection de structures N060°E et N110°E et se compose de trois générations principales. L'échantillon B0948a se distingue des carbonates à oxydes (Fig. 4.11e) : il correspond à des remplissages géodiques dont l'occurrence semble restreinte aux espaces poreux résiduels des veines à oxydes, et est relativement rare à l'échelle de l'affleurement. Ces cristaux millimétriques à centimétriques sont translucides. L'examen aux rayons X et les concentrations en éléments majeurs montrent la nature variée de ces carbonates (dolomite, ankérite, calcite magnésienne) (Tab. 3).

À proximité de ces veines à oxydes, la matrice granodioritique contient de fortes teneurs en carbonates. Ce point sera développé plus loin.

Chapitre 4



Fig. 4.11 : Carbonates à oxydes. a et b) Faille séparant les blocs 3 et 4 (Cala Gamarús, Fig. 4.2), avec une veine épaisse de carbonates au sein du cœur. c) Veine à enclaves granodioritiques. d) Échantillon B0933. e) Échantillon B0948.

# III 2. <u>CONTRAINTES STRUCTURALES ET GÉOCHIMIQUES SUR LA</u> <u>MISE EN PLACE DES CARBONATES</u>

## III 2.1 Chronologie relative de l'activité des structures

Il s'agit ici de proposer une chronologie relative de l'activité des structures en se basant sur les relations structurales observées entre les différents objets (notamment les filons et les veines). Sur les sites CAN7 et TET1, les veines de calcite peu déformées et développées dans les cataclasites quartzitiques montrent que la déformation du matériel quartzeux est terminée lors des précipitations carbonatées (Fig. 4.10f). La bréchification des calcites en d'autres endroits indique cependant la poursuite des déformations.

À Tamariu, les filons de spessartites sont répartis principalement suivant la direction N115°E. Certaines dérivations dans des directions ENE-WSW à E-W sont observées localement (Fig. 4.2). Les décalages des marqueurs de part et d'autre des filons (aplites, enclaves micacées) sont minimes. Quelques enclaves granodioritiques sont intégrées aux filons ; ces enclaves ne présentent pas une bréchification prononcée. Les contacts avec la granodiorite sont francs (Figs. 4.9b et 4.12). Les spessartites se sont donc mises en place dans des diaclases N115°E avec une faible composante cisaillante (mode I), alors que la granodiorite n'avait pas subi de déformation fragile notoire suivant

ces directions. Les épontes franches montrent que le pluton était suffisamment refroidi lors de la mise en place de ces filons au Permien supérieur.

Des veines de quartz sont observées suivant les directions ENE-WSW à ESE-WNW. Les épontes des fractures dans lesquelles elles sont développées sont souvent épisyénitisées (Fig. 4.12). Certaines d'entre elles sont recoupées par les spessartites. Elles se sont donc vraisemblablement mises en place avant la phase intrusive filonienne et pourraient donc être attribuées aux stades terminaux du plutonisme. Un autre épisode de précipitation à quartz, recoupant les spessartites, intervient ensuite.

Les failles orientées NNE-SSW et surtout ENE-WSW sont les plus importantes en nombre d'individus et en rejet horizontal. En général, les failles NNE-SSW (dextres) sont décalées par celles orientées ENE-WSW (senestres), mais la situation inverse peut être rencontrée (Fig. 4.12). Certaines d'entre elles sont affectées de remplissages carbonatés à oxydes. Ces veines recoupent les filons magmatiques, les veines de quartz et de calcite blanche, dont des clastes et enclaves composent les brèches des zones de faille (Fig. 4.11c et d). En revanche, les carbonates à oxydes ne représentent qu'une très faible proportion des enclaves dans les ciments de composition proche. De plus, la mise en place de ces veines n'a vraisemblablement pas été accompagnée de décalages significatifs des marqueurs situés de part et d'autre (aplites, filons, enclaves micacées). Le décalage de certains marqueurs et la bréchification qui affecte notamment la granodiorite et les spessartites, mais qui n'affecte pas les carbonates à oxydes, indiquent une phase de déformation avant la mise en place de ces carbonates.

Les cristallisations géodiques de calcite magnésienne trouvées dans les pores résiduels des structures constituent les derniers épisodes préservés des cristallisations carbonatées (Fig. 4.11e).



Fig. 4.12 : Exemples de rejets sub-horizontaux et des précipitations carbonatées associées (haut : TAM4 (Fig. 4.7), bas : TAM28 (Fig. 4.17)). Rose : granodiorite, vert : spessartite, blanc : calcites blanches, jaune : carbonates à oxydes.

# III 2.2 Caractérisation des déformations

#### **Calcites blanches**

Les carbonates blancs échantillonnés à CAN7 et TET1 sont tous calcitiques et riches en manganèse (Tab. 3 et Fig. 4.27). Leurs spectres de terres rares et leurs déséquilibres isotopiques sont très similaires sur les deux affleurements de Canyet. La formation de ces carbonates peut donc être attribuée à un même épisode de circulation. Certains cristaux de grandes dimensions (Fig. 4.10b, c et f), ainsi que les dimensions cartographiques du corps carbonaté (Fig. 4.10a) indiquent l'importance de l'ouverture totale des structures pour ces cristallisations. Une ouverture relativement rapide de ces espaces pourrait expliquer la texture des carbonates et l'homogénéité des signatures géochimiques. Des stylolithes témoignent de déformations postérieures à la mise en place des carbonates (Fig. 4.10c).

#### Carbonates à oxydes

Le cliché de la figure 4.11c est représentatif de nombreuses veines de carbonates à oxydes d'épaisseur centimétrique à décimétrique et d'orientation ~N060°E à Tamariu. Les enclaves granodioritiques sont généralement anguleuses, et parfois de grande taille par rapport à l'épaisseur de la veine. Aucun indice franc de dissolution n'a été observé (stylolithes par exemple). Une gangue carbonatée développée autour d'enclaves granodioritiques peut même être remarquablement préservée (Fig. 4.11c).

Les bordures des veines avec la granodiorite sont franches (Fig. 4.11c). La zone endommagée peut être très mince par rapport à l'épaisseur des veines, voire inexistante. Lorsqu'une zone endommagée est présente, des indices de rejet important sont relevés. La déformation pourrait donc être attribuée aux déformations précédant la mise en place des carbonates, puisque ceux-ci sont apparemment peu déformés. Des systèmes de veines plus fines ramifiées affectent les bordures de la granodiorite (Fig. 4.11e).

À l'échelle microscopique, plusieurs générations de remplissages carbonatés sont également reconnues (Fig. 4.13). En particulier, des formations géodiques de dimensions parfois centimétriques sont observées dans des ciments carbonatés (Fig. 4.13b). Des enclaves de brèches quartzeuses ou granodioritiques sont prises dans les ciments et les cristaux des géodes (Fig. 4.13c). La précipitation des carbonates est donc postérieure aux déformations correspondant à une première phase de bréchification de la granodiorite et la formation de brèches à quartz. De plus, des objets carbonatés de grande dimension relative sont préservés. Les cristaux sont très peu maclés. Aucun stylolithe n'est observé. Aucune bande de cisaillement telles que celles décrites par Lu et al. (2005) n'est reconnue.

L'ensemble de ces observations macroscopiques et microscopiques montre que les veines se sont mises en place dans des espaces s'ouvrant avec un cisaillement relativement faible (quasi mode I). Les différentes textures indiquent une certaine variabilité des conditions de précipitation : les cristallisations géodiques montrent que des espaces relativement importants étaient disponibles en milieu non saturé (voir par exemple Whelan et al. (2002)). Les masses composées de grains fins et de dimensions relativement homogènes caractérisent des ciments formés en milieu saturé (Land, 1970 ; Marfil et al., 2005 ; Tarasewicz et al., 2005).


Fig. 4.13 : Photographies de carbonates à oxydes en microscopie optique (lumière polarisée analysée). a) Échantillon B0949. b) et c) Échantillon B0958.

L'ouverture de ces espaces, permettant la cristallisation de carbonates et la présence de débris de granodiorite, est caractéristique de brèches d'implosions ou de fracturation hydraulique décrites par Sibson (1986). Les critères de reconnaissance sont les suivants :

- Une texture en puzzle ("jigsaw textures") dans laquelle les éléments sont disjoints, avec des déplacements relatifs et des rotations faibles. L'échantillon B0933, et un grain de quartz de l'échantillon B0948 en sont de très bons exemples (Fig. 4.13a).
- Les clastes et enclaves ainsi dispersés ne présentent pas de déformations internes. Des

cisaillements ou des figures de dissolution ne sont pas observés sur les échantillons.

 Les clastes ne sont pas séparés par un matériel granodioritique (par exemple broyé, altéré), mais sont ennoyés par des ciments de compositions exotiques (carbonates).

Deux écarts à la définition de Sibson (1986) sont relevés :

- La taille des clastes devrait être bien triée, ce qui n'est pas particulièrement observé. Une préstructuration de la granodiorite peut être invoquée pour l'expliquer.
- Les clastes et enclaves devraient être unimodaux (granodioritiques ou grains primaires de la granodiorite isolés ou fragmentés). Des matériels carbonatés constituent certaines enclaves (Fig. 4.13). Cette dernière observation ne contredit pas la définition de brèches d'implosions. Elle ne fait qu'indiquer que des précipitations carbonatées peuvent être affectées par les phénomènes de fracturation hydraulique, ce qui montre l'alternance d'épisodes de fracturation et de précipitation des carbonates à oxydes.

Les veines carbonatées à oxydes s'apparentent donc à des brèches d'implosion. Ces brèches sont obtenues par éclatement puis cimentation ("crack and sealing") des formations comme cela est décrit par Sibson (1986), Seront et al. (1998), Tarasewicz et al. (2005), Woodcock et al. (2007) : l'ouverture de fractures occasionnées par des mouvements de blocs peut induire une diminution de pression de fluides dans l'espace poreux ainsi formé. Les formations à proximité des épontes sont alors soumises à une surpression de fluide relative, qui peut (ré-)ouvrir des fractures et éclater la roche. De tels phénomènes peuvent être associés à des cycles sismiques. Sibson (1986) indique par ailleurs que la formation de ces brèches se produit à des profondeurs d'au moins de 500 m car une pression de fluide minimale est requise pour ces processus.

La fragmentation observée dans l'échantillon B0933 (Fig. 4.11d) peut être liée aux fonctionnements successifs des structures N060°E et N110°E qui s'intersectent, outre les effets de pression de fluides.

#### III 2.3 Origine des fluides et températures de cristallisation

Les données géochimiques peuvent être utilisées pour apporter des contraintes sur l'origine des fluides et les conditions de température de mise en place des carbonates.

Aucun appauvrissement notoire en cérium (Ce) n'est observé dans les spectres de terres rares des carbonates (Fig. 4.27). L'hypothèse d'une origine marine des fluides peut donc être écartée d'après McLennan (1989). Par ailleurs, les rapports Yb/Ca-Yb/La des carbonates les placent nettement dans le domaine hydrothermal (Fig. 4.14). Leurs teneurs relativement élevées en Terres Rares (Tab. 3 et Fig. 4.27) seraient associées à des circulations de solutions à pH assez faible (Michard, 1989). Les échantillons de carbonates à oxydes de Tamariu présentent tous un enrichissement relatif en europium (Eu), ou du moins une certaine tendance concernant B0933a et B0948a (Tab. 3 et Fig. 4.27). En revanche, la granodiorite encaissante en est appauvrie (Eu/Eu\* = 0,61). Cet appauvrissement est courant dans les granitoïdes (voir par exemple McLennan (1989), Pinto-Coelho et al.

(1999)) ; cependant, cette anomalie pourrait être liée en partie au lessivage par les fluides acides qui ont précipité les carbonates. L'ensemble de ces observations indique l'affinité hydrothermale des circulations de fluides ayant précipité les carbonates.



Fig. 4.14 : Rapports Yb/Ca-Yb/La des carbonates de Canyet et de Tamariu dans la représentation de Subías et Fernández-Nieto (1995).

Les valeurs des déséquilibres isotopiques de l'oxygène ( $\delta^{18}$ O) et du carbone ( $\delta^{13}$ C) des échantillons prélevés à Canyet sont bien plus regroupées que celles des échantillons provenant de Tamariu (Fig. 4.15). Ceci illustre de nouveau la grande similitude des caractéristiques géochimiques des carbonates de Canyet (et donc leur très vraisemblable précipitation lors d'une même phase de circulation) contrairement aux carbonates de Tamariu dont les précipitations sont clairement polyphasées.



Fig. 4.15 : Déséquilibres isotopiques du carbone et de l'oxygène des veines de carbonates échantillonnées.

Les déséquilibres isotopiques de l'oxygène peuvent apporter des informations complémentaires sur la température de cristallisation (voir une synthèse dans Faure (1986)). L'origine du fluide étant hydrothermale, une eau enrichie en isotopes lourds ( $\delta^{18}O = +5\%$ , SMOW, Standard Mean Oceanic Water) est considérée pour le calcul des températures de cristallisation (Fig. 4.16). Selon cette hypothèse, des valeurs de l'ordre de 225°C à 255°C caractériseraient les températures de cristallisation des calcites de Canyet d'après la relation de Friedman et O'Neil (1977) (Fig. 4.16). Une température de 187°C est obtenue pour les calcites similaires de Tamariu. La relation de Sheppard et Schwartz (1970) indique des températures variant entre 168°C et 193°C pour les carbonates à oxydes. Cette même relation, complétée par celle de Fritz et Smith (1970), fournit par interpolation une température de 87°C pour la calcite magnésienne géodique (Fig. 4.16).



Fig. 4.16 : Equations thermométriques des isotopes de l'oxygène appliquées aux veines carbonatées échantillonnées à Canyet et Tamariu.

Les relations structurales des carbonates indiquent la séquence de mise en place suivante : calcites blanches, carbonates à oxydes, calcites magnésiennes géodiques. Les données géochimiques montrent une diminution générale des températures de cristallisation suivant cette séquence. Ces caractéristiques sont donc cohérentes avec une diminution progressive de la température au cours de l'exhumation du massif.

Les caractéristiques structurales des veines à oxydes témoignent de leur mise en place à des profondeurs de plus de 500 m. L'analyse des éléments traces et des données isotopiques indiquent des conditions de dépôts hydrothermales, à des températures de cristallisation de l'ordre de 170°C à 190°C. Ces paramètres sont donc similaires aux conditions d'exploitation de réservoirs géothermiques actuels (voir l'exemple de Soultz-sous-Forêts, Chapitre 1 III).

# IV. CARACTÉRISATION DU DRAINAGE NATUREL

Les caractéristiques structurales et géochimiques des carbonates à oxydes indiquent que leur formation correspond à des conditions de drainage qui auraient pu être exploitables en géothermie. Les oxydes associés aux carbonates rendent facilement identifiables les remplissages de structures dans lesquels ils se trouvent. Ces veines constituent donc de très bons marqueurs de paléo-circulations et permettent en quelques sortes de considérer l'affleurement de Tamariu comme un réservoir géothermique fossile, la distribution des veines à oxydes représentant une image des chemins de percolation lors d'une phase de drainage naturel du massif fracturé.

# IV 1. DISTRIBUTION DES CARBONATES À OXYDES

L'occurrence des carbonates à oxydes a été cartographiée afin d'identifier les réseaux de drainage lors de ces épisodes de paléo-circulations. Plusieurs objets ont été définis (Fig. 4.17) :

- **Remplissages épais** : structures dont les remplissages atteignent une épaisseur de plus de 5 cm.
- **Remplissages fins** : structures dont les remplissages présentent une épaisseur comprise entre 1 et 5 cm, et affleurant sur une distance de plus de 10 m.

Les veines plus fines et moins étendues ont été représentées suivant trois gammes de densités :

- Zones 1 : zones dans lesquelles le remplissage carbonaté cumulé est supérieur à 1 cm par mètre (Φ ≥ 1%, voir sa définition en début de manuscrit) suivant une direction globalement orthogonale à l'azimut des fractures remplies (soit environ N150°E).
- Zones 2 : zones dans lesquelles le remplissage carbonaté cumulé est compris entre 1mm/m et 1cm/m suivant la même direction (0,1% ≤ Φ < 1%).</li>
- Zones 3 (protolithe) : zones dans lesquelles le remplissage carbonaté cumulé est inférieur à 1mm/m suivant la même direction (Φ < 0,1%).</li>

Seules les zones 1 et 2 d'étendue significative ont été reportées sur la carte (Fig. 4.17). Les zones 3 sont laissées en transparence (c'est-à-dire non représentées).

# IV 1.1 Échelle globale de l'affleurement

La figure 4.17 révèle l'hétérogénéité et l'anisotropie de la distribution des marqueurs. Les remplissages les plus épais se trouvent majoritairement dans les structures ENE-WSW ; les plus fins affectent principalement cette direction ainsi que les azimuts N060°E ±40° (soient N020°E et N100°E).

Les zones de forte densité de veines (zones 1 et 2) sont quasi systématiquement voisines d'une veine d'épaisseur significative (centimétrique). Ceci traduit une tendance au regroupement ("clustering") des petites veines au voisinage de veines plus épaisses et plus étendues. La densité des veines et les volumes qu'elles affectent sont généralement asymétriques par rapport à la (aux) veine(s) épaisse(s) de chaque couloir. Des zones de circulation dense sont reconnues à distance des failles majeures (Figs. 4.5 et 4.17).



Fig. 4.17 : Cartographie des occurrences de carbonates à oxydes sur l'affleurement, et orientation des veines considérées sur l'ensemble de l'affleurement ou par blocs. La fracturation de chacun des blocs (sans considération des remplissages) est également représentée.

# IV 1.2 Échelle des blocs

#### Généralités

La zone de faille séparant les blocs 1 et 2 correspond aux critères de faille majeure et de zone 1. Les blocs 3 et 4 sont séparés par une faille majeure dont le cœur présente un remplissage carbonaté épais (Fig. 4.11a et b). La présence de carbonates dans la structure séparant les blocs 2 et 3 n'a pas pu être observée.

Les directions de veines identifiées sur l'ensemble de l'affleurement (N020°E, N060°E et N100°E) ne sont pas systématiquement représentées à l'échelle inférieure de la surface affleurante de chaque bloc (Fig. 4.17). Les directions contenant les ouvertures les plus larges sont homogènes au sein des blocs (N070°E) excepté pour le bloc 3 (N090°E). En revanche, les veines plus fines sont dispersées sur une plus large gamme d'azimuts. Les familles ~N060°E, N010°E-N030°E, N090°E-N110°E sont représentées en proportions variables. Les veines dites épaisses et fines sont parallèles au sein du bloc 4. Quelques individus fins sont orientés suivant la direction secondaire N010°E. Le bloc 2 présente également deux orientations de veines, suivant les familles ~N060°E et E-W. Concernant le bloc 1, les deux directions secondaires sont représentées, et quelques veines ont une direction très voisine de la direction majeure N060°E. Les segments mesurés sont ici moins nombreux que dans les autres blocs ce qui limite leur représentativité. Dans le bloc 3, la direction E-W des remplissages épais n'est pas représentée par les remplissages fins qui sont orientés approximativement N030°E et N060°E.

Les seuls remplissages épais rencontrés dans une direction autre que ~N060°E sont concentrés au Sud du bloc 3 : la faille séparant les blocs 3 et 4 et un remplissage épais (40 cm) attestent d'une ouverture importante des ces structures d'azimut E-W. Entre ces deux veines majeures, la distribution des marqueurs de circulation est partitionnée asymétriquement par une faille N025°E : à l'Est de cette faille, le drainage est intense suivant des directions NE-SW à ENE-WSW, à l'Ouest un bloc de granodiorite est relativement sain et quasiment exempt de veines. Les terminaisons des drains sont observés sur des structures orientées NNE-SSW à NE-SW. Ceci montre aussi que l'intensité du drainage peut être très variable localement.

Pour résumer, les principales veines carbonatées à oxydes sont orientées ENE-WSW à E-W et présentent des espacements hectométriques. Les veines d'extension décamétrique au sein des blocs suivent des directions N020°E, N060°E, N100°E, qui sont activées dans des proportions variables propres à chaque bloc. La direction accommodant les ouvertures maximales N060°E est la plus régulièrement représentée. Les veines plus fines montrent souvent une distribution asymétrique de part et d'autre d'une veine majeure ou mineure.

#### Contrôle des réseaux de circulations

Les trois directions investies par les carbonates dans le bloc 1 sont présentes dans les résultats de reconnaissance des failles sur le terrain et par télédétection (Fig. 4.17).

Dans le bloc 2, la direction N020°E est exprimée dans la structuration indifférenciée, mais aucune veine de carbonates d'épaisseur centimétrique n'est reconnue dans cette direction (Fig. 4.17). Les autres directions de veines sont présentes dans la fracturation ambiante (environ N060°E et N090°E).

Dans le bloc 3, les directions N020°E et N060°E sont exprimées dans la fracturation indifférenciée et sont utilisées pour le drainage (Fig. 4.17). Des veines épaisses sont développées suivant la direction E-W alors que cet azimut n'est pas clairement reconnu dans la fracturation générale.

Dans le bloc 4, les directions utiles au drainage sont orientées N055°E à N080°E et corres-

pondent à une structuration clairement exprimée (Fig. 4.17). Une direction secondaire de veines N020°E est reconnue, également présentes dans la fracturation ambiante.

Plusieurs configurations sont donc identifiées et synthétisées (Fig. 4.18) :

- Les carbonates se mettent en place dans des familles de structures significativement représentées (blocs 1, 2, 3 et 4).
- Le bloc 2 est fracturé suivant la direction N020°E mais les veines de carbonates dans cette direction sont quasiment inexistantes. L'absence de carbonates suivant une direction donnée ne semble donc pas liée à une lacune structurale.
- Dans le bloc 3, des veines épaisses sont développées dans la direction E-W mais très peu de veines plus fines et de structures sont observées dans cette direction.

À l'échelle globale de l'affleurement comme à l'échelle des blocs (Fig. 4.17), les directions N130°E à N180°E ne sont pas utilisées pour les circulations.



Fig. 4.18 : Représentation schématique de la structuration identifiée au sein des blocs, et des directions des veines.

Les zones où la densité des marqueurs est la plus forte sont le Sud du bloc 3 et le Sud du bloc 4 (Fig. 4.17). Ces deux zones se trouvent à proximité de failles E-W. Les autres zones de circulation présentent d'une part une densité de veines moindre, et d'autre part une orientation suivant la direction ENE-WSW dans ou en bordure des blocs. Il y a donc une corrélation entre la densité des chemins de circulation et l'orientation des failles bordières de blocs, plus précisément l'angle formé par ces failles : la zone sud du bloc 1 délimité par des failles N080°E et N145°E (trait de côte) formant un dièdre de 65° n'est pas densément affectée par les carbonates. En revanche, le SE du bloc 3 est un dièdre de 50°, le SE du bloc 4 est un dièdre d'angle encore plus aigu (35°), et une forte densité de veines y est observée. Plus l'angle du dièdre est aigu, plus la fracturation et le drainage sont intenses. En outre, la faille bordière du Sud du bloc 2 forme avec le linéament de la vallée de Tamariu (parallèle à la ligne de côte du bloc 1) un angle de 55°. Ce dièdre est délimité par deux linéaments détectés sur MNT ; la "superposition" de la fracturation et de l'altération de ces deux accidents majeurs pourrait expliquer la forte érosion du dièdre SE du bloc 2 (Cala d'en Roig, Fig. 4.2).

L'altération et la fracturation des failles bordières de blocs se superpose aux systèmes de failles ENE-WSW et les directions associées NNE-SSW et E-W, dont l'expression est propre à chaque bloc. Plus l'angle entre deux failles est aigu, plus de réseau de drainage du bloc qu'elles délimitent semble dense.

En raison de la géométrie de l'affleurement (bande orientée NNW-SSE), des limites de blocs dans les directions E-W et ENE-WSW ont été facilement identifiées (Fig. 4.5). Les relations entre les remplissages carbonatés à oxydes et structures NW-SE sont moins évidentes (Fig. 4.17). Les carbonates ne s'y développent que sur de faibles longueurs (millimétrique à décimétrique) et uniquement à certaines intersections avec des veines de directions courantes (notamment N060°E et N100°E). Les contacts spessartites-granodiorite sont assez fréquemment infiltrés de cette façon, ce qui montre que ces discontinuités sont facilement réactivées.

### IV 1.3 Échelle d'un couloir de circulation

Certaines zones de faille contiennent une ou plusieurs veines d'épaisseur centimétrique à décimétrique, accompagnées de nombreuses veines fines à très fines (millimétriques). L'asymétrie de ces zones de circulation a été évoquée précédemment. Il est ici question de quantifier et caractériser la distribution des réseaux de drainage à l'échelle d'un couloir de circulation.

#### Structure générale

Un couloir de circulation d'orientation moyenne N065°E affleure dans le bloc 2 et peut être suivi sur une centaine de mètres (Figs. 4.17 et 4.19). Cette zone est constituée d'un réseau anastomosé de veines de carbonates d'épaisseur centimétrique. La veine la plus épaisse (jusqu'à 30 cm) contient des enclaves granodioritiques dont les dimensions peuvent atteindre la dizaine de centimètres (Fig. 4.11c). Ces veines épaisses se trouvent en bordure du couloir (Fig. 4.19), comme cela a été observé en général pour les autres systèmes affleurant (Fig. 4.17). Elles peuvent être aussi multiples et border de part et d'autre la zone percolée, la position relative des veines épaisses et fines variant le long de la zone de faille jusqu'au rivage situé à l'Est (Fig. 4.17). L'argilisation est relative-



Fig. 4.19 : Affleurement d'un couloir de circulation N065°E et de ses relais, avec la position des zones drainées et des veines les plus épaisses (a). Les positions des deux profils de fracturation et de l'échantillon B0935 sont indiquées. Les diagrammes donnent l'orientation de la fracturation totale ou uniquement des veines suivant ces profils. b) Détail du réseau de fracture percolé.

ment peu développée dans ce couloir. Ce réseau de veines est sécant à quelques filons de spessartites, sans décalage important. La terminaison SW du système se manifeste par une diminution de l'épaisseur et de la densité des veines, avec une connexion d'une part à une veine N065°E via un réseau de veines fines (zone 2) et d'autre part à une veine E-W (Fig. 4.19). Le relais entre les deux couloirs N060°E est constitué par des fractures orientées NNE-SSW. Par ailleurs, un relais entre le couloir étudiée (Fig. 4.19) et un couloir de même orientation situé à l'Est est constitué par des fractures orientées E-W (Fig. 4.17).

Les fractures de plus de 25 cm de longueur affleurante ont été relevées systématiquement suivant deux profils (ou "scanlines"). Leur position a été choisie de façon à échantillonner le couloir de circulation (profil 2) et la zone de relais entre ce couloir et une structure de même orientation (profil 1) (Fig. 4.19). Les biais d'échantillonnage ont été minimisés en choisissant des directions de profils qui permettaient de recouper les populations de structures principales avec un angle assez élevé (Park et West, 2002). Les veines carbonatées sont rares voire absentes au delà des profils (zones 3). D'autres mesures systématiques ont été réalisées à l'Est du profil 2 (TAM 27, Figs. 4.7 et 4.20). Les résultats sont représentés sur les figures 4.20, 4.21, 4.22 (et 4.7 pour TAM27).

#### **Orientations des fractures**

Les familles de fractures relevées suivant les deux profils (Fig. 4.19) sont relativement différentes de celles issues de mesures réalisées dans le carré voisin TAM 27 (Fig. 4.7). La famille N090°E à N135°E est très peu exprimée sur le profil 2 mais elle est significativement présente dans le carré adjacent (TAM27 Fig. 4.7). L'orientation moins favorable du profil peut expliquer cette sousreprésentation. La famille N060°E est significativement représentée sur les deux profils et à TAM27.

#### Fracturation au sein du couloir de circulation (Profil 2)

La distribution spatiale des veines est assez homogène sur l'ensemble du profil (Fig. 4.20a, c et d). Cependant l'épaisseur des veines est très variable (Fig. 4.20a et c) ce qui induit de fortes variations locales de la porosité de fracture  $\Phi$  (Fig. 4.20e). La faible porosité entre 5 et 7 m n'est pas liée à une faible densité de veines. Au contraire, leur densité y est à son maximum (5-6 m, Fig. 4.20d et e). C'est leur faible épaisseur qui est responsable des faibles valeurs de  $\Phi$ .

La densité des veines est forte entre 0 et 1 m, à proximité d'une veine de 5 cm d'épaisseur à 1,5 m. Très peu de structures sont rencontrées dans l'autre compartiment de cette veine (de 1,5 à 2,5 m). L'asymétrie est donc évidente. Par ailleurs, la densité des veines et des fractures non ouvertes n'est pas particulièrement élevée à proximité de la veine la plus épaisse (à 9 m). La présence de fines veines ne semble donc pas reliée à la présence d'une plus épaisse. La densité de veines est relativement stable sur la longueur du profil, contrairement à la densité de fractures indifférenciées (Fig. 4.20c et e). Il semble donc y avoir une certaine indépendance de la densité de veines par rapport à la densité de fractures, d'autant plus que les azimuts ne présentent pas de caractéristiques remarquables pour expliquer ces différences de densité de fractures et de contribution au drainage : même si toutes les fractures sont orientées favorablement entre 5 et 6 m (Fig. 4.20b), toutes ne se sont pas ouvertes. Comme déjà évoqué, les variations du paramètre  $\Phi$  sont liées avant tout à la

SCANLINE 2 (N150°E) o NW SE Thickness (mm) Number of fractures: 91  $\phi = 4.0$  % Aperture: 4.2 % Azimuth values between: 2 and 178 а Azimuth (°) b Fractures C Thickest All data vein Veins 25 cm) Window size: 2 m **d** Density (frac/m) • φ (%) • Ratio of veins/total number of fractures (%) е -1 Position (m) б f g Cumulated number of veins Thickness (mm) Slope: -0.55 Correlation coefficient: 0.97 0∟ 0 10<sup>0</sup> ⊾ 10<sup>-1</sup> Azimuth (°) 10<sup>0</sup> 10<sup>2</sup> 10<sup>3</sup> Thickness (mm)

présence des veines épaisses plutôt qu'à la densité de fines veines (Fig. 4.20e).



#### Fracturation dans une zone de relais (Profil 1)

Sur ce profil plus long, deux domaines de part et d'autre de la côte ~18,5 m ont des caractéristiques différentes (Fig. 4.21) :

Dans la partie sud du profil, la densité des fractures et des veines est relativement constante (Fig. 4.21c et d). Les azimuts des veines sont relativement variables entre N025°E et N130°E (Fig. 4.21b). La distribution des veines présente quelques lacunes aux alentours de 11, 15 et 18 m. Dans ce dernier intervalle, les fractures sont rares et leur orientation (environ N110°E à N130°E) n'est pas typique des orientations des veines (Fig. 4.21b, c, d). Ces deux raisons pourraient expliquer la faible densité de veines, notamment aux alentours de 18 m.

Dans la partie nord, la densité de veines est élevée (Fig. 4.21a et d). Les fractures N100°E à N150°E sont rares. La quasi-totalité des fractures est remplie (Fig. 4.21c, d, e) et présente des azimuts concentrés autour de N035°E. Cette orientation n'est pourtant pas la direction préférentielle pour expliquer un tel taux de remplissage, et elle n'est pas aussi densément représentée sur le reste du profil (Fig. 4.21b). Les figures 4.19, 4.20f et 4.21f montrent que les veines fines sont orientées majoritairement N050°E à N080°E dans le couloir à distance de ses terminaisons alors qu'elles sont orientées N030°E à N070°E dans la zone de relais étudiée. La population N035°E a donc manifestement joué un rôle prépondérant dans la connexion hydraulique des couloirs de circulation N060°E.

#### Caractéristiques du réseau utile

Comme cela a été observé généralement sur le terrain et quantifié par le profil 1, la proportion de fractures à carbonates est élevée dans les zones de relais. Ceci illustre que les différents systèmes de veines orientés ENE-WSW sont hydrauliquement connectés par des zones de relais dans lesquelles s'ouvrent les familles NNE-SSW et E-W. Par ailleurs, les données des deux profils montrent que les ouvertures les plus grandes sont rencontrées sur des structures d'orientation de N060° (Figs. 4.20f et 4.21f). Les épaisseurs maximales atteintes par les fractures décroissent lorsque leur azimut s'écarte de cette valeur. Ce comportement est compatible avec une ouverture suivant la direction N150°E. Par ailleurs, la déformation des remplissages dans ces fractures semble très faible : un réseau de faille ayant accommodé une déformation plus importante présenterait une déformation significative dans les zones de relais. Ici le cisaillement le long des fractures est peu significatif par rapport à l'ouverture.

Les distributions d'épaisseur des veines suivent des lois de puissance sur les deux profils (Figs. 4.20g et 4.21g). Un tel comportement est courant dans un système non stratifié comme un granitoïde (Gillespie et al., 1999). La zone de relais donne un exposant de 0,70 et le couloir fracturé fournit une valeur de 0,55. Ces valeurs sont cohérentes avec les résultats de Roberts et al. (1999) et Cello et al. (2001) qui montrent que les valeurs d'exposant sont les plus faibles au sein ou à proximité de zones de déformation (environ 0,3 à 0,8). Une distribution autosimilaire de l'épaisseur des veines montre que les petites fractures ont significativement contribué à la porosité de la formation et à la connexion du réseau de circulation (Gillespie et al., 1999 ; Loriga, 1999 ; Roberts et al., 1999).



Fig. 4.21 : Résultats des mesures de fracturation suivant le profil 1. Représentations identiques à celles de la figure 4.20.

## IV 1.4 Échelle de l'échantillon

Outre les réseaux de veines décimétriques à décamétriques décrites précédemment à l'échelle d'un couloir de circulation, la granodiorite témoigne d'un drainage à l'échelle centimétrique dans tous les couloirs de circulation. L'analyse de la fracturation a donc été poursuivie à l'échelle centimétrique sur un échantillon. Un bloc de dimensions approximatives 30 cm x 25 cm x 20 cm a été prélevé à proximité du profil 1 (Fig. 4.19). Son réseau de fractures en partie investi par des carbonates (Fig. 4.22) est représentatif du drainage observé dans d'autres couloirs de l'affleurement. L'échantillon a été scié suivant deux faces horizontales ; les surfaces obtenues sont de ~400 cm<sup>2</sup> et 300 cm<sup>2</sup> respectivement pour les faces supérieure et inférieure (Fig. 4.22). La fracturation a été relevée sur ces deux surfaces, en distinguant les fractures à remplissages carbonatés des fractures stériles. Seules les fractures affectant plusieurs grains ont été pointées, à l'exception de quelques fractures d'extension millimétrique développées dans les phénocristaux.

Les fractures remplies par les carbonates sur tout ou partie de leur longueur (à l'échelle de l'échantillon) sont orientées N020°E à N060°E (Fig. 4.22). Cependant, toutes ces fractures ne présentent pas un remplissage continu à l'œil nu : les épontes ne sont pas rigoureusement parallèles, ce qui se traduit par des évasements et des rétrécissements. La proportion de longueur totale utile à la circulation est de 62,5% en moyenne (Fig. 4.22).

Les azimuts des structures sont principalement N050°E (Fig. 4.22), ce qui est proche de la direction générale de la veine d'échelle métrique cartée (Fig. 4.19). Des familles minoritaires sont à peine exprimées suivant les directions N090°E à N120°E et, en moindre mesure, N000°E à N020°E (Fig. 4.22). Les carbonates sont présents dans ces trois populations, même si les deux familles se-condaires sont moins exprimées.



Fig. 4.22 : Cartographie structurale sur échantillon (B0935), avec distinction des veines carbonatées. Faces horizontales supérieure et inférieure.

## IV 2. ESPACEMENT DES STRUCTURES

#### IV 2.1 Description des données

La méthode de "populations des espacements" ("Spacing population technique", Gillespie et al. (1993), voir le chapitre 2 VI) a été appliquée aux données disponibles à Tamariu, sans distinction de remplissage :

- Les structures majeures et mineures (Fig. 4.5)
- Les linéaments identifiés par télédétection (Fig. 4.5)
- Les profils de fracturation 1 et 2 (Figs. 4.20 et 4.21)
- L'échantillon (Fig. 4.22)

L'analyse a été appliquée aux veines de carbonates à oxydes :

- Les veines cartées (Fig. 4.17)
- Les profils de fracturation 1 et 2 (Figs. 4.20 et 4.21)
- L'échantillon (Fig. 4.22)

Les profils de fracturation n'ont pu être effectués que suivant la direction moyenne de l'affleurement, soit N150°E (Fig. 4.23). Le logiciel gOcad® a été utilisé pour collecter les valeurs d'espacement (en collaboration avec Judith Sausse, Université de Nancy, G2R). Les structures ont été translatées par blocs de façon à obtenir une bande d'affleurement continue (Fig. 4.23). Cette opération n'est pas préjudiciable à la qualité des résultats puisqu'elle revient à considérer en un seul profil une concaténation de plusieurs profils. Le nombre de fractures affectant l'échantillon étant assez restreint, plusieurs profils parallèles ont été réalisés suivant la même direction, avec un espacement de 1 cm (Fig. 4.22). Les espacements ainsi obtenus ont été considérés pour l'ensemble des profils, et non pas séparément pour chaque profil.

L'étude des populations d'espacement a été menée sur l'ensemble des structures relevées, ainsi que sur une sélection de ces structures suivant une plage d'azimuts : les directions égales à et comprises entre N040°E et N080°E ont été sélectionnées car elles correspondent à l'intervalle dans lequel les carbonates à oxydes sont très présents (Fig. 4.17).



Fig. 4.23 : Profils de fracturation effectués à l'échelle de l'affleurement. Pour chaque type de structures, certains groupes de segments ont été déplacés afin de les rassembler suivant des profils uniques et continus.

#### IV 2.2 Résultats

Les résultats d'espacements obtenus à différentes échelles, pour toutes les structures et pour les structures à carbonates, ont été tracés dans un espace bi-logarithmique (Fig. 4.24). La courbure des tracés est évidente, et il convient avant toute interprétation de préciser leurs domaines de validité (Chapitre 2 VI) :

- Failles majeures et mineures : de 10 à 50 m,
- Télédétection : de 1 à 12 m,
- Profils de fracturation 1 et 2 : 5 cm à 50 cm (la limite inférieure peut sembler relativement élevée ; ceci est lié au fait que seules les fractures de plus de 25 cm de longueur ont été relevées),
- Échantillon : 1 mm à 3 cm.

#### **Toutes structures confondues**

Dans les représentations bi-logarithmiques, aucun jeu de donnée n'est représenté par une droite dans les intervalles de confiance proposés (Fig. 4.24a). Aucune distribution n'est donc autosimilaire (loi de puissance). Dans de nombreux cas, la courbure des tracés est assez bien représentée par une loi exponentielle à exposant négatif, qui caractérise des distributions aléatoires (Gillespie et al., 1993 ; Bonnet et al., 2001).

Quelques exceptions sont relevées :

Les structures majeures et mineures sont les seules à suivre une loi de répartition normale (Fig. 4.24). La faible valeur du Cv (0,57) confirme la nature relativement régulière des espacements, ce qui est en accord avec un examen visuel des positions de segments (Fig. 4.23).

Les linéaments pointés par télédétection sont assez mal ajustés par une relation exponentielle négative (Fig. 4.24a). L'aspect localement rectiligne du tracé (2-12 m) montre une tendance à se rapprocher d'une loi de puissance. Cependant, l'exposant de cette loi est d'environ -1,6 alors que les phénomènes naturels sont décrits par des exposants dont la valeur absolue est inférieure à 1 (voir par exemple Bonnet et al., 2001). La loi de puissance ne reflète donc pas une distribution obtenue par des processus tectoniques mais plutôt un artefact d'échantillonnage, bien que de tels cas n'ont pas été trouvé dans la littérature. Le domaine de validité de ces données doit donc être réduit à l'intervalle de 1 à 5 m.

#### Sélection directionnelle

Les distributions d'espacements restent exponentielles après une sélection d'azimuts (Fig. 4.24b). Les valeurs de Cv augmentent toutes, hormis celui du profil 2 qui reste constant, et celui de la télédétection dont la représentativité des données a été mise en doute précédemment.

Les valeurs de Cv sont proches de 1, signifiant une distribution d'espacement aléatoire, excepté pour les structures majeures et mineures dont le Cv (0,73) exprime toujours la tendance à la régularité des espacements.



Fig. 4.24 : Analyse de populations d'espacement, de l'échelle de l'affleurement à celle de l'échantillon. a) Structures relevées sans considération du remplissage. c) Veines à carbonates uniquement. b et d) Idem, mais avec une sélection d'azimut.

#### Remplissages carbonatés à oxydes

Les populations d'espacement des veines à oxydes sont presque toutes représentées par des lois exponentielles à exposants négatifs (Fig. 4.24c). Le profil de fracturation 1 suit localement une loi de puissance d'exposant -0,92. La sélection suivant la plage d'azimuts N060°E ±20° aboutit aussi à des distributions exponentielles négatives (Fig. 4.24d). Le tracé correspondant aux structures majeures et mineures est irrégulier, ce qui est le signe d'une trop faible quantité de données.

Les valeurs de Cv sont légèrement plus élevées pour les veines que pour toutes les structures confondues (Fig. 4.24c). Ceci traduit une légère tendance au regroupement ("clustering") des remplissages par rapport à l'ensemble des fractures. Ce comportement des veines est également observé dans le cas de la sélection directionnelle (Fig. 4.24d).

#### IV 2.3 Interprétation

La majorité des populations d'espacement répond à des distributions exponentielles, avec des valeurs de Cv proches de 1. Ces résultats sont typiques des distributions aléatoires de structures (Gillespie et al., 1993 ; Brooks et al., 1996 ; Bonnet et al., 2001 ; McCaffrey et al., 2003). Certaines distributions semblent indiquer une propension à un regroupement suivant des distributions autosimilaires avec un Cv un peu plus élevé. Ceci n'est qu'une tendance, car aucun jeu de données ne présente clairement d'essaim de fracture (Figs. 4.5, 4.17, 4.20 et 4.22).

La génération des fractures peut être liée (1) soit à des forces internes (causes thermiques par exemple), dans ce cas les distributions sont préférentiellement normales ou lognormales, (2) soit à des forces externes, et dans ce cas les distributions tendent à être indépendantes de l'échelle.

Les systèmes de joints précoces peuvent présenter des espacements aléatoires (Bonnet et al., 2001 ; McCaffrey et al., 2003). Si une déformation est accommodée par un système de joints initialement peu développé et distribué de façon aléatoire, leurs interactions mécaniques ont pour effet de contrôler la distribution spatiale des structures qui se développent. Ces joints servent à la localisation de structures plus importantes. Des distributions log normales, normales, ou lois de puissance sont alors reconnues, accompagnées de Cv supérieurs à 1 (Rives et al., 1992 ; Gillespie et al., 1993 ; Brooks et al., 1996 ; Poulimenos, 2000 ; Bonnet et al., 2001 ; McCaffrey et al., 2003).

Des mécanismes de génération de fractures à distribution exponentielle négative n'ont pas été décrits dans la littérature. Des distributions exponentielles peuvent être issues (1) de fractures organisées en lois de puissance mal échantillonnées (Gillespie et al., 1993 ; Pickering et al., 1995), ou (2) en échantillonnant des fractures de familles indépendantes (Brooks et al., 1996 ; McCaffrey et al., 2003). La première hypothèse peut être testée par modélisations, mais cela sort du cadre de cette étude et ce type de tests est rarement effectué dans la littérature. Les domaines de validité des données utilisées ici ne dépassent pas un ordre de grandeur, ce qui est très restreint. Un biais d'échantillonnage ne peut pas être totalement exclu. La seconde hypothèse peut aussi s'appliquer aux données de Tamariu : plusieurs familles de structures d'orientation différentes ont été identifiées (Fig. 4.8), et les directions des veines sont concentrées suivant trois azimuts (N020°E, N060°E et N100°E). Les distributions exponentielles obtenues sans sélection azimutale (Fig. 4.24a et c) peuvent donc être expliquées par la prise en compte de différentes familles de structures indépendantes. En revanche, les distributions exponentielles persistantes après cette sélection ne peuvent plus être interprétées de cette façon. L'intervalle considéré (N040°E-N080°E) ne peut pas être davantage restreint car l'échantillonnage ne serait plus représentatif. Les failles majeures de Tamariu présentent des indices de déformation (zones de gouges...). Les failles ENE-WSW ont été sollicitées à plusieurs reprises lors de plusieurs épisodes de déformation (Chapitre 1 3). Il est donc peu vraisemblable de considérer ce réseau comme peu mature.

Des réseaux de failles apparemment bien développés mais caractérisés par des distributions d'espacements aléatoires sont décrits dans des roches plutoniques par Genter et al. (2000) et McCaffrey et al. (2003). Ce fait est interprété comme un fort contrôle des réseaux de joints précoces (de distribution typiquement aléatoire) sur la localisation ultérieure de la déformation. Le développement du réseau de failles, apparemment mature d'après les déformations observées dans les failles, reste localisé sur les hétérogénéités primaires du granite. En d'autres termes, la déformation est accommodée par un réseau de failles dont le nombre d'individu n'augmente pas significativement ; seule la quantité de déformation accommodée par les structures préexistantes augmente. Cette interprétation peut donc être appliquée au cas de Tamariu. L'augmentation des Cv concernant l'ensemble des données par sélection d'azimuts tend tout de même à témoigner d'interactions mécaniques entre les failles orientées N060°E (Fig. 4.24a et b).

Les espacements du réseau de paléo-circulation sont aussi distribués aléatoirement, quelque soient les azimuts considérés (Fig. 4.24c et d). Certaines failles majeures et mineures ne présentent pas (ou peu) de veines épaisses ou de fortes densités de veines fines, alors que des complexes de veines avec des individus parfois très épais sont observés au sein des blocs hectométriques (à distance des failles importantes, dans des réseaux de fracture). Le couloir de circulation étudié dans le bloc 2 en est un très bon exemple (Figs. 4.17 et 4.19). La localisation des chemins de circulation témoigne donc d'un certain degré d'indépendance par rapport à la maturité du réseau structural (développement des failles). Le contrôle structural reste cependant très fort concernant les orientations des failles ou des joints sollicités pour les circulations. La réactivation d'un réseau de faille lors d'épisodes de circulation n'est donc pas directement fonction de l'intensité de l'endommagement des structures d'un batholite. Des diaclases peuvent servir à la mise en place de veines épaisses avec un cortège de veines plus fines (Fig. 4.19), alors que la densité de veines dans une faille bien développée peut être faible (Fig. 4.17).

# IV 2.4 Volumes relatifs de carbonates à oxydes Porosité de fracture (Φ)

La porosité représentée par les veines carbonatées peut être estimée à partir des rapports entre les surfaces occupées par les carbonates et les surfaces affleurantes (paramètre  $\Phi$ ). La surface relative des zones 1, 2 et 3 (qui sont respectivement les zones intensément drainées, modérément drainées, et les protolithes) et des veines majeures et mineures par rapport à la surface totale de l'affleurement (Fig. 4.17), est représentée sur la figure 4.25a. Ces proportions sont variables d'un bloc à l'autre. La surface affleurante du bloc 3 a été significativement drainée (presque 50% correspond à des zones 1 et 2), alors que pour le bloc 1 il ne s'agit que de 12%.

 $\Phi$  à l'échelle des blocs est ensuite obtenu par sommation des rapports surfaciques pondérés par les valeurs de  $\Phi$  définies précédemment (Chapitre 4 IV 1.) pour les zones 1, 2 et 3 (respectivement 2%, 1%, 0,05%) ou par l'épaisseur moyenne des veines (veine majeure : 10 cm, veine mineure : 2,5 cm). La valeur attribuée aux zones de type 1 n'est volontairement pas très élevée par rapport à la définition donnée (Chapitre 4 IV 1.) de façon à considérer sans surestimation l'effet des veines majeures et fines qui y sont souvent associées. Les valeurs de  $\Phi$  calculées s'échelonnent entre 0,39% et 0,92%, avec une moyenne de 0,61% (Fig. 4.25b).



Fig. 4.25 : Statistiques concernant l'occurrence des zones drainées. a) Rapports surfaciques des zones de type 1, 2 et 3 sur l'affleurement. b) Paramètre  $\Phi$  calculé en tenant compte des veines majeures et mineures, ainsi que des zones 1, 2 et 3. c) Poids de ces cinq catégories de remplissage dans les estimations de  $\Phi$  données en b.

La contribution relative des différents objets (zones et veines d'épaisseur centimétrique) dans ces valeurs de  $\Phi$  est donnée par la figure 4.25c. La plus grande part de l'espace rempli de carbonates à oxydes est contrôlée par les zones de type 1 et 2 (57% à l'échelle du massif) qui représentent en grande partie les couloirs denses de circulation. Les contributions des veines épaisses est à hauteur de 37% à l'échelle de l'affleurement. Enfin, le protolithe (zones 3) représente 6% de  $\Phi$  total. Ces valeurs reflètent la très forte concentration des réseaux de drainage dans les couloirs de circulation et les veines épaisses.

Par construction, ces résultats sont très sensibles aux valeurs de pondérations (porosité des zones et épaisseurs moyennes des veines majeures et mineures). Il convient donc de considérer les valeurs calculées avec précautions (Fig. 4.25). Néanmoins, les grandeurs relatives sont plus fiables (Fig. 4.25c).

#### Porosité matricielle

Des mesures de calcimétrie ont été réalisées sur l'échantillon B0935 (Fig. 4.22). Elles indiquent un taux massique moyen de 4,5 %. La calcite et la granodiorite ayant des densités massiques voisines (environ 2,7), la valeur de 4,5 % caractérise donc la porosité remplie de carbonates. L'échantillonnage a été réalisé en évitant les veines visibles à l'œil nu (Fig. 4.22). Par conséquent, la valeur obtenue caractérise principalement la porosité matricielle constituée par les joints de grains et la porosité intragranulaire (microfissuration, altération), dans lesquels la présence des carbonates est confirmée par l'analyse de lames minces.

# V. Synthèse et discussion

# V 1. <u>MÉTHODOLOGIE</u>

La cartographie des zones de circulation est très stylisée (Fig. 4.17). Un travail minutieux de plus haute résolution et d'estimation plus précise des densités de fractures augmenterait la fidélité de la cartographie et l'estimation de la porosité. Cela permettrait par ailleurs de considérer les distributions de circulations à de plus petites échelles (zones de faille, couloirs de circulation, relais...) comme cela a été réalisé localement (Fig. 4.19).

L'affleurement de Tamariu étant globalement sub-horizontal, les résultats de ce chapitre concernent principalement des structures à fort pendage. Les contributions des fractures et des veines carbonatées de faible pendage qui ont été reconnues sur quelques parois sub-verticales sont donc sous-estimées dans les mesures d'espacement, de densité de fracturation... Aussi les densités de veines les plus fortes sont localisées à proximité des intersections de structures majeures (Chapitre 4 IV 1.2) et dans les failles les plus épaisses. Les objets érodés (incisions, extrémités SE des blocs 2, 3 et 4) correspondent certainement à des zones encore plus altérées. Cette altération a pour effet de sous-estimer  $\Phi$  à l'échelle du réservoir.

La géométrie de l'affleurement est irrégulière. Des biais d'échantillonnage peuvent donc apparaître pour les levés de fracturation à l'échelle de l'affleurement. Cependant, certaines familles de structures parallèles à la bande de granodiorite affleurant sont parfois les plus représentées (Fig. 4.17). En ce qui concerne le profil de fracturation 1, les fractures N030°E sont significativement représentées, même si elles ne forment qu'un angle de 25° avec la direction du profil. Les biais d'échantillonnage sont donc certainement ressentis, mais ne semblent pas très préjudiciables. Seules les failles NW-SE semblent sous représentées (Chapitre 4 II 2.).

Davantage de données d'espacement seraient nécessaires pour confirmer la reconnaissance de lois exponentielles. Cela écarterait définitivement les problèmes de biais d'échantillonnage exposés par Gillespie et al. (1993) et Pickering et al. (1995).

# V 2. SYNTHÈSE SUR LA STRUCTURATION DU RÉSERVOIR

Les résultats concernant la structuration de l'affleurement et le réseau de drainage du réservoir fossile sont synthétisés sur la figure 4.26.

Des failles majeures d'échelle hectométrique à kilométrique structurent l'affleurement suivant les directions ENE-WSW à E-W et NW-SE (Fig. 4.26a, c, e). Certaines de ces failles sont utilisées pour la circulation des fluides (Fig. 4.26a, e). Dans ce cas, elles forment des couloirs de circulation d'épaisseur décamétrique, constitués par des réseaux denses de joints et de failles secondaires dans les zones endommagées. Les interfaces entre le cœur de faille et les zones endommagées peuvent aussi localiser les circulations (Fig. 4.11b). D'autres failles présentent des densités de veines très faibles voire nulles (Fig. 4.26c et 4.17). Des systèmes de drains sont par ailleurs rencontrés à l'intérieur des blocs structuraux délimités par ces failles majeures. Ils peuvent se présenter sous forme de réseaux denses organisés au voisinage de veines épaisses (Fig. 4.26d), ou sous forme de couloirs de circulation moins marqués (Fig. 4.26b).

Les directions de fractures métriques à décamétriques investies au sein des blocs sont principalement N020°E, N060°E et N100°E (stéréogramme, Fig. 4.26). Leur ouverture lors du drainage semble variable d'un bloc structural à l'autre. Elles peuvent jouent le rôle de connexions hydrauliques entre différents couloirs de circulation (Fig. 4.26d). La densité de ces veines de faible épaisseur semble être plus élevée à proximité des structures NW-SE et dans des dièdres d'angle aigu entre les structures majeures, même si ces intersections n'ont pas pu être observées (Figs. 4.17 et 4.26e).

Le contrôle structural s'exerce principalement sur la direction des fractures ouvertes lors des circulations. En revanche, le contrôle de la localisation du drainage est relativement faible, puisque d'une part, des failles majeures contiennent peu de drains, et que d'autre part, des systèmes de joints à l'intérieur de blocs structuraux ont localement été ouverts pour former des couloirs de circulation denses.

Qu'il s'agisse de failles matures ou de réseaux de fractures ouvertes au sein des blocs structuraux, le drainage est hétérogène : il est concentré (ou "clusterisé") suivant des couloirs de circulations. Les zones de drainage (1 et 2) représentent 28 % de la surface totale de l'affleurement (Fig. 4.25). L'architecture interne de ces couloirs est généralement asymétrique (Fig. 4.26). Une valeur de porosité matricielle de 4,5 % (obtenue par calcimétrie) dans un de ces systèmes montre le rôle potentiellement important que peut aussi jouer la matrice dans le stockage de fluides, les interactions fluides-roches, et éventuellement le transfert de matière à long terme.



# V 3. <u>CONTEXTES GÉODYNAMIQUES LORS DE LA PRÉCIPITATION</u> <u>DES CARBONATES</u>

Les carbonates se sont mis en place grâce à l'ouverture de fractures permettant la circulation de fluides. Il est donc ici question de tenter d'identifier les épisodes tectoniques décrits dans le chapitre 1 au cours desquels ces circulations ont eu lieu.

## V 3.1 Caractérisation de la pression de fluides

Plusieurs observations permettent d'estimer par comparaisons la pression des fluides qui ont précipité les carbonates à oxydes.

D'une part, une bréchification hydraulique a accompagné la formation des veines, ce qui indique une pression de fluides relativement forte. Deux éléments apportent d'autre part des limites supérieures relatives sur la pression de fluides :

- L'épaisseur maximale des remplissages carbonatés à oxydes est rencontrée suivant des orientations ~N060°E à l'échelle de l'affleurement et du couloir de circulation étudié (Figs. 4.17, 4.19, 4.20f et 4.21f). Les veines plus fines sont rencontrées principalement dans cette direction ainsi que suivant les azimuts N060°E ±40° (soient N020°E et N100°E). Même si une analyse systématique de l'orientation des fibres est nécessaire, ces éléments suggèrent que la contrainte minimale horizontale était orientée ~N150°E. Les fractures d'orientation différentes (~NNW-SSE) ne sont affectées de carbonates que sur quelques centimètres au niveau d'intersections avec des veines. La contrainte maximale horizontale, vraisemblablement orientée N060°E, est donc restée significativement plus élevée que la pression de fluides pour maintenir ces structures fermées.
- Dans le couloir de circulation (Figs. 4.20g et 4.21g), l'exposant des distributions des lois de puissance des épaisseurs de veines (0,55 et 0,7) est loin des valeurs extrêmes liées à de fortes pressions de fluides (par exemple 1,92 d'après André-Mayer et Sausse (2007)). La pression de fluides n'est donc pas extrêmement élevée à Tamariu, auquel cas davantage de veines fines auraient été créées. Bien entendu, des valeurs à l'échelle de l'affleurement, et non pas à celle d'un couloir de circulation, seraient plus représentatives.

## V 3.2 Précipitations des carbonates et calendrier tectonique

Sur le site de Tamariu, les spessartites marquent un épisode de déformation post-varisque au Permien supérieur. Ces filons se mettent en place dans des réseaux de diaclases principalement ~N115°E et en moindre mesure N065°E. Les carbonates blancs, reconnus à l'échelle régionale, précipitent ensuite dans des directions ESE-WNW à NW-SE. Puis un épisode de déformation, dont témoignent des brèches impliquant spessartites et granodiorite avant la précipitation de carbonates à oxydes, fait jouer les failles de directions ENE-WSW et NNE-SSW. Enfin, les carbonates à oxydes précipitent dans les directions NNE-SSW à ESE-WNW avec des composantes cisaillantes relativement faibles. Aucun décalage de ces veines par d'autres structures n'a été observé. Ces carbonates signent donc le dernier épisode d'activité de structures (ici principalement une ouverture permettant une circulation de fluides) dans l'histoire du batholite. Comme la direction d'extension semble approximativement N150°E, la mise en place des carbonates peut être attribuée à l'extension oligocène-miocène inférieur lors de l'ouverture du golfe du Lion (Seranne, 1999 et Chapitre 1 I 3.3). Le faible cisaillement des veines pourrait être lié au fait que l'activité miocène des failles normales secondaires développées au sein des demis grabens semble limitée et se soit arrêtée au Burdigalien : Roca et al. (1999) indiquent que l'extension a été accommodée en premier lieu par les failles régionales jusqu'au Tortonien, ce qui implique une faible déformation dans les blocs qu'elles séparent. D'autres remplissages carbonatés variés ont d'ailleurs été observés à proximité de Barcelone dans des failles N060°E (Cardellach et al., 2002), également attribués à des épisodes hydrothermaux burdigaliens.

L'interprétation de la mise en place des carbonates à oxydes de Tamariu à l'Oligocène-Miocène inférieur est valable à condition que le jeu normal ultérieur des failles NW-SE (Chapitre 1 I 3) n'affecte pas l'affleurement, puisqu'aucun décalage de ces veines n'a été observé. Ces déformations sont pourtant importantes dans la zone de transfert Catalane dans laquelle se trouve l'affleurement (Tassone et al., 1994, Figs. 1.11 et 4.1). La relative étroitesse de la bande de granodiorite étudiée, et la localisation des déformations sur les failles régionales, pourraient expliquer le fait que ces déformations ne sont pas reconnues sur l'affleurement. L'analyse des espacements a d'ailleurs montré ce type de comportement suivant les failles ~N060°E avec une très forte concentration des déformations suivant quelques individus, ce qui explique la limitation de la pénétration des déformations dans les blocs structuraux.

La relation angulaire N060°E ±40° des veines à oxydes (Fig. 4.17) peut suggérer la réactivation conjuguée de structures héritées N020°E et N100°E, par exemple lors de l'initiation d'une extension orientée N150°E. La déformation sous ce même régime pourrait ensuite engendrer la néoformation de structures N060°E, mieux orientées pour l'accommodation des contraintes. Cependant, ces structures N060°E contrôlent localement la géométrie de filons permiens, eux-mêmes recoupés par les carbonates à oxydes. L'initiation des failles N060°E est donc antérieure à la mise en place des carbonates. En d'autres termes, les structures d'azimut N060°E sont héritées, et leur réactivation permet la circulation des fluides carbonatés à oxydes.

La précipitation des calcites blanches dans les directions NW-SE à ESE-WSW ne peut pas être attribuée au jeu normal de ces failles d'âge Miocène moyen – Actuel (?) car elles sont recoupées par les veines à oxydes (Fig. 4.12). Outre la compression pyrénéenne (fin Mésozoïque-début Cénozoïque), deux phases extensives ont activé ces failles au Permo-Trias et au Jurassique supérieur-Crétacé (Salas et Casas, 1993 ; Doblas et al., 1994, Vergés et al., 2002, Chapitre 1 I 3.). Dans le domaine pyrénéen, d'autres précipitations hydrothermales ont été attribuées à ces épisodes (Subías et Fernández-Nieto, 1995 ; Cardellach et al., 2002). La mise en place des calcites blanches pourrait donc être supposée lors de ces périodes. Étant donné la similitude des caractéristiques géochimiques mesurées à Canyet et Tamariu (concentrations en éléments majeurs et traces, déséquilibres des isotopes stables), seule une de ces phases tectoniques peut raisonnablement être considérée. Les données acquises ne permettent cependant pas d'argumenter en faveur de l'une ou l'autre. Mais dans un cas comme dans l'autre, les figures de dissolution, le maclage et la courbure de ces macles témoignent de déformations postérieures à leur mise en place, dont la compression pyrénéenne pourrait être en partie responsable.

Une autre interprétation consisterait à corréler les calcites blanches avec les calcites riches en manganèse décrites dans le demi graben du Valles Penedes par Travé et al. (2009). Ces dernières sont attribuées au jeu normal des failles orientées NE-SW et NW-SE au cours de l'extension tertiaire. Si les calcites blanches de Canyet et Tamariu se sont effectivement mises en place à cette période, alors leurs déformations pourraient avoir été causées par les jeux transformants des failles NW-SE dans lesquelles elles sont observées (par exemple la réactivation de la zone de transfert Catalane, Chapitre 1 I 3).

La séquence de mise en place des trois grandes familles de carbonates (calcites blanches, puis carbonates à oxydes, puis calcites magnésiennes géodiques) est cohérente avec une diminution progressive de la température. Il a été mentionné qu'une telle évolution pouvait refléter l'exhumation du massif. Cependant, une progression différente des températures, présentant notamment une élévation, ne serait pas incompatible car la température de cristallisation dépend non seulement de la température du massif (donc de sa profondeur), mais aussi de la température des fluides (donc de leur origine, de leur vitesse de circulation, du contexte géodynamique...). Des analyses complémentaires seraient nécessaires pour affiner les interprétations géodynamiques. Des corrélations pourraient ensuite être proposées avec les résultats publiés concernant d'autres carbonates parfois hydrothermaux de la région (Travé et al., 1998 ; Travé et Calvet, 2001 ; Cardellach et al., 2002 ; Parcerisa et al., 2005 ; Parcerisa et al., 2006 ; Travé et al., 2009). Les analyses des isotopes du strontium, des salinités et températures d'homogénéisation des inclusions de fluides, seraient utiles en ce sens.

# **VI.** Conclusion

L'affleurement de Tamariu, en particulier de ses marqueurs de paléo-circulations à oxydes, a permis d'analyser le contrôle structural exercé sur les chemins de circulation. Des blocs structuraux hectométriques sont délimités par des accidents majeurs, parfois kilométriques, orientés NW-SE et EW à ENE-WSW. Certaines structures préexistantes ENE-WSW ont été utilisées comme chemins de circulation, alors que d'autres structures de même orientation semblent être restées fermées. Plus l'angle entre les structures majeures est aigu, plus le drainage par les fractures secondaires (métriques à décamétriques) semble dense. Au sein des blocs, des couloirs de circulation de direction ENE-WSW sont développés par l'ouverture de joints ou de failles mineures. Ils sont hydrauliquement connectées entre eux par l'ouverture de fractures NNE-SSW et E-W. Ces familles secondaires NNE-SSW et E-W sont variablement sollicitées pour les circulations dans chaque bloc. Que ce soit en bordure ou au sein des blocs, les réseaux de circulation sont concentrés en couloirs souvent asymétriques.

Les valeurs de  $\Phi$  reflètent la très forte concentration des réseaux de drainage dans les couloirs de circulation et les veines épaisses. Ce réseau de circulation naturel est distribué de façon aléatoire en termes d'espacement. La localisation des chemins de circulation ne semble pas contrôlée par l'endommagement des structures du réseau ENE-WSW, ce qui est illustré par exemple par la présence de veines épaisses au sein de blocs de protolithe.

Les ouvertures maximales sont observées dans la direction N060°E, et un système conjugué est utilisé avec des directions à ±40°. Les déformations accommodées durant ces circulations à oxydes se résument à une ouverture quasiment pure (mode I). Elles sembleraient synchrones de l'ouverture du golfe du Lion à l'Oligo-Miocène.

D'autres précipitations carbonatées ont été reconnues à l'échelle régionale, à Tamariu et dans le massif du Cadiretes. Le contexte géodynamique de leur mise en place est encore peu contrainte, mais leurs caractéristiques géochimiques et leurs dimensions montrent que des zones extrêmement poreuses ("caves") pouvant atteindre l'échelle hectométrique peuvent se former, vraisemblablement à l'intersection de failles.

Les données structurales et géochimiques de Tamariu indiquent que la mise en place des carbonates à oxydes résulte de la circulation de fluides hydrothermaux dans des conditions qui seraient exploitables en géothermie industrielle de type EGS. Cet affleurement constitue donc un très bon exemple de réservoir analogue des batholites granitiques tardi-varisques actuellement enfouis sous les remplissages sédimentaires des fossés tertiaires de l'ECRIS.

| $ \begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$   |
|--|
| PUB: Fee Dee Belemnie.   |
| à *pauvre, • non observable).<br>2'anomalie en europium est calculée par la relation $\frac{Eu}{Eu^*} = Eu_{ech}/\sqrt{Sm_{ech} \times Gd_{ech}}$ (McLennan, 1989).<br>SMOW : Standard Mean Ocean Water.<br>PDB : Pee Dee Belemnite.   |
|  |
| TAM 60948 · CaNe · 17 20 25 4800 · 170 · · 857 4.0 59 1.0 · 0.1 · · · 96 09 1.8 0.2 0.9 0.2 0.1 · · 0.3 0.1 0.3 0.0 0.1 0.1 1.8 · · 0.5 · 0.5 · 1.5 M 60948 ··· CANGURGING 0.9 1.1 1.1 0.4 3.0 1.3 0.3 0.0 3.0 1.1 1.1 0.4 3.0 1.3 0.3 0.3 1.1 1.1 0.4 3.0 1.3 0.3 0.3 1.1 1.1 0.4 3.0 1.3 0.3 0.3 1.1 1.1 0.4 3.0 1.3 0.3 0.3 1.1 1.1 0.4 3.0 1.3 0.3 0.3 1.1 1.1 0.4 3.0 1.3 0.3 0.3 1.1 1.1 0.4 3.0 1.3 0.3 0.3 1.1 1.1 0.4 3.0 1.3 0.3 0.3 1.1 1.1 0.4 3.0 1.3 0.3 0.3 1.1 1.1 0.4 3.0 1.3 0.3 0.3 1.1 1.1 0.4 3.0 1.3 0.3 1.1 1.1 0.4 3.0 1.3 1.1 0.4 3.0 1.3 1.1 0.4 3.0 1.3 1.1 0.4 3.0 1.3 0.3 0.3 1.1 1.1 0.4 3.0 1.3 1.1 0.4 3.0 |
| TVAIZ 80335 00/mkt 59 859 210 152 200 400 15 19 642 330 119 14 01 - 4660 121 268 32 135 36 13 39 07 47 10 23 04 19 03 03 01 19 20 17 05 12<br>TVAIZ 80335 00/mktat 3,4 553 100 15,4 440 0,4 25 392,4 13,0 71 1,1 0,1 - 372,4 95 178 2,0 7,6 1,7 0,6 1,6 0,2 1,7 0,8 0,1 0,2 0,1 1,2 14,0 1,8 0,2 1,67  |
| A TANIE 809325 optical deficient 39 14 · · 180 0.1 15 0.1 17 28 20 11 22 0.3 10 0.2 0.1 0.3 0.1 16 · 0.5 0.5 1.5 0.5 0.1 1.5 0.2 0.1 0.3 0.0 0.1 1.6 · 0.5 0.5 0.5 0.1 0.5 0.5 0.1 0.5 0.1 0.5 0.5 0.1 0.5 0.1 0.5 0.1 1.5 0.5 0.1 0.5 0.1 1.5 0.5 0.1 0.5 0.1 0.5 0.1 0.5 0.1 0.5 0.1 0.5 0.1 0.5 0.1 0.5 0.5 0.1 0.5 0.1 1.5 0.5 0.1 0.5 0.1 0.5 0.1 0.5 0.5 0.1 0.5 0.5 0.1 1.5 0.5 0.5 0.1 0.5 0.5   |
| CMV B082ba callett 43 ·  |
| Terr W05530 Condition 53 1.3 2.4 1.3 1.3 2.3 1.3 1.3 2.3 1.3 <t< td=""></t<>   |
| ITI B0312 Original 3 State 3   |
| Oxydes XRD Sc V Cr Co N Cu Zn As Rb Sr Y Zr ND No Cd Sn Sb Cs Ba La Co Pr Nd Sm Eu Gd Tb Dy Ho Er Tm Yb Lu Hr Ta W Pb Th U Eurer'  |
| Tive 18 Description Term 18 Description Descrintis Descrin   |

12,7 12,6 13,5 12,0 12,1 12,1 12,1 12,3 12,3

-8,2 -7,9 -8,5 -8,5 -8,5 -8,5 -8,5

0,1

0,0 0,0

0,3 0,3

0,1 0,2 2 33,1 56,9 48,0 5,9 MgO

> 0,1 - 0,2

1,7 2,4 9,1 1,5 1,5 3,4 3,4 0,3

al qtz al qtz al qtz al qtz al qtz al qtz

80931b 80931c 80957a 80957b 80953a 80953a

TET1 TET1 TET1 TET1 CAN7 CAN7 АЗЯА ТЗҮИАЭ

CAN7 AM21

0,1 0,1 0,1

0

0,1 A1203

102

XRD

oxydes

30 a20

L'analyse des données a été réalisée avec l'aide de Peter Stille et François Gauthier-Lafaye (Université de Strasbourg, LHyGeS, UMR CNRS 7517)



Fig. 4.27: Elements majeurs et spectres de terres rares des carbonates échantillonnés à Canyet et Tamariu (normalisation au PAAS, McLennan (1989)).

# CHAPITRE 5

# Caractérisation géophysique de failles de socle sous l'effet d'une altération supergène

Les socles paléozoïques ont subi par endroits une altération supergène et une fracturation lors de leur exhumation au Permo-Trias (Virgili et al., 1974, Genter et Traineau, 1996, voir chapitre 1). Lorsqu'ils sont enfouis, le toit de ces socles présente donc des propriétés de réservoir particulières. Celles-ci sont parfois favorables, comme par exemple à Bâle, où le toit du socle cristallin est caractérisé par une perméabilité plus importante que les formations profondes (Fig. 1.22).

Sur le littoral Catalan, les produits d'altération sont décapés par l'action marine ce qui permet d'accéder à des formations relativement saines comme à Tamariu (Chapitre 4). En revanche, dans l'intérieur des terres, l'altération supergène produit des saprolites toujours en place. L'exploitation du terrain analogue a donc été orientée vers une caractérisation géophysique de ces formations qui peuvent représenter de bons réservoirs. Ce chapitre présente l'étude de trois affleurements par méthodes sismique, électrique et radar. L'objectif de ces investigations est de caractériser sur quelques mètres de profondeur les structures identifiées directement sur les affleurements, en s'attachant à l'évolution de l'altération avec la profondeur dans les formations. Ces acquisitions sont aussi une bonne opportunité de tester l'efficacité de ces trois méthodes géophysiques sur des formations cristallines altérées, ce qui est relativement rare dans la littérature.

L'altération supergène d'un granite se traduit entre autres par une diminution des vitesses d'ondes P de 5800 m/s jusqu'à 1500 m/s (Vijaya Raghava et al., 1977). Les acquisitions et traitements sismiques seront donc orientés vers des cartographies de champs de vitesse par imagerie tomographique. Des profils par méthode électrique de type Wenner ont été acquis pour déceler des contrastes de résistivité liés aux failles (voir quelques exemples par Nguyen et al. (2005), Gómez-Ortiz et al. (2007)). Le radar, basé sur les ondes électromagnétiques, est une méthode sensible à la permittivité électrique (Tillard, 1994). Le radar et les profils électriques sont donc sensibles à la teneur en eau des objets investigués, alors que les méthodes détectent donc l'altération (par argilisation) et par fracturation, ce qui permet en particulier de caractériser (1) l'organisation interne des zones de faille et (2) leur orientation lorsque leur affleurement est limité. Ces techniques et quelques développements sont présentés dans le chapitre 2.

Les trois affleurements étudiés dans les Chaînes Côtières Catalanes sont (Fig. 4.1) :

- Le site de la Terra Negra (TNG), qui offre un accès à une faille majeure orientée ~N120°E 60°S et une faille mineure ~N160°E 90°, développées au sein d'un granite peu affecté par des intrusions.
- Le site de Salionç (SAL8), où un dyke de granite fin, peu altéré et peu fracturé se trouve au sein d'un granite porphyrique à poches aplitiques. Les contacts sont loca-lement tectonisés (environ N090°E, sub-vertical).
- Le site de Canyet (CAN7), qui offre un bon exemple de zone de faille avec une zone de gouge et des cataclasites quartzeuses et carbonatées (faille N135°E, Fig. 4.10).

Cette sélection permet donc d'étudier l'effet de l'altération supergène sur une faille seule, une intrusion seule, et un exemple plus complexe où des précipitations secondaires affectent une faille. L'efficacité des méthodes sur ces objets sera testée, ainsi que l'évolution de l'altération avec la profondeur. Le terme "protolithe" désignant les formations séparant des zones de faille (Fig. 1.14), il n'exclut pas une altération supergène.



Fig. 5.1: Site de la Terra Negra (TNG) où une faille affleure dans un protolithe granitique. a) Vue panoramique. b) Vue aérienne). c) d) e) f) : Dispositifs sismiques schématiques. g) Schéma représentant les zones investiguées (en jaue) par chaque dispositif. Sur le panorama (a) les triangles représentent les positions des géophones projetées sur l'affleurement, qui en réalité sont à ~1,5 m de la falaise. De même, les sources tirées sur le replat ont été représentées sur le rebord de la falaise. En orange et en vert figurent respectivement les positions de profils radar (R1, R2) et électriques (E1, E2).

# I. Site de la Terra Negra (tng)

Le plus grand affleurement étudié se situe entre le col de la Terra Negra et Tossa de Mar (Fig. 4.1). Le tracé de la route orientée N170°E met à jour un affleurement de granite d'une centaine de mètres de longueur (Fig. 5.1 a et b). Une zone de faille orientée environ N110-120°E affecte le granite. Une faille au cœur moins épais se trouve au Nord de cette faille, dans laquelle des géophones ont été plantés pour certaines acquisitions. La configuration de l'affleurement permet des acquisitions avec géométries variées et originales.

# I 1. MÉTHODES SISMIQUES

## I 1.1 Acquisitions

En fonction de la géométrie des dispositifs d'acquisition, plusieurs jeux de données sont disponibles (Fig. 5.1) :

## Profils longs (94 m) :

- Jeu 1 : géophones au pied de la falaise et tirs le long des capteurs.
- Jeu 2: géophones au pied de la falaise et tirs sur le replat à mi-hauteur de l'affleurement.

## Profils courts (20 à 23 m) :

- Jeu 3: géophones au pied de la falaise et tirs sur le replat à mi-hauteur de l'affleurement.
- Jeu 4 : géophones plantés dans la falaise dans la faille secondaire, tirs dans la falaise.

## I 1.2 Observations préliminaires

Les rais qui traversent la zone de faille présentent une importante perte d'amplitude (Fig. 5.2). L'amplitude de la première arrivée et des signaux plus tardifs apparaît comme assez homogène et organisée en deux zones principales. La limite de ces deux zones est la bordure de la zone endommagée (géophone 13, Fig. 5.1a). Une diminution d'amplitude et une perte de cohérence d'une trace à l'autre est forte à cet endroit. De manière générale sur les données sismiques, cette hétérogénéité est de première importance par ses manifestations en termes d'amplitude et de temps d'arrivée. Un découplage élastique est donc identifié au niveau du géophone 13. En revanche, sur l'ensemble des enregistrements, la bordure nord du cœur de faille (géophone 19) n'implique pas de si fortes anomalies.



Fig. 5.2 : Exemple de perte d'amplitude au passage de la zone de faille majeure située environ entre les géophones 13 à 19 (Jeu 3, Fig. 5.1 a et e).

Quelques contrôles élémentaires des informations contenues dans les données ont été réalisés pour justifier ou non l'application des algorithmes de tomographie. Les jeux de données 2 et 3 permettent l'étude de rais transmis depuis le replat en hauteur jusqu'aux géophones situés au pied de la falaise (Fig. 5.1). Ces tirs offrent donc la possibilité de mesurer par transmission des vitesses dans la masse rocheuse (Fig. 5.3).



Fig. 5.3 : Moyennes des vitesses mesurées depuis chaque source (espacement : ~4 m) pour les jeux de données 2 et 3. Ces vitesses sont calculées à partir des premières arrivées, soit par tous les géophones, soit par les géophones contenus dans un éventail restreint vu depuis la source (c'est à dire remplissant la condition  $|x_{source}-x_{géophone}| \le 7$  m, où x est l'abscisse le long de l'affleurement, Fig. 5.1b), soit par ces mêmes géophones mais sans prendre en compte les rais devant traverser le cœur de faille. La position de la figure 5.2 est représentée en abscisse.

Tout d'abord, les vitesses moyennes calculées à partir de chaque source se situent dans une gamme de 600 à 2200 m/s. Ces valeurs sont très faibles pour un granitoïde, car des valeurs proches de 5800 m/s sont mesurées dans des formations analogues (voir par exemple Hayles et al., 1999). Ensuite, l'asymétrie du profil de vitesse est évidente (Fig. 5.3). Les valeurs ne montrent pas de symétrie par rapport au cœur de la faille, mais présentent plutôt des zonations dont le cœur de faille n'est qu'une limite. Ce cœur de faille présente des vitesses proches de celles de ses compartiments. Le fait de ne pas considérer les rais traversant la zone de faille n'a qu'une incidence mineure sur les vitesses moyennes, ce qui montre qu'il n'y a pas de fort contraste de vitesse entre la zone de faille et ses compartiments.

Le toit de la faille (au Sud) présente une vitesse relativement faible et homogène, contrairement au mur de la faille où la vitesse varie et montre toujours des valeurs supérieures. L'augmentation de la vitesse avec la distance à la zone de faille vers le Nord peut être interprétée comme un effet de l'endommagement. Cet effet semble plus discret vers le Sud où la densité de fracturation est plus élevée, montrant l'asymétrie vraisemblable de l'endommagement, même si un dispositif d'acquisition symétrique serait nécessaire pour l'identifier clairement. Dans le jeu 2, les rais restreints
aux éventails donnent une valeur moyenne de 902 m/s dans le mur (sources 6 à 16), et 715 m/s dans le toit de la faille (sources 1 à 6), soit une diminution de 21% de la valeur de la vitesse dans le toit par rapport au mur. Sur la totalité des pointés, ces valeurs sont respectivement de 1241 m/s et 1084 m/s, soit une variation de 13%. La différence entre ces deux taux peut s'expliquer par le fait que les moyennes faites sur la totalité des pointés prennent en compte, en proportions, davantage de rais traversant les deux compartiments, ce qui a pour effet de lisser les contrastes par rapport aux données en éventails.

Ceci amène à considérer la forte chute des valeurs de vitesse observée entre l'ensemble des traces du jeu 2 et les autres vitesses représentées (Fig. 5.3). À l'échelle d'un même compartiment comme à l'échelle du profil entier, il est observé que la vitesse donnée par un rai semble dépendre de sa longueur : plus la distance source - géophone est grande, plus la vitesse obtenue augmente. Ceci est clairement illustré par le jeu 3 : plus la source est déportée par rapport aux capteurs (vers le Nord), plus la vitesse moyenne augmente (Fig. 5.3). De même, la diminution de la vitesse moyenne sur la totalité des rais du jeu 2 (de la source 1 vers cœur de faille) en est une autre illustration en moindre mesure. Ce comportement des vitesses fait l'objet de considérations particulières par la suite.

Il faut noter que des résultats similaires sont obtenus avec des éventails  $|x_{source} - x_{géophone}| \le 7$ m ou bien réduits à  $|x_{source} - x_{géophone}| \le 5$  m. Il est peu évident de diminuer encore cet intervalle en raison de la difficulté de pointer les traces proches du tir, car ceci mènerait à calculer les vitesses moyennes pour chaque source à partir d'un nombre de rais peu représentatif.

En résumé, les principaux résultats sont :

- La zone de faille atténue les ondes la traversant.
- Les vitesses sont extrêmement faibles pour un granite (<2200 m/s) ce qui témoigne de sa forte altération et fracturation.
- La distribution des vitesses est complexe : le toit de la faille présente des vitesses relativement faibles, alors que dans le mur les vitesses sont plus élevées et varient davantage. La zone de faille ne présente pas de fort contraste de vitesse avec ses compartiments.
- En général, la vitesse d'un rai augmente avec sa longueur.

Ces résultats montrent un contrôle structural de la répartition des vitesses des ondes sismiques. Pour améliorer l'interprétation de ces données, des tentatives d'inversions tomographiques peuvent être tentées, avec le bénéfice espéré de gagner en résolution pour le positionnement des hétérogénéités de vitesse.



Fig. 5.4 : Résultats de tomographies 3D et 2D sur le site TNG (la représentation de ces résultats est détaillée dans le chapitre 2).

# I 1.3 Tomographies sismiques Données brutes

Les images de tomographie 3D en transmission permettent de retrouver systématiquement de très faibles valeurs de vitesses relatives au sein du toit de la faille (environ 600 à 1000 m/s) (Fig. 5.4). En revanche, la position de la transition entre cette zone à faible vitesse et une zone à plus forte vitesse varie en fonction des expériences :

- À partir du jeu 2 elle se trouve au niveau du cœur de la faille majeure (Fig. 5.4a).
- En écartant les rais les plus horizontaux de l'inversion tomographique (x<sub>source</sub> x<sub>geophone</sub> ≤7 m), une limite y demeure et la vitesse maximale est atteinte plus au Nord au niveau de la source 9 (Fig. 5.4b), le tout étant en accord avec la figure 5.3. La prise en compte de rais traversant l'ensemble de l'affleurement induit un "lissage" des anomalies de vitesse. Le fait de restreindre les rais en éventails permet d'améliorer les contrastes.
- Même si la géométrie d'acquisition est asymétrique par rapport à la faille, les données du jeu 3 offrent une densité de rais plus élevée. Elles mettent en évidence un partitionnement des vitesses au niveau de la faille secondaire (Fig. 5.4c). Une zone de vitesse plus élevée que la moyenne traverse obliquement la zone imagée. Cette anomalie est interprétée comme un artefact car elle ne correspond à aucune structure identifiée sur le terrain.
- L'acquisition effectuée intégralement dans la paroi n'offre pas de meilleure image (Fig. 5.4d). Aucune zonation de vitesse n'apparaît de part et d'autre de la faille majeure. D'après la figure 5.3, les rais dont la propagation est limitée à un seul compartiment pourraient induire une anomalie de vitesse. Mais le nombre de rais traversant les deux compartiments et la faille est certainement trop important ce qui masque cette éventuelle anomalie.
- Le profil de vitesse produit par inversion en 2D montre des limites de zonations à l'aplomb des sources 7, 11, 17 et 19 (Fig. 5.4e). Celle qui se trouve au niveau de la source 7 apparaît entre les deux failles recoupées par le profil, ce qui la rend difficile à interpréter. Les autres limites ne sont pas localisées au niveau de structures remarquables à l'affleurement. L'application de corrections aux données pourrait être utile pour limiter de possibles artefacts (voir ci-après).

Les tomographies montrent des zonations des valeurs de vitesse dans la masse rocheuse (figures 5.3 et 5.4). Les deux failles observées à l'affleurement constituent les bordures de ces zonations. La vitesse des ondes est environ 30 à 40% plus faible dans le toit de la faille majeure que dans son mur.

La tomographie dans la falaise (jeu 4) n'apporte pas d'informations supplémentaires, alors que le dispositif est dédié à la haute résolution. La mauvaise qualité des signaux n'a pas permis de considérer suffisamment de rais.

#### Données corrigées

Comme cela a été constaté précédemment, la vitesse déduite de chaque rai augmente avec sa longueur. La figure 5.5 montre cette dépendance particulièrement forte, puisque des valeurs de vitesse de 600 m/s à près de 2200 m/s sont enregistrées par le jeu 1. Les corrections #1 et #2 ont été appliqués à ces données pour s'affranchir de ce comportement de premier ordre. Ces corrections consistent à supprimer cette augmentation de la vitesse moyenne des rais avec leur longueur (Chapitre 2). La figure 5.5 illustre l'effet de la correction #1 : dans un diagramme [vitesse apparente - longueur de rai], le nuage de points est horizontalisé, et dans un diagramme [temps de trajet - longueur de rai], le nuage de point indique une vitesse moyenne constante, prouvant l'homogénéisation recherchée de la vitesse dans le milieu de propagation.



Fig. 5.5 : Vitesses et temps de trajet des rais en fonction de leur longueur, pour le jeu 1, avant et après la correction #1. Les rais sont considérés rectilignes.

De nouvelles inversions tomographiques, en n'autorisant que des propagations rectilignes, sont calculées sur ces données corrigées (Fig. 5.6) :

- Après la correction #1, les valeurs de vitesse sont comprises dans des intervalles plus réduits qu'à partir des données brutes. Les images produites comportent deux anomalies de vitesse faibles révélées précisément au niveau des cœurs des failles principale et secondaire. Les anomalies au Nord ne correspondent pas à des structures affleurantes (Figs. 5.1 et 5.6).
- La correction #2 permet également de déceler une anomalie remarquable au niveau de la faille principale (Figs. 5.1 et 5.6). D'autres anomalies sont visibles plus au Nord mais ne sont pas corrélées à des structures identifiées ; il semble donc s'agir d'artefacts ou de structures non observées.



Fig. 5.6 : Résultats de tomographie 2D sur le site TNG avant et après corrections des données.

#### Interprétation

Par construction, les corrections permettent de travailler à partir des signaux de second ordre en s'affranchissant des variations de premier ordre. Sans correction, la valeur de la vitesse dans une cellule donnée dépend fortement du nombre de rais et de leur longueur (Fig. 5.4e).

Les failles apparaissent sur les images corrigées avec des vitesses d'environ 1300 m/s (correction #1) et 2000 m/s (correction #2) dans un granite affichant des valeurs d'environ 1600 m/s (correction #1) et 3500 m/s (correction #2) (Fig. 5.6). Après corrections, notamment la correction #2, les valeurs de vitesse n'ont pas de sens physique réel et ne peuvent être comparées d'un profil à l'autre. Néanmoins, la diminution approximative de la vitesse de 20 et 40 % respectivement dans ces deux cas est cohérente avec une altération au niveau des failles par rapport au protolithe.

Une incohérence apparaît entre ces résultats et les expériences de tomographie en transmission, alors que les résolutions des dispositifs peuvent être considérées comme équivalentes. En transmission, le cœur de la faille majeure ne constitue pas une anomalie propre mais marque une limite entre deux compartiments (Fig. 5.4). En revanche, après corrections, au pied de la falaise, le cœur de faille apparaît comme une zone de vitesse plus lente que les compartiments (Fig. 5.6). Ce fait peut être expliqué par un niveau d'altération plus avancé des matériaux exposés dans la paroi. Les matériaux situés au pied de la falaise, c'est à dire à plus grande profondeur par rapport au sommet du granite, sont certainement moins décomprimés et moins altérés vraisemblablement en raison de la distance qui les sépare . Ceci est cohérent avec les vitesses moyennes fournies par Reflexw (1223 m/s au pied de la falaise contre 1404 m/s dans la paroi) (Fig. 5.4). L'altération supergène du granite, et surtout sa décompression lors du creusement de l'affleurement, ont donc pour effet d'atténuer le contraste de vitesse entre une zone de faille et les compartiments qu'elle délimite.

#### Conclusion

Les vitesses semblent relativement homogènes au sein des compartiments de failles, mais diffèrent d'un compartiment à l'autre. Les failles marquent donc les bordures des zonations de vitesse. Les corrections appliquées montrent cependant qu'au pied de la falaise, les deux zones de faille identifiées à l'affleurement sont caractérisées par une diminution de vitesse. Cette différence de contraste de vitesse est interprétée comme des expressions graduelles de l'altération supergène et de la décompaction. La correction #1 permet de déceler la faille mineure et semble moins produire d'artefacts que la correction #2.

## I 2. <u>RADAR</u>

### I 2.1 Acquisition

Trois profils radar ont été acquis parallèlement au front de taille (Fig. 5.1). Le replat dans la falaise utilisé pour les sources sismiques était trop végétalisé et trop accidenté pour y passer une antenne dans de bonnes conditions. Le profil R1 se trouve au pied de la falaise, entre les géophones et le fossé bordant la route ; le profil R2 a été acquis sur la route, à environ 10 m de l'affleurement.

#### I 2.2 Résultats

Sur les images obtenues en R1, un fort signal apparaît entre 45 et 50 m quasiment sur toute la durée des traces (Fig. 5.7a). Il est attribué à l'enregistreur sismique en raison de sa position sur le profil et de la proximité des profils radar et sismique. La disparition de ce signal parasite sur le profil R2, plus éloigné, confirme cette interprétation.

En revanche, les signaux 1 et 2 sont reconnus sur les deux lignes d'acquisition et avec les deux antennes. En surface, la réflexion 1 est corrélable à la zone de faille majeure (la côte 20 m de l'image radar (Fig. 5.7a) correspond au géophone 15 sur le panorama (Fig. 5.1a)). En revanche, aucune structure aussi évidente n'affecte l'affleurement au niveau de la réflexion 2, qui présente pourtant une amplitude similaire.

Des estimations de pendage apparents et corrigés de ces réflecteurs ont été effectuées (voir la méthode dans le chapitre 2). Les résultats figurent dans le tableau 4.

|              | Granite sain $V_{\gamma \ sain} = 0.13 \ (m/ns)$ |                     | Granite altéré $V_{\gamma \ altéré} = 0,1 \ (m/ns)$ |                     |
|--------------|--|---------------------|---|---------------------|
|              | $\alpha_{app}$ (°)                               | $\alpha_{corr}$ (°) | $\alpha_{app}$ (°)                                  | $\alpha_{corr}$ (°) |
| réflecteur ① | 40   | 57                  | 30  | 41                  |
| réflecteur 2 | 33   | 45                  | 25  | 33                  |

Tab. 4 : Valeurs de pendage apparent et corrigé à partir de vitesses de granite sain ou altéré (e.g. Tillard, 1994), pour une différence d'azimut  $\theta = 40^{\circ}$  entre le plongement du plan de la faille majeure et le profil.

Le pendage du réflecteur 1 est bien plus faible que le pendage du cœur de faille (60°), surtout en utilisant une vitesse réaliste typique du granite altéré (Tab. 4). En termes de pendage et de positionnement, cette réflexion correspondrait mieux à un contact diffus ~N100°E 50°S qui limite le protolithe de la zone endommagée de la faille et qui se trouve au niveau des géophones 14 et 15 (Fig. 5.1).



Fig. 5.7: Profils radar obtenus après traitement, depuis les lignes R1 et R2 avec deux antennes différentes.

Les réflecteurs 1 et 2 se retrouvent avec le même pendage apparent sur les images produites avec les deux antennes (Fig. 5.7c et d). Les deux réflecteurs rejoignent la surface aux mêmes positions sur chaque profil, ce qui, si on les assimile à des plans, indique un azimut orthogonal aux profils. Les plans imagés auraient donc un azimut d'environ N085°E. Cependant, le fait qu'aucune structure géologique n'ait été identifiée pour expliquer la réflexion 2 ne permet pas de valider ce signal.

D'autres signaux de plus faible amplitude mais à pendage apparent nord sont présents sur le profil b entre 70 et 80 m (Fig. 5.7). Leur absence sur l'image de plus haute résolution plaide en faveur d'artefacts, d'autant que l'affleurement ne présente pas de structure majeure à cet endroit.

De même, une série de pseudo-réflexions sub-horizontales apparaissant entre 20 et 40 ns avec un décalage vers l'abscisse 40 m ne semblent pas être liées à la géologie et sont considérées comme des artéfacts (Fig. 5.7, pointé 3).

De manière générale, les profils acquis en R1 montrent des signaux d'amplitude relativement forte entre 30 et 60 ns avec une continuité de trace à trace assez variable. Leur aspect désorganisé et leur position les attribueraient à un remblai irrégulier en bord de route, pollué par différents objets métalliques. Les données acquises en R2 semblent plus "propres" à cet égard, le remblai étant peut être plus régulier et moins pollué par la présence de la chaussée.

## I 3. <u>ÉLECTRIQUE</u>

Deux profils électriques Wenner ont été acquis, l'un au pied de la falaise (E1), l'autre à une quinzaine de mètres vers l'Ouest de l'autre côté de la route (E2) en bordure de talus (Fig. 5.1). Après inversion, deux anomalies apparaissent (Fig. 5.8). Celle qui est à 23 m sur le profil E1 est localisée au niveau de la faille majeure, celle qui est à 37 m se trouve au niveau de la faille secondaire. Deux anomalies similaires sont rencontrées sur le profil E2 à 26 et 37 m. Les anomalies consistent en de faibles résistivités relatives, ce qui est cohérent avec le contrôle géologique sur le profil E1 : les zones de faille contiennent de la gouge argileuse qui, par une plus forte rétention d'eau que le protolithe granitique, peuvent expliquer cette faible résistivité relative (Jämtlid et al., 1984 ; Caine et al., 1996).

L'anomalie située vers 25 m sur le profil E1 se trouve environ 3 m plus au Nord que sur le profil E2. Si l'on raccorde ces anomalies par un plan, la structure imagée présente une orientation N090°E. Cette valeur montre un écart important par rapport à la mesure de terrain (~N120°E). Cet écart peut s'expliquer par la validité peut être locale de cette mesure (l'azimut pourrait varier le long de la faille), et par la faible précision du pointé des anomalies sur les pseudo-sections électriques (les anomalies sont sous forme de taches diffuses).

La seconde anomalie est décelée vers 37 m sur les deux profils. Si elle est assimilée à une structure plane, son azimut est de N080°E. Sur le profil E1 cette anomalie de résistivité est corrélée à une anomalie de vitesse sismique (Fig. 5.6). Ces signatures correspondraient particulièrement bien à la faille secondaire d'azimut ~N160°E, qui tend à devenir sub-méridienne vers le Nord. Il est donc difficile d'attribuer l'anomalie à 37 m sur le profil E2 à cette même structure.

En conclusion, le profil E1 permet d'identifier avec bonne confiance les deux failles vues sur le terrain. En revanche, le profil E2 a été acquis en bordure de ce qui peut être un remblai mis en place pour le tracé de la route. L'anomalie à 26 m correspondrait à la faille majeure, mais l'anomalie à 37 m est plus difficile à raccorder aux structures affleurantes.

# I 4. SYNTHÈSE DES RÉSULTATS (TNG)

Les profils électrique (E1) et sismique (tomographie 2D) réalisés au pied de l'affleurement donnent des résultats cohérents pour la localisation et la caractérisation des zones de faille (Fig. 5.8) : ces failles sont moins résistives que le protolithe, et les vitesses sismiques y sont plus faibles, ce qui est une signature normale de l'endommagement et de l'argilisation identifiés à l'affleurement. L'anomalie de résistivité identifiée en E2 vers 37 m n'a pas été corrélée à la géologie, faute d'affleurement de ce côté de la route. D'après le contrôle géologique, il est peu probable que ce soit la signature de la faille mineure en raison de son azimut. En radar, le réflecteur 1 semble correspondre à une interface diffuse entre la zone endommagée de la faille majeure et le protolithe. Par contre, le réflecteur 2 n'a pas été identifié à l'affleurement. Les résultats du radar sont donc à considérer avec réserve.



Fig. 5.8 : Comparaison de profils radar, électriques et sismiques acquis sur le site de la Terra Negra (TNG).

Malgré quelques imprécisions inhérentes à la méthode, la tomographie sismique en transmission montre que les deux failles partitionnent le champ de vitesse dans la partie affleurante. Le toit de la faille majeure présente de plus faibles vitesses que sur le reste du profil large (jeu 2). Ceci n'est pas visible sur le profil de plus haute densité de rais, peut être en raison d'un artefact transversal. Sur ce dernier profil, la faille secondaire est clairement visible.

La tomographie sismique en transmission met en évidence des valeurs de vitesse plus faibles dans le mur. Ceci peut s'interpréter comme une structuration du granite qui n'est pas décelée lorsque que la roche n'est pas perturbée (profils au sol), mais qui s'exprime lors de la décompression des roches lors du percement de la route.

# II. SITE DE SALIONÇ (SAL8)

Sur ce site affleure un filon vertical d'une quinzaine de mètres d'épaisseur. Il est très facile d'accès grâce à deux routes parallèles qui le recoupent avec un dénivelé d'une vingtaine de mètres (Fig. 5.10). Le filon microgranitique présente une texture plus fine que le granite encaissant et est très riche en biotites. Sa fracturation est moins dense que celle du granite (Fig. 5.9). Ses bordures orientées E-W sont tectonisées : elles présentent une argilisation et des stries notamment sur la bordure sud (contact par faille). Le granite encaissant est très altéré, en voie d'arénisation, sauf au Nord du filon où par endroits des poches aplitiques aux contours parfois diffus restent plus compétentes (Fig. 5.9).



Fig. 5.9 : Vues des contacts nord (a) et sud (b) du filon avec le granite encaissant.

### II 1. ACQUISITIONS SISMIQUES

Deux jeux de données ont été acquis (Fig. 5.10) :

- Jeu 1 : géophones et tirs au pied du talus.
- Jeu 2 : géophones au pied du talus, tirs au bord de la route en contre-haut.

## II 2. <u>RÉSULTATS DES TOMOGRAPHIES</u>

Sur les enregistrements bruts (Fig. 5.11), la vitesse apparente de la première arrivée est manifestement plus élevée dans le filon que dans son encaissant. Ceci témoigne de l'altération et de la fracturation plus importantes dans le granite que dans le filon.

Le calcul tomographique en 2D a été réalisé sous l'hypothèse d'un profil rectiligne, ce qui a pour effet théorique de surestimer les vitesses sur les extrémités courbées du profil (Fig. 5.10). Le résultat est très représentatif d'un fort contraste d'altération au niveau du contact sud (Fig. 5.10, géophone 17), même si la transition n'est pas centrée sur le géophone 17 qui était pourtant le plus proche du contact. La conjugaison de plusieurs facteurs peut expliquer ce décalage : la non orthogonalité du profil par rapport au filon, le lissage appliqué dans l'algorithme de calcul, ou encore d'éventuelles irrégularités de l'éponte du filon.



Fig. 5.10 : Vues aérienne et panoramique du site de Salionç 8 (SAL8) avec le dispositif d'acquisition sismique et quelques résultats de tomographie.

Le contact nord n'est en revanche pas caractérisé par un contraste de vitesse aussi fort. Les bordures nord et sud du filon se présentent pourtant toutes les deux faillées. À première vue, le granite encaissant semble montrer une compétence et une densité de fracturation semblables de part et d'autre du filon. Cependant, du côté nord du filon, le granite présente davantage de corps aplitiques aux formes complexes et aux contacts francs à diffus, associés à des pegmatites (Fig. 5.9a). Ces formations sont bien plus compétentes que le granite grossier. Les géophones 38 à 43 sont plantés au niveau d'une telle hétérogénéité, qui s'exprime par une forte vitesse (Fig. 5.10). Il est donc envisageable que de tels corps diffus -plus compétents et dans lesquels la vitesse des ondes P est assez élevée- parsèment le granite grenu et limitent le contraste de vitesse au Nord.

La tomographie 3D est en revanche moins convaincante (Fig. 5.10). Les données sont les plus bruitées de l'ensemble des acquisitions réalisées sur les trois sites (Fig. 5.11). Sur les 1152 rais potentiels (25 sources x 48 capteurs), seuls 270 pointés ont pu être collectés. Les interprétations qui en découlent sont donc peu fiables. La tomographie a donc été réalisée avec un maillage assez large (1 m) et avec un lissage de façon à caractériser des hétérogénéités assez volumineuses.

La zone de forte vitesse attribuée à une aplite entre les géophones 38 à 43 se retrouve aisément sur l'image, et met par ailleurs en évidence la faible extension de ce corps (Fig. 5.10). Le filon, quant à lui, est loin d'être clairement résolu. Vu la configuration de l'affleurement (Fig. 5.10), les rais doivent être très superficiels, et donc perturbés par les niveaux en voie de pédogenèse. Par ailleurs, le dispositif n'est pas orthogonal au filon, ce qui est défavorable. Des trajets complexes tels que des réflexions ou des réfractions au contact du filon et de son encaissant sont aussi envisageables.

Pour conclure, les dimensions du filon et le contraste de vitesse qu'il présente avec le granite favorisent son imagerie par tomographie sismique (Fig. 5.11). Le profil réalisé en 2D produit un résultat cohérent avec les formations affleurantes, mais les données acquises pour la tomographie en 3D sont trop bruitées et en quantité trop faible pour produire une image correctement résolue (Fig. 5.10).

Des profils radar n'ont pas montré de signaux autres qu'une diffraction sur un câble aérien (malgré le blindage du dispositif) et une perturbation due à une grille métallique. Aucun profil électrique n'a été acquis sur ce site.



Fig. 5.11 : Exemple d'irrégularité de l'hodochrone de la première arrivée vue sur un des meilleurs tirs utilisés pour la tomographie en 3D. 10 coups de marteau ont été nécessaires à l'obtention de ces données (stack = 9).



Fig. 5.12 : Vues panoramique et aérienne du site de Canyet (CAN7) avec les dispositifs sismiques, les lignes d'acquisition électrique, et leurs résultats significatifs.

# III. SITE DE CANYET (CAN7)

Une faille marquée par une zone de gouge et des cataclasites à quartz et carbonates affectent un granite grossier près du village de Canyet (Fig. 5.12, voir le chapitre 4 pour la localisation et la description). La bordure des zones riches en quartz et en carbonates est diffuse. Une zone de gouge très peu compétente se trouve au SW. Cette structuration lithologique et tectonique globalement sub-verticale avec des compartiments aux propriétés physiques à priori contrastées (gouge, granite altéré, carbonates) en font un site intéressant pour l'imagerie géophysique. L'accès aisé au sommet de la falaise et l'accotement constitué de granite décapé recouvert d'une arène d'une épaisseur de 20 cm au maximum permettent d'acquérir les profils suivant des dispositifs orthogonaux aux structures. Sur cet affleurement, les résultats des profils de résistivité sont présentés en premier car ils sont utilisés pour l'interprétation des données sismiques.

## III 1. ÉLECTRIQUE

Deux profils quasiment parallèles et distants de ~2,5 m ont été acquis orthogonalement aux structures (Fig. 5.12). Deux anomalies de faible résistivité apparaissent sur chacun d'entre eux. La plus forte d'entre elle est positionnée entre 28 et 30 m et correspond à la zone de faille la plus épaisse contenant une gouge. Ses deux compartiments présentent des résistivités moyennes équivalentes. Une plus faible anomalie est observée sur les deux profils entre 15 et 17 m. Elle pourrait être due à une faille secondaire reconnue à l'affleurement. D'après ces deux profils, l'azimut approximatif des structures est N135°E.

# III 2. MÉTHODES SISMIQUES

## **III 2.1 Acquisitions**

- Jeu 1 : géophones au pied de la falaise, tirs le long des capteurs.
- Jeu 2 : géophones au pied de la falaise, tirs au dessus de la falaise.
- Reverse Vertical Seismic Profile.

## III 2.2 Observations préliminaires

Les données en amplitude vraie montrent une brusque perte d'amplitude entre les géophones 32 et 33 (l'intertrace n'est que de 1 m), qui correspond au contact entre la cataclasite à quartz et la zone de gouge (Fig. 5.12). Ceci met en évidence le découplage mécanique qui se produit dans le cœur de faille. Deux zones de vitesse homogène au premier ordre se trouvent entre les traces 1 à 30 et 35 à 48. Les formes d'ondes y sont peu variables. Le granite semble donc assez homogène dans ces zones. En revanche, la zone située entre les traces 30 et 35 montre une hodochrone à pente inversée (Fig. 5.12). Ceci reflète des propagations complexes dans la masse rocheuse. Des enregistrements en trois composantes auraient été utiles pour tenter de reconnaître les directions d'incidence des premières arrivées et mieux comprendre leur propagation. Même s'il est délicat d'interpréter ce type d'enregistrements bruts, les anomalies de vitesses qu'ils contiennent montrent que des tomographies peuvent être tentées.

#### III 2.3 Résultats des tomographies

La tomographie en 2D a été réalisée avec les distances source-géophone supérieures ou égales à 7 m afin de réduire les incertitudes relatives sur les vitesses de chaque rai. Le résultat met en évidence trois zones distinctes le long du profil dans lesquelles la vitesse des ondes P est relativement constante (Fig. 5.12) : un compartiment de faible vitesse ( $V_p \approx 1000 \text{ m/s}$ , géophones 33 à 41) au SW est encadré par deux compartiments à vitesse plus élevée ( $V_p \approx 1700 \text{ m/s}$ ) à l'extrême SW et au NE entre les géophones 33 et 1. Le compartiment NE montre une anomalie de vitesse faible entre les géophones 15 et 18. Ces résultats sont en accord avec l'analyse d'enregistrements bruts décrite précédemment.

La gouge se situe à la transition entre le compartiment à faible vitesse et la zone de vitesse plus élevée au NE (géophones 33 à 35, Fig. 5.12), en accord avec l'anomalie majeure des profils de résistivité. L'anomalie secondaire de vitesse située entre les géophones 15 et 18 est également corrélée à une anomalie de faible résistivité. La cohérence des résultats des méthodes sismique et électrique renforce l'identification de ces deux zones altérées.

L'imagerie issue des données en 3D présente une constance remarquable de la vitesse des ondes P dans la partie SW du volume investigué, qui correspond au protolithe granitique. Ceci est en accord avec les données de résistivité. La zone à vitesse élevée à l'extrême SW donnée par l'imagerie en 2D n'est pas retrouvée, ce qui pourrait être un effet de bord. En revanche, la bordure NE de cette zone lente est concordante sur les deux imageries. Cette zone d'augmentation de la vitesse vers le compartiment NE correspond à la zone de faille recoupée par le dispositif.

Les résultats sont plus complexes à interpréter dans les deux tiers NE du volume 3D (Jeu 2). À l'extrême NE du profil, les sources sont proches du rebord de la falaise (Fig. 5.12). Les rais sont donc contraints à emprunter une trajectoire plus complexe et plus longue que des trajectoires rectilignes avec lesquelles travaille Reflexw. Par conséquent, les vitesses calculées par le programme sont forcément sous-estimées ; sans ce biais, la partie NE devrait être de plus forte vitesse, comme le montre l'imagerie 2D. Dans cette zone, l'image produite en 3D ne doit donc pas être surinterprétée. La zone de vitesse élevée reconnue en tomographie 2D entre les géophones 24 à 29 pourrait être attribuée aux cataclasites bordant la gouge. Cette anomalie semble poindre sur l'image de tomographie 3D, avec une transition diffuse et peu régulière entre une zone à vitesse modérée (≈1300 m/s) et une zone à vitesse élevée (≈1700 m/s). Le contrôle géologique n'est pas possible dans cette partie masquée par le sol. Le seul élément connu est le contact diffus des carbonates vers le NE au niveau de l'affleurement (Chapitre 4). Ceci pourrait correspondre à ce type d'image, mais cette interprétation semble trop avancée par rapport à la fiabilité des résultats.

Néanmoins, le contraste de vitesse des deux compartiments est une information fiable. Le bloc SW présente une vitesse moyenne diminuée d'au moins 42% par rapport à celle du bloc NE (830 m/s contre 1431 m/s).



Fig. 5.13 : Résultats de Reverse Vertical Seismic Profiling au sein du granite du compartiment NE de l'affleurement CAN7 : modèle de vitesse, tracés de rais et inversions tomographiques.

## III 2.4 Profil en RVSP

Une acquisition a été réalisée orthogonalement au relief au sein du compartiment NE (Fig. 5.12) à partir de la méthode de "Reverse Vertical Seismic Profiling" décrite par Zou et Wu (2001) (Chapitre 2). Les géophones verticaux ont été alignés au sommet de la falaise, quasi orthogonalement au rebord. Les tirs ont été effectués au voisinage des capteurs et également suivant un axe vertical dans la falaise afin d'obtenir des rais incurvés et en transmission. L'acquisition a été faite au sein d'un même plan de façon à pouvoir utiliser les outils 2D qui existent dans Reflexw.

Le traitement a consisté en des tests manuels d'essais-erreurs à partir d'inversions tomographiques et de tracés de rais. Le meilleur modèle de vitesse au sens des tracés de rais est composé de (Fig. 5.13) :

- Une couche de 2 mètres d'épaisseur au sommet de la falaise présentant un gradient de vitesse de 400 s<sup>-1</sup> entre 200 et 1000 m/s. Cette zone correspond au sol, à la saprolite, et au "toit" du granite.
- Un gradient un peu moins fort de 325 s<sup>-1</sup> affecte les 8 m suivants, entre 1000 et 3600 m/s. La vitesse au niveau de la paroi est de 1000 m/s.
- Une vitesse homogène de 3600 m/s caractérise le milieu au delà de 10 m de profondeur.

La représentativité du modèle de vitesse peut être testée sur la base de la différence entre les rais calculés et les données mesurées. Cette différence s'élève en moyenne à 0,92 ms/rai (tirs dans la paroi) et à 1,76 ms/rai (tirs dans la paroi et le long des géophones) (Fig. 5.13). Les temps de propagation moyens étant respectivement de 8,9 ms et 9,5 ms, cela représente une erreur de 10 % et 18 %. Il est difficile de réduire cette erreur. Il semble donc que ces écarts soient causés par des variations de l'épaisseur et des vitesses du sol, non résolues par l'inversion, plutôt que par une mauvaise représentativité du modèle. En d'autres termes, le modèle proposé peut être considéré comme représentatif ; les écarts entre les données calculées et mesurées sont vraisemblablement attribuables au sol. Par ailleurs, aucun modèle à vitesse homogène ne permet d'aussi bons ajustements, ce qui prouve que la vitesse augmente fortement avec la pénétration dans le granite.

Des inversions tomographiques ont été calculées à partir du modèle décrit précédemment en autorisant la courbure des rais. Les résultats ne montrent qu'un ajustement de second ordre du modèle initial de vitesse (Fig. 5.13), ce qui confirme sa validité. L'algorithme résout de très faibles vitesses en surface (200 à 1500 m/s) avec une bonne fiabilité au regard de la densité de rais. La vitesse augmente avec la profondeur pour atteindre environ 3200 m/s à 3800 m/s à 8 m de profondeur. La géométrie des zones de plus fortes de vitesses est à considérer avec précaution car peu de rais s'y croisent.

Des vitesses de l'ordre de 2500 m/s sont observées à 1,5 m juste derrière la paroi (Fig. 5.13). Ceci implique une augmentation de la vitesse bien plus forte orthogonalement à la paroi que verticalement en retrait de la falaise. Le gradient de vitesse le plus étendu est principalement vertical, avec une valeur oscillant entre 360 s<sup>-1</sup> et 435 s<sup>-1</sup>. Localement derrière la paroi, il est sub-horizontal et bien plus élevé, de l'ordre de 1000 s<sup>-1</sup>. Ce dernier est interprété comme un effet de décompaction du granite liée au dégagement de l'affleurement comme cela a été reconnu dans d'autres contextes (Maxwell et Young, 1995 ; Alheid et al., 1998 ; Zou et Wu, 2001). Le gradient vertical doit au contraire être lié à l'altération naturelle (Rao Naik et al., 1980 ; Radzevicius et Pavlis, 1999 ; Fonseca et al., 2006).

## III 3. <u>RADAR</u>

Des profils radar acquis au pied de la falaise et en contre-haut sur un chemin forestier où le filon et la faille affleurent n'apportent aucune information sur la géologie.

# III 4. <u>SYNTHÈSE DES RÉSULTATS (CAN7)</u>

Seule la zone de faille présente des vitesses de même ordre en 3D et en 2D. Les profils électriques et de sismique en 2D s'accordent sur le fait qu'au pied de la falaise, les deux compartiments de la faille présentent des propriétés relativement comparables, même si l'endommagement semble plus prononcé au SW du cœur argileux de la faille. En tomographie 3D, de faibles vitesses sont clairement obtenues au sein du compartiment SW. Le contraste de propriétés physiques entre les deux compartiments semble donc plus fort qu'au pied de la falaise. Si l'on considère que les effets de bord sont nuls, l'altération naturelle doit être plus importante au sein du compartiment SW de la faille. Cette dissymétrie pourrait s'expliquer par une altération différente entre les deux compartiments, qui s'exprime fortement lors de la mise à l'affleurement du granite.

# IV. Synthèse et discussion des résultats

Sur les trois sites investigués, plusieurs caractéristiques communes ont été relevées. Par exemple, des liens entre l'altération et la propagation des ondes ont été dégagés ; ils sont ici discutés. De même, l'efficacité des méthodes est variable ce qui mérite quelques considérations.

## IV 1. <u>CARACTÉRISTIQUES GÉOLOGIQUES ET SIGNATURES</u> <u>GÉOPHYSIQUES</u>

De manière générale sur l'ensemble des sites investigués, les vitesses des premières arrivées (supposées être des ondes P directes) sont bien plus faibles que les valeurs communément mesurées dans des granitoïdes (environ 6000 m/s). Sur l'ensemble des rais utilisés pour les tomographies, la vitesse maximale est de 2813 m/s ; la vitesse minimale est de 210 m/s mais elle est obtenue pour des rais se propageant dans un remblai ou un sol faiblement consolidé. Ces valeurs de vitesse reflètent une forte altération du granite comme cela a déjà été observé sur échantillons en laboratoire, sur le terrain dans des acquisitions de sub-surface, ou encore dans des parois d'excavations plus profondes (Reasenberg et Aki, 1974 ; Vijaya Raghava et al., 1977 ; Rao Naik et al., 1980 ; Alheid et al., 1998 ; Alheid et al., 1999 ; Radzevicius et Pavlis, 1999 ; Carvalho et al., 2000 ; Havenith et al., 2000 ; Zou et Wu, 2001 ; Giese et al., 2005). L'altération peut faire chuter la vitesse dans des granites altérés jusqu'à 1500 m/s (voire exceptionnellement 1100 m/s, Vijaya Raghava et al., 1977), et l'arénisation offre des valeurs encore plus faibles, s'élevant à quelques centaines de m/s (Radzevicius et Pavlis, 1999 ; Havenith et al., 2000 ; Fonseca et al., 2006).

Les vitesses moyennes sont plus faibles en 3D qu'en 2D (Fig. 5.12), ce qui peut être attribué au fait que les dispositifs d'acquisition en 3D forcent les rais sismiques à échantillonner davantage les zones altérées (zones décomprimées, saprolite, sols...), alors que les acquisitions au pied des falaises ont permis de travailler presque directement sur la roche décapée.

La fracturation seule (sans argilisation) provoque des diffractions des ondes sismiques et la dispersion d'énergie (Riollet, 1997). Ces effets dépendent des longueurs d'onde et de la taille des hétérogénéités. Ces phénomènes se traduisent par la perte d'énergie des ondes directes, l'apparition de codas (dispersion de l'énergie dans le temps), et l'élévation du niveau de bruit apparent. Ces phénomènes décrits par Riollet (1997) caractérisent les enregistrements sur les trois sites (Figs. 5.2, 5.11 et 5.12), ce qui constitue une signature géophysique supplémentaire de la fracturation, outre les anomalies de vitesse.

Concernant les ondes électromagnétiques, aucune mesure de leur vitesse n'a été faite sur le terrain. Des valeurs communément représentatives ont été utilisées pour le calcul des pendages des réflecteurs identifiés sur le site de la Terra Negra (Tillard, 1994) : des vitesses typiques de granite sain (0,13 m/ns) ou altéré (0,1 m/ns) fournissent respectivement des valeurs de pendage de 57° ou 41° pour le réflecteur 1. Le pendage réel de la zone identifiée comme un bon candidat pour générer une réflexion étant de 50° environ, la vitesse des ondes est donc intermédiaire entre celles qui sont considérées dans ces calculs. De ce fait, la vitesse des ondes radar à TNG est plus faible que celle d'un granite sain, ce qui est cohérent avec les autres observations géophysiques et géologiques.

L'une des observations les plus remarquables en sismique est l'augmentation de la vitesse avec la longueur des rais sur les trois sites. Seul le site de CAN7 a été l'objet de RVSP dans le but d'investiguer le champ de vitesse dans l'épaisseur de la roche. L'augmentation de la vitesse en fonction de la pénétration est montrée sur ce profil, en accord avec de nombreux travaux (Rao Naik et al., 1980 ; Alheid et al., 1999 ; Radzevicius et Pavlis, 1999 ; Carvalho et al., 2000 ; Zou et Wu, 2001 ; Fonseca et al., 2006) (Fig. 5.13). Cette distribution des vitesses est liée à l'altération qui diminue progressivement depuis une surface d'affleurement, vers les zones plus saines au cœur d'un massif rocheux. Ceci peut expliquer l'augmentation de la vitesse avec la longueur d'un rai sur les trois sites : un accroissement de la vitesse avec la profondeur courbe les rais de façon à ce qu'une onde enregistrée à grande distance ait pu pénétrer dans la formation rocheuse avant d'émerger (Fig. 2.10). Sa vitesse moyenne est alors plus élevée que celle d'une onde se propageant superficiellement. Par conséquent, les vitesses réelles des ondes sont plus élevées que les valeurs obtenues par tomographie sans corrections.

L'augmentation de la vitesse des ondes sismiques avec la profondeur est documentée par d'autres études (Reasenberg et Aki, 1974 ; Vijaya Raghava et al., 1977 ; Rao Naik et al., 1980 ; Radzevicius et Pavlis, 1999 ; Carvalho et al., 2000 ; Escuder-Viruete et al., 2004 ; Fonseca et al., 2006). Ces gradients de vitesse sont reliés aux phénomènes d'altération naturelle, avec notamment la formation de saprolite et la pédogenèse. Les épaisseurs peuvent être variables, allant de 10 m (Rao Naik et al., 1980) à 60 m (Radzevicius et Pavlis, 1999). De plus, l'altération naturelle est en partie contrôlée par la préstructuration de la roche (couloirs de fracturations, teneur en argiles, altérations hydrothermales...) (Radzevicius et Pavlis, 1999 ; Escuder-Viruete et al., 2004). De ce fait, la distribution de vitesse est complexe et les gradients ne sont pas homogènes. L'application des corrections #1 et #2 se base sur l'hypothèse d'un gradient unique (Chapitre 2). Leur faible efficacité dans certains cas peut être expliquée par des variations de la vitesse plus complexes qu'un unique gradient.

Outre cette altération naturelle supergène, à laquelle est attribué par exemple le gradient vertical de vitesse à Canyet (Fig. 5.13), le dégagement d'affleurements provoque une certaine altération que certains auteurs ont étudiée. Maxwell et Young (1995) identifient des variations de la vitesse des ondes P dans un tunnel sujet à une forte compression horizontale. Dans les zones fortement contraintes, cette vitesse atteint 6100 m/s alors que dans les zones décomprimées la vitesse ne s'élève qu'à 5650 m/s, certainement en raison de l'ouverture de microfissures, ce qui illustre une différence d'un peu plus de 7%. Dans d'autres tunnels, l'étendue de la zone d'endommagement liée à l'excavation (EDZ : Excavation Damage Zone) et quelques unes de ses propriétés physiques sont étudiées par Alheid et al. (1998) et Alheid et al. (1999). Leurs mesures de perméabilité et de vitesses d'ondes P et S montrent que l'altération est décelée sur une pénétration minimale de 35 cm : la vitesse des ondes P est de 2000 m/s en bordure de paroi pour dépasser les 4500 m/s à un peu plus de 50 cm dans la formation. D'autres estimations de pénétration de la fracturation dans les formations sont proposées par tomographie sismique sur les gradins d'une carrière de granite (Zou et Wu, 2001). Ces expériences montrent que de faibles vitesses de l'ordre de 1500 à 2500 m/s sont mesurées superficiellement et qu'il faut parfois pénétrer la roche à plus de 4 mètres pour trouver des valeurs de 5000 m/s. En d'autres endroits, le granite mieux préservé peut présenter en surface une valeur de 5000 m/s.

Ces zones endommagées (EDZ) consistent en une zone où les micro- et macro-fracturations sont plus élevées que dans le protolithe. Les fractures préexistantes ont tendance à s'ouvrir et de nouvelles fractures peuvent apparaître, soit par endommagement direct (explosion...), soit par décompression du granite. Les valeurs de vitesse ainsi que leur distribution spatiale dans les trois études citées varient fortement : l'altération anthropique peut être superficielle (inférieure à 1 m, comme mesuré par exemple par Alheid et al. (1999), Zou et Wu (2001)), ou se manifester sur plusieurs mètres dans le granite (Maxwell et Young, 1995 ; Zou et Wu, 2001 ; Giese et al., 2005) ou dans des formations sédimentaires (Alheid et al., 1998 ; Alheid et al., 1999). La géométrie et les propriétés de l'EDZ dépendent, entre autres, de la méthode d'excavation, des propriétés intrinsèques de la roche, de son état de contraintes, de la géométrie de l'ouverture, du temps écoulé depuis cette ouverture (Alheid et al., 1999). L'application de la méthode employée par Zou et Wu (2001) sur le site de CAN7 permet d'estimer l'épaisseur de cette EDZ à 4 m avec un gradient de 1500 s<sup>-1</sup> (Fig. 5.13).

Les deux failles étudiées (à TNG et CAN7) ont montré une perte d'amplitude et une modification de la forme des signaux au niveau de leur zone de gouge. Ce phénomène semble plus important sur les configurations en transmission que sur les profils effectués avec les tirs le long des capteurs. Le découplage mécanique semble donc plus important lorsque les failles sont échantillonnées par les rais dans les reliefs plutôt qu'à leur pied. Cette observation est cohérente avec l'identification d'une décompression des roches dans les reliefs.

Sur les sites TNG et CAN7, les profils au pied des reliefs montrent des résistivités et des vitesses sismiques du même ordre de grandeur dans les deux compartiments des failles (Fig. 5.14a). En revanche, les tomographies en 3D mettent en évidence des vitesses différentes dans les compartiments de faille à des niveaux davantage affectés par les altérations naturelles et la décompaction (Fig. 5.14b). Sur le site SAL8, une différence d'altération semble également être décelée de part et d'autre du filon. Le filon s'est probablement mis en place dans une zone de faiblesse (d'ailleurs les déformations affectant les contacts peuvent être en grande partie plus jeunes que la mise en place du filon). Sur les trois affleurements étudiés, l'altération est donc asymétrique de part et d'autre des failles. Ceci s'exprime surtout lors de la mise à l'affleurement des formations. Des colmatages de fractures et/ou des densités de fracturation différentes d'un compartiment à l'autre, qui s'exprimeraient différemment lors de la décompaction, pourraient être à l'origine de ce phénomène. La structuration initiale des formations semble donc contrôler le développement de l'altération supergène. De ce fait, l'altération supergène ayant pour effet notoire d'argiliser les feldspaths et les micas (par exemple Stierman et Healy, 1985), l'altération de la matrice peut donc aussi être différente dans chacun des compartiments de la faille.



Fig. 5.14 : Modèle d'évolution schématique de la vitesse des ondes sismiques sous l'effet de l'altération supergène. a) Configuration supposée en profondeur. b) Configuration observée à l'affleurement. Schéma modifié d'après Géraud et al. (2010).

# IV 2. EFFICACITÉ DES MÉTHODES

Les objets imagés sont verticaux ou présentent de très forts pendages. De ce fait, il est préférable d'acquérir les profils orthogonalement à ces structures afin d'optimiser la détection de contrastes de propriétés physiques.

- Les profils électriques de type Wenner ont été très utiles. Ils ont montré de forts contrastes de résistivité alors que ce dispositif n'est pas le plus adapté pour révéler ce type de variations (un dispositif dipôle-dipôle est plus efficace).
- La tomographie sismique en transmission et de premières arrivées a été efficace. D'autres études à partir de mesures acquises en sous-sol (puits, galeries) ont montré de très bons résultats pour détecter des zones de faille (Zhao et al., 1997 ; Carvalho et al., 2000 ; Marti et al., 2006a), voire des couloirs de fine fracturation (Hayles et al., 1999). Mais ces expériences ont été menées sur des sites peu affectés de EDZ ou d'altération naturelle. Par conséquent, sans prendre en compte la courbure des rais tel que l'on fait Bregman et al. (1989), les interprétations des imageries géophysiques doivent être considérées avec prudence, et le contrôle géologique est indispensable. Les résultats présentés ici montrent que toutes les structures identifiées sur le terrain ne sont pas systématiquement présentes sur les images des profils. Inversement, certaines anomalies n'ont pas pu être expliquées à partir d'observations de terrain ; elles ont donc été interprétées comme des artefacts. La confiance qu'il est possible d'accorder à une image se base donc sur des considérations simples des données, comme par exemple la figure 5.3. La prise en compte de la courbure des rais dans les algorithmes 3D est un développement à envisager.
- D'un point de vue technique, la tomographie sismique offre une bonne résolution latérale. Elle est plus efficace sur des objets compartimentés, lorsqu'un jeu de données contient à la fois des rais cantonnés à chaque compartiment et d'autres qui en traversent plusieurs, plutôt que dans le cas où seuls des rais traversant tous les compartiments sont exploités (Fig. 5.4d).
- Certains jeux de données ont dû subir une correction pour limiter l'effet néfaste de gradients de vitesse et révéler des informations sur la caractérisation des objets. La correction #1 s'est montrée plus efficace que la correction #2 sur les données acquises au pied de l'affleurement TNG. La correction #2 est une "correction de réfraction" mais aucune interface susceptible d'engendrer ce phénomène n'a pu être identifiée sur l'affleurement. Sur d'autres données, ces corrections n'ont pas été aussi efficaces. La présence de plusieurs gradients de vitesse (propres à chaque compartiment de faille) est envisagée pour expliquer cette différence d'efficacité.
- La méthode radar employée a mis en évidence deux structures sur le site TNG, alors qu'une seule a été reconnue à l'affleurement. Sur les autres sites aucun objet significatif n'a été imagé. L'explication réside dans la simplicité du dispositif utilisé : lorsque source et récepteur sont confondus, il est peu probable d'enregistrer des réflexions sur des structures à fort pendage à partir de profils horizontaux.

L'aspect méthodologique qui semble le plus important est la complémentarité des profils sismiques 2D et des profils électriques. Cette association s'est montrée efficace pour la détection des failles et pour la reconnaissance d'une altération différentielle des deux compartiments (TNG, CAN7). La confrontation de ces résultats à la tomographie en 3D est moins directe, mais elle est très utile.

# V. Conclusions

La topographie de trois affleurements a été exploitée pour réaliser des imageries originales de failles et de filons dans un granite soumis à une altération supergène. La caractérisation de ces objets, par comparaison de profils sismiques (vitesses des ondes P), électriques (résistivité électrique) et radar (contrastes de permittivité électrique), a permis de montrer les points suivants :

- Un découplage mécanique partiel est identifié au niveau des zones de faille.
- La vitesse des ondes sismiques augmente avec la pénétration dans les formations. Deux causes sont identifiées : l'altération supergène et la décompaction des roches causée par la mise à l'affleurement.
- Une altération asymétrique est développée entre les deux compartiments d'une faille, notamment lors de sa mise à l'affleurement. Elle est interprétée comme l'expression de différences en termes de fracturation (densité, colmatage) et d'argilisation de la matrice. En revanche, à quelques mètres de profondeur, les altérations les plus fortes sont constituées par les zones de faille elles mêmes. L'altération supergène y est donc moins développée.

L'occurrence de gradients de vitesses sismiques a été parfois gênante. Des corrections simples ont permis de limiter leurs effets. Grâce à elles, certaines anomalies ont été décelées, et leur attribution à des failles a pu être confirmée à l'affleurement.

# CHAPITRE 6

# Discussion

Deux massifs de granitoïdes ont été caractérisés dans les trois chapitres précédents. Le socle affleurant à Tamariu fournit en premier lieu une image d'un réservoir fossile. Le site EGS de Soultzsous-Forêts offre des données concernant le comportement hydraulique d'un granite fracturé, mais la structuration de ce batholite est mal connue du fait de sa profondeur. Il s'agit dans le présent chapitre d'exploiter la complémentarité des deux massifs étudiés par différentes approches. Des analogies et des différences seront dégagées, afin de caractériser de façon générale la structuration et le drainage de telles formations fracturées.

Les relations géométriques entre la structuration de petite échelle et la structuration de grande échelle (zone de faille, réservoir) seront tout d'abord décrites et discutées. Les distributions des marqueurs de paléo-circulations dans ces cadres structuraux seront rappelées, et les conditions de mise en place de certains d'entre eux seront analysées.

Sur cette base à laquelle s'ajouteront quelques résultats hydrauliques de Soultz-sous-Forêts, la localisation de la percolation dans un batholite fracturé sera examinée. Différents styles de drainage seront identifiés. Quelques relations entre l'activation des réseaux de drainage et l'état de contraintes seront discutées.

Enfin, un modèle synthétique de réservoir sera dégagé de ces considérations, avant de proposer quelques perspectives qui pourraient poursuivre les travaux présentés dans ce manuscrit.

# I. Structuration des socles étudiés

Différentes échelles de structuration ont été considérées dans les chapitres précédents. Ici, il est question de discuter de possibles relations géométriques entre la fracturation de petite échelle (aisément mesurable en puits) et tout d'abord les zones de faille et ensuite la structuration hectométrique d'un massif.

## I 1. FRACTURATION DE PETITE ÉCHELLE ET ZONE DE FAILLE

La comparaison de l'orientation des fractures relevées en puits à Soultz-sous-Forêts avec celle des réflecteurs vus en VSP a montré de fortes différences entre les deux échelles (Chapitre 1 III 3.) (Fig. 6.1b). Ce fait est confirmé par les levés de fracturation réalisés sur l'analogue de Tamariu (Chapitre 2 II) : à proximité des failles majeures et mineures, les orientations de fractures s'organisent en plusieurs familles dont une n'est pas systématiquement représentative de l'orientation de la zone de déformation voisine. Un autre exemple de couloir fracturé est illustré par la figure 6.1a. La vergence du plus grand nombre de fractures est vers le Sud. Cependant, l'étendue de ces fractures est relativement faible ; elles constituent un couloir fracturé délimité par deux structures à vergence opposée (Fig. 6.1a). Une telle structure aurait une signature stéréographique analogue à celle de la figure 6.1b. Ces exemples de Soultz-sous-Forêts et des Chaînes Côtières Catalanes montrent qu'il est peu évident de déduire l'orientation globale d'une zone fracturée à partir de la fracturation de petite échelle.



Fig. 6.1 : Exemple de couloirs fracturés : a) à l'affleurement à Salionç (voir la localisation sur la figure 4.1) et b) en puits à Soultz-sous-Forêts (GPK1, zone à 3090 m, voir figure 3.33).

Pour comprendre ces différences d'orientations lors du saut d'échelle, il faut s'intéresser aux mécanismes de développement des failles abordés précédemment. Une faille peut se développer par coalescence de joints et/ou par propagation de fractures (par exemple Peacock (2001)). Si ces joints sont préexistants, alors leur orientation n'est pas fonction du régime ultérieur de contraintes responsable du développement de la faille (réactivation de ces joints, et néoformation de structures). Dans le cas d'un granitoïde, certaines familles de joints sont formées lors du refroidissement (Gerla, 1988 ; Bergbauer et Martel, 1999). Leur orientation n'est donc pas représentative de la faille formée par leur réactivation (voir par exemple Castaing et al. (1996)). Par ailleurs, une fracturation de petite échelle est développée lors de l'activité d'une faille. Plusieurs familles de joints, de veines, de failles, parfois conjuguées, peuvent être formées en fonction de l'orientation et de l'intensité des contraintes, de la position par rapport à la faille (terminaison, bordure), de la rhéologie des matériaux, de la lubrification et de la pression liées aux fluides (par exemple Zhao et Johnson (1992), Peacock (2001), Miller et Wilson (2004), Rovida et Tibaldi (2005)). Pour ces raisons, il est très difficile de trouver des relations systématiques purement directionnelles qui permettraient de déduire l'orientation d'une faille à partir de la fracturation de petite échelle reconnue dans son voisinage. La considération du mode d'ouverture des fractures (mode 1, mode 2), leurs tectoglyphes éventuels... pourrait apporter quelques informations, mais leur interprétation sur le terrain étant délicate (Gapais et al., 2000), de telles analyses menées sur carottes sont peu fiables. Les mesures de fracturation en puits doivent donc être considérées avec réserve pour déduire l'orientation des failles.

## I 2. <u>FRACTURATION DE PETITE ÉCHELLE ET STRUCTURE DU</u> <u>RÉSERVOIR</u>

#### I 2.1 Rappel des directions structurales dans les deux massifs étudiés

Les failles majeures de Tamariu sont orientées suivant deux directions N060-090°E et N135°E (Fig. 6.2). Au sein des blocs qu'elles délimitent, les structures sont orientées N025°E, N060°E, N090-100°E et N135°E. Bien que faiblement exprimée, la famille N090-N100°E (en gris clair, Fig. 6.2) a été significativement utile à la percolation de fluides qui ont précipité les carbonates à oxydes. Un seul azimut est significativement représenté à toutes les échelles (N135°E).

La fracturation observée sur les carottes du puits EPS1 à Soultz-sous-Forêts s'organise suivant les directions N020°E, N040°E, N080°E et N160°E (Fig. 6.2). Le toit du socle est aussi structuré par des fractures sub-horizontales. À plus grande échelle, des failles normales sub-méridiennes à NNE-SSW décalent le toit du socle. Leur espacement est kilométrique. Des veines épaisses reconnues dans les puits suggèrent une importante structuration de même direction en profondeur, au sein du horst de Soultz-sous-Forêts dans lequel se trouvent les forages. Des failles d'orientation moyenne N025°E et N057°E sont clairement reconnues par sismique de puits ; une structuration N120°E semble plus discrète (Fig. 6.2). Enfin, une forte structuration ~N150°E est reconnue par l'analyse de la sismicité et par la confrontation de plusieurs signatures géophysiques grâce à la modélisation statique.

#### I 2.2 Orientations des structures

L'ensemble des données de fracturation de petite échelle à Tamariu n'est pas très représentatif de la structuration décamétrique à kilométrique de l'affleurement (Fig. 6.2). Seule une famille est représentée à toutes les échelles (N135°E). L'orientation N060°E est reconnue à toutes les échelles sauf à l'échelle kilométrique.

Les orientations de fractures intra-bloc de EPS1 présentent deux familles N020°E et N165°E, qui sont relativement cohérentes avec les résultats des VSP (Fig. 6.2). En revanche, les directions de fracturation N040°E et N080°E présentent un écart angulaire significatif avec la direction moyenne N057°E de quelques structures détectées par VSP. Il en est de même concernant la direction des zones sismogènes N150°E et de certains réflecteurs vus en VSP aux alentours de la direction N120°E.



Sur les deux sites, les populations de fractures qui apparaissent sur un stéréogramme généralisé à l'ensemble du domaine intra-bloc ne sont donc pas directement représentatives des directions de structuration de grande échelle du massif (Fig. 6.2). Ce fait a été également observé par Castaing et al. (1996) sur une gamme d'échelle encore plus étendue, de l'échelle continentale à celle de l'affleurement. De ce fait, la fracturation intra-bloc observée en puits n'est que partiellement représentative du réseau structural majeur. La différence entre les stéréogrammes de structuration à petite et grande échelles à Soultz-sous-Forêts n'est donc pas qu'un effet du sous-échantillonnage lié (1) à la restriction des mesures suivant la trajectoire des puits et (2) à la sensibilité des méthodes d'imagerie. Il s'agit donc d'un fait naturel, du fait des différents processus de déformation déjà évoqués (refroidissement du pluton, fracturations sous l'effet de contraintes régionales, réactivation...) et de variations locales de contraintes (voir plus loin).

#### I 2.3 Espacement des structures

À Soultz-sous-Forêts, sur 800 m de carottes, l'espacement des structures (toutes structures confondues, Fig. 1.31) et des veines (Fig. 6.3) suivent une loi de puissance, alors qu'à Tamariu les distributions sont exponentielles à exposant négatif (Fig. 4.24). Ces différences doivent être discutées.

La distribution aléatoire à Tamariu a été interprétée comme étant la signature d'une très forte localisation des déformations sur les réseaux structuraux primaires du granitoïde (voir notamment McCaffrey et al. (2003)). Le cas de la loi de puissance de Soultz-sous-Forêts est caractéristique de réseaux structuraux développés sans un tel contrôle de la localisation des structures, et sans limitation de leurs dimensions (voir notamment Gillespie et al. (1993), Bonnet et al. (2001)). Cette différence de comportement entre les deux massifs pourrait être liée au rôle de l'héritage structural. En Catalogne, les déformations post-varisques ont été principalement accommodées par deux populations de structures orientées NW-SE et NE-SW (Chapitre 1 I 3.). Les failles les plus importantes reconnues à Tamariu sont regroupées suivant seulement deux gammes d'azimuts (Fig. 6.2). Ce nombre relativement limité de populations de structures est donc compatible avec une réactivation du réseau structural précoce de la granodiorite lors des différents épisodes de déformation (Chapitre 4 III 2.1 et 4 V 3.2). Les directions structurales du domaine rhénan NNE-SSW, NE-SW, ENE-WSW et NW-SE sont principalement héritées du Paléozoïque. La sismique réflexion indique que les structures N-S ont été développées principalement à l'Oligocène (Foehn, 1985 ; Sittler, 1985 ; Total, 1987 ; Cautru, 1989). Plusieurs éléments, notamment l'épaisseur des veines (Fig. 6.4 ci-après) et leur orientation (Dezayes, 1995 ; Genter et Traineau, 1996 ; Hooijkaas et al., 2006 ; et Fig. 6.2) suggèrent que la structuration N-S du socle pourrait être attribuée à la même période. Cette importante structuration (Figs. 1.30 et 3.20), outre la réactivation de structures NNE-SSW, formée lors d'un épisode de déformation (extension oligocène) dans un milieu relativement homogène, isotrope, et de grandes dimensions qu'est le granite de Soultz-sous-Forêts, pourrait expliquer la distribution des espacements des veines suivant des lois de puissances (Fig. 6.3).

En résumé, les distributions aléatoires de Tamariu sont représentatives de la réactivation de la préstructuration fragile du granite, alors que dans le granite de Soultz-sous-Forêts, l'extension Oligocène a néoformé des structures sub-méridiennes, la structuration tardi-varisque NNE-SSW à NE-SW étant supposée peu adaptée pour accommoder la totalité de l'extension. Le cas de Tamariu illustre des réactivations de la pré-structuration du granite, alors qu'à Soultz-sous-Forêts, il s'agit d'un système dans lequel la réactivation de l'héritage structural n'a pas été le mécanisme d'accommodation prépondérant de l'extension oligocène. Ces considérations sont basées en grande partie sur des données statistiques d'espacement, ce qui illustre leur grande utilité dans la caractérisation des massifs fracturés, comme ici concernant le rôle de l'héritage structural.



Fig. 6.3 : Distribution des espacements des veines de quartz et de carbonates dans le puits EPS1 (données issues de Genter (1999)).

# II. Exploitation de marqueurs de paléo-circulations

## II 1. <u>CONTEXTE GÉODYNAMIQUE DE LA MISE EN PLACE DES</u> <u>VEINES DE CARBONATES ET DE QUARTZ À SOULTZ-SOUS-FORÊTS</u>

L'analyse des veines de carbonates à oxydes à Tamariu, sur la base de leurs azimuts et de leurs épaisseurs, indique que leur mise en place est vraisemblablement permise par une ouverture selon la direction N150°E (Chapitre 4). Il est donc intéressant de tenter une analyse analogue avec les données disponibles à Soultz-sous-Forêts.

Les directions et des épaisseurs de veines de carbonates et de quartz représentées conjointement montrent des distributions assez caractéristiques (Fig. 6.4). Concernant les veines à quartz d'épaisseur significative (> 1 cm), les directions de plongement s'organisent en deux familles d'azimut ~N-S (Fig. 6.4). Concernant les carbonates, les plages d'orientation sont plus larges (de N120°E à N030°E avec un maximum vers N000°E, Fig. 6.4).



Fig. 6.4 : Épaisseurs et directions de plongement des veines à carbonates et à quartz dans le puits EPS1 (données issues de Genter (1999)).

Les veines présentent des azimuts en moyenne sub-méridiens (N000°E ±30°), mis en évidence sur la figure 3.20b et en représentation logarithmique sur la figure 6.4. De plus, c'est suivant cette orientation que leur épaisseur moyenne est la plus forte. Ces observations sont donc cohérentes avec une ouverture dans la direction E-W, ce qui pourrait être attribué à l'extension oligocène, en
accord avec les interprétations de Dezayes (1995), Genter et Traineau (1996), Hooijkaas et al. (2006), Dezayes et al. (2010). D'autres auteurs suggèrent leur mise en place en partie récente à actuelle (Dubois et al., 2000 ; Ledésert et al., 2009 ; Cathelineau et Boiron, 2010). Seules des mesures géochimiques complémentaires pourraient apporter des contraintes sur les âges de précipitation (voir plus loin, Chapitre 6 V 3.).

# II 2. ÉPAISSEUR DE VEINE ET PERMÉABILITÉ

L'épaisseur d'une veine ne reflète pas directement la porosité d'une fracture à un instant donné lors d'une paléo-circulation. D'une part, l'ouverture d'une fracture a pu être plus large que l'épaisseur dont témoigne une veine, par exemple sous l'effet de la pression de fluides, de la dissolution de minéraux par des fluides corrosifs (Chapitre 1 II 5.)... Pour ces raisons, l'ouverture d'une fracture lors de circulation peut être sous-estimée. D'autre part, toutes les précipitations ne sont pas systématiquement préservées. Des colmatages de l'espace poreux limitant la perméabilité ont pu être déformés ou dissous après l'épisode de circulation (Chapitre 1 II 5.). De ce fait, l'espace poreux observé est une surestimation de l'espace poreux effectif lors des circulations.

Le paléo-débit de fluides dans une fracture est encore plus difficilement estimable que la porosité instantanée. Néanmoins, la modélisation numérique d'écoulements apporte quelques informations. Elle indique que la tortuosité de l'espace poreux d'une fracture, liée aux irrégularités de ses épontes, induit des canalisations des circulations (Sausse, 2002 ; Neuville et al., 2010). Leur perméabilité est donc très différente par rapport à un modèle à ouverture uniforme. Les fractures fraîches sont les plus tortueuses (Sausse, 2002). Les précipitations dans les zones d'évasement (impliquant de faibles débits) et l'érosion dans les zones de restriction (où le débit est plus fort) ont tendance à réduire la tortuosité. De ce fait, les turbulences sont moindres, et les flux s'homogénéisent (Sausse, 2002). Une fracture en cours de colmatage n'est donc pas forcément un mauvais drain.

Par conséquent, il serait maladroit de considérer que l'épaisseur d'une veine reflète directement l'ouverture, et le débit potentiel, d'une fracture. Au premier ordre, il est néanmoins possible de se baser sur la taille et la morphologie des cristaux pour estimer l'espace disponible lors des cristallisations. Sizaret et al. (2009) proposent même des estimations de paléo-débits par une analyse des morphologies (notamment les épaisseurs) de bandes de croissance des cristaux. Une approche empirique sur les données de Soultz-sous-Forêts consisterait à rechercher d'éventuelles corrélations entre les ouvertures de fractures et les anomalies de débitmétrie dans les puits. À ce sujet, une analogie apparaît entre la zone de faille forée à 3500 m dans GPK1 (Fig. 1.29) et le couloir de circulation de Tamariu (Fig. 4.19). L'épaisseur de ces structures est de l'ordre du décamètre, et plusieurs veines y sont reconnues. Même s'il est difficile de comparer des mesures en puits (Fig. 1.29) avec un objet affleurant (Fig. 4.19), l'altération de la zone de faille à 3500 m dans GPK1 semble plus poussée que celle du couloir étudié à Tamariu. Les zones les plus perméables sont localisées au niveau des veines d'épaisseurs décimétriques (Fig. 1.29). Ce fait est également qualitativement reporté à d'autres niveaux de GPK1 et EPS1 par Genter et al. (1995). L'épaisseur d'une veine témoigne avant tout de la quantité de fluides qui a circulé entre les épontes de la fracture. Ce volume de fluides n'est pas proportionnel au volume de minéralisation, pour des raisons de cinétique des précipitations, de variations locales de pression... (voir Sausse (2002), Sizaret et al. (2009) et références citées). Mais au premier ordre, la localisation de forts débits sur des fractures présentant des minéralisations épaisses indique que la perméabilité actuelle de certaines fractures peut parfois être corrélée avec le volume total percolé par ces fractures, ce dont témoigne la forte épaisseur des précipitations cumulées. En d'autre termes, au sein d'un couloir de circulation, il apparaîtrait que la circulation soit parfois concentrée sur quelques fractures régulièrement ouvertes au cours des épisodes de circulation, outre un système de fractures d'échelles inférieures et de contributions hydrauliques secondaires.

# II 3. LIMITATIONS À L'UTILISATION DES ÉPAISSEURS DE VEINES

Les analyses d'épaisseurs de veines telles que celles qui ont été proposées à Soultz-sous-Forêts (Figs. 3.21 et 6.4) et à Tamariu (Figs. 4.20 et 4.21) peuvent être biaisées ou bruitées pour plusieurs raisons.

- La mesure des épaisseurs de veines représente une intégration de la totalité des minéralisations préservées. Lorsqu'une veine se compose de différentes espèces minérales, l'épaisseur de chaque génération de ces produits secondaires n'est pas une donnée disponible, ni à Soultz-sous-Forêts, ni à Tamariu. À Soultz-sous-Forêts, l'épaisseur totale d'une veine a été considérée, même dans le cas où celle-ci contenait à la fois du quartz et des carbonates. En revanche, à Tamariu, seule l'épaisseur des veines à oxydes a été considérée. Même si plusieurs générations ont pu être distinguées dans le détail (Fig. 4.13), celles-ci ont été interprétées comme étant liées à une même grande phase de circulation mobilisant les oxydes. L'erreur de surestimation des épaisseurs de veines devrait donc être plus faible à Tamariu qu'à Soultz-sous-Forêts.
- Une veine présente généralement des variations d'épaisseur. Sur un affleurement, l'épaisseur moyenne peut être mesurée, alors que sur carottes la mesure est extrêmement locale et peut, par là même, être moins représentative.
- Les déformations peuvent déstructurer une veine et réduire son épaisseur, par exemple par bréchification et par pression-dissolution. Certains remplissages géodiques à Soultz-sous-Forêts montrent que des minéralisations n'ont pas été déformées, mais ce n'est pas le cas de toutes les veines (voir un exemple de morphologie présenté par Dubois et al. (2000)). Concernant les carbonates à oxydes de Tamariu, aucun indice de dissolution massive n'a été relevé ni à l'œil nu, ni à l'échelle microscopique. Il est donc probable que l'épaisseur actuelle des veines corresponde à l'écartement maximal des épontes lors des précipitations de carbonates.

Des biais d'échantillonnage affectent donc les données d'épaisseur utilisées (sous-estimation, surestimation). Cependant les distributions autosimilaires obtenues (Figs. 3.21, 4.20g et 4.21g) ne peuvent être générées par un signal aléatoire. La considération des épaisseurs de veines est certes biaisée mais elle reste exploitable.

Les raisons exposées ci-dessus peuvent aussi expliquer la large gamme de variation de l'orientation des veines de carbonates notamment entre N010°E et N130°E (Fig. 6.4). En particulier, trois veines d'épaisseur égale à 30 cm sont mesurées avec des azimuts entre N125°E et N030°E,

décrivant une plage de 85°. D'autres facteurs peuvent aussi expliquer la dispersion des orientations, comme par exemple l'augmentation de l'incertitude de mesure d'orientation qui augmente avec l'épaisseur d'une veine, la réutilisation de structures héritées (c'est à dire d'orientations diverses), et des variations locales des directions de contraintes (Chapitres 1 et 3). Les carbonates à oxydes de Tamariu sont attribués à une même grande phase de circulation, donc probablement à un seul régime tectonique. Les veines de quartz et de carbonates de Soultz-sous-Forêts ne sont pas issues de deux phases distinctes de circulation car des précipitations sont alternées (Dubois et al., 2000 ; Cathelineau et Boiron, 2010). Leur mise en place peut donc s'être produite sous des régimes de contraintes différents, ce qui est cohérent avec la diversité de l'orientation des veines (Fig. 6.2).

# III. CARACTÉRISATION DU DRAINAGE PAR COMPARAISON DES MARQUEURS ET DES DONNÉES HYDRAULIQUES : LOCALISATION DE LA PERCOLATION

La distribution de marqueurs de circulations a été analysée à Soultz-sous-Forêts et à Tamariu. Le comportement hydraulique du site de Soultz-sous-Forêts a été caractérisé dans des études précédant la présente thèse. Il est donc ici question de comparer ces résultats hydrauliques fournis par ce site en exploitation, avec des données dites "statiques" issues de ce même site et de l'analogue. L'échelle du couloir de circulation (couloir fracturé, zone de faille) sera considérée avant de traiter l'échelle du réservoir.

# III 1. ÉCHELLE DU COULOIR DE CIRCULATION

À Tamariu, les veines du couloir de circulation montrent que la percolation peut se développer suivant une orientation N110°E, très différente de la direction globale du couloir et de la veine principale (N065°E) (Fig. 6.6c). Au sein d'un couloir de circulation, les fractures permettant la circulation peuvent donc présenter une orientation très différente de celle de la structure à laquelle elles appartiennent (couloir fracturé, zone de faille). Cette observation de l'analogue est donc en accord avec les observations réalisées à Soultz-sous-Forêts, où les structures identifiées comme perméables (orientées par imagerie de paroi) présentent une orientation très différente de celle de la zone fracturée prise dans son ensemble (orientée par VSP) (Fig. 3.33).

Par conséquent, à l'échelle du couloir de circulation, la caractérisation des réseaux de drainage subit la même limitation que la reconnaissance de la structuration : les drains de petite échelle, dont la géométrie est la plus aisée à mesurer en puits, renseignent difficilement sur l'orientation du drain de grande échelle qu'ils constituent.

## III 2. ÉCHELLE DU MASSIF

#### III 2.1 Données statiques

#### Épaisseur des veines

Les données concernant les marqueurs de circulation, que l'on peut appeler "statiques" par opposition aux données hydrauliques, fournissent des informations sur les circulations passées (voire sub-actuelles).

Des lois de puissance caractérisent les distributions d'épaisseurs de veines sur une longueur d'environ 800 m à Soultz-sous-Forêts (puits EPS1) et à l'échelle d'un couloir fracturé à Tamariu. Cette propriété indique une bonne connexion des fractures (Roberts et al., 1999 ; Gillespie et al., 2001 ; André-Mayer et Sausse, 2007).

De telles relations peuvent aussi être considérées comme une information sur la probabilité

de rencontrer des espaces poreux exceptionnels pour un volume de socle donné. Par exemple, les cristallisations massives du Turo de l'Avi et de Canyet représentent à la fois une porosité localement remarquable, probablement liée à l'intersection de failles (TET1), et une connexion à un réseau de faille d'étendue kilométrique (dont fait partie la faille de CAN7) (Chapitre 4). Leurs signatures géochimiques, peu variables dans l'espace, indiquent que ces objets ont fait partie d'un même réseau hydraulique. Ce type de structures représente donc une excellente cible pour de futures explorations, aussi bien au cours de leur formation du fait des circulations naturelles, qu'après leur mise en place, car le volume potentiellement stimulable par agents chimiques est important.

#### **Espacement des structures**

À Soultz-sous-Forêts, le quartz montre une forte concentration dans les zones de faille alors que les carbonates sont répartis de façon bien plus homogène dans le massif (Fig. 6.6b). La distribution des épaisseurs de veines est en accord avec ces caractéristiques, témoignant du fait que le massif fracturé peut être drainé selon au moins deux styles naturels très différents.

Par ailleurs, l'exemple de Tamariu indique une autre distribution possible pour le drainage d'un granitoïde fracturé. La distribution aléatoire des espacements de marqueurs de circulations (Fig. 4.24) témoigne de la localisation du drainage avec une indépendance certaine vis-à-vis de l'état d'endommagement et d'altération des structures. Certaines failles bien développées présentent de faibles densités de veines, alors que des fractures ont cumulé une large ouverture lors des paléo-circulations (Fig. 6.6b). De ce fait, la corrélation entre l'altération et la capacité de drainage des failles observée actuellement à Soultz-sous-Forêts par Sausse et al. (2006) ne semblerait pas applicable aux paléo-circulations étudiées à Tamariu.

#### III 2.2 Données hydrauliques

Pour rappel, les données hydrauliques acquises à Soultz-sous-Forêts amènent à distinguer deux types de réseaux de drainage (Sausse et Genter, 2005) :

- Un réseau constitué par des failles majeures permet des connexions rapides et de débits relativement importants entre les différents puits. Ces failles sont reconnues par méthodes géophysiques (principalement microsismicité, VSP) qui montrent les dimensions hectométriques à kilométriques de ces drains. Un modèle structural a été proposé pour représenter au mieux la géométrie de ce réseau (Figs. 3.8 et 3.32, et voir Sausse et al. (2010)). Au premier ordre, une corrélation est trouvée entre le niveau d'altération des failles et leur perméabilité (Sausse et al., 2006) : les conduits les plus efficaces sont généralement des failles à fort niveau d'altération.
- Un réseau de structures de plus petite échelle et de moindre perméabilité forme le réseau secondaire, plus diffus, qui permet un drainage de "champ lointain" (Sausse et Genter, 2005).

### III 2.3 Comparaison

À Soultz-sous-Forêts, la très forte localisation des circulations actuelles dans les zones de faille serait à rapprocher d'un comportement similaire à celui matérialisé par le quartz. De plus, le fait que de nombreux niveaux perméables présentent des remplissages quartzeux géodiques est un indice de précipitation relativement récente (Genter et Traineau, 1996 ; Sausse et Genter, 2005), ce qui soutiendrait ce rapprochement. Les conditions naturelles et actuelles du drainage du granite sont donc typiques d'un réseau du type "quartz".

De plus, les stimulations hydrauliques ont permis d'activer un réseau secondaire important : Evans et al. (2005a) montrent que dans GPK1, le nombre de fractures perméables a été multiplié par 100 et la transmissivité hydraulique multipliée par 200 par stimulation. Ceci indique l'activation (du moins dans le champ proche du puits) d'un réseau de structures secondaires, qui de surcroît semblent bien interconnectées (Sausse et Genter, 2005). Par conséquent, un tel comportement doit être rapproché d'un réseau à caractère diffus, du type "carbonates" (de Soultz-sous-Forêts).

Pour conclure, le granite de Soultz-sous-Forêts se trouvait vraisemblablement dans un état de drainage typique des marqueurs à quartz avant les stimulations. Ces opérations ont permis d'ajouter la contribution d'un réseau secondaire, dont le style est caractérisé par les carbonates (de Soultz-sous-Forêts). La coexistence de ces deux comportements pourrait rapprocher le drainage d'une distribution à caractère "anarchique" tel qu'identifié à Tamariu.

#### **III 3. ACTIVATION DES POPULATIONS DE FRACTURES**

Sur les deux sites étudiés, les orientations de fracturation considérées à l'échelle de chaque bloc structural sont différentes de celles de la fracturation considérée à l'échelle du massif (Figs. 3.20, 3.31b, et 4.17). Il en est de même concernant les directions de structures utiles aux trois paléocirculations étudiées (quartz et carbonates à Soultz-sous-Forêts, carbonates à oxydes à Tamariu) : les réseaux de drainage sont propres à chaque bloc (Figs. 3.20, 4.17, 4.18 et 6.2). Certaines directions sont activées, d'autres ne le sont pas.

Des variations locales du champ de contrainte peuvent être responsables de l'ouverture de populations d'orientations différentes d'un bloc structural à l'autre. De telles variations spatiales sont reconnues actuellement sur le site de Soultz-sous-Forêts par analyse de la microsismicité et de la fracturation induite dans les puits (Valley, 2007 ; Dorbath et al., 2010). Elles sont liées à la présence de failles, qui dévient dans leur voisinage la direction des contraintes. Ceci est en accord avec les observations de Barton et Zoback (1992), qui identifient en forage une famille de fractures perméables, qui n'est qu'une famille mineure dans la fracturation générale. Ces fractures ne semblent pas faire partie du réseau structural associé à une faille majeure voisine du site d'étude, et ne semblent pas non plus pouvoir être activées par les directions moyennes des contraintes. Dans un autre massif fracturé, Yale (2003) montre que la proximité des grandes failles et leur structure interne contrôlent les écarts au champ régional de contraintes en termes d'intensité et d'orientation. Ces variations de contraintes sont directement responsables de l'ouverture/fermeture des populations de fractures,

ce qui induit des anisotropies de perméabilité. Ainsi, à Soultz-sous-Forêts comme à Tamariu, des variations locales de contraintes sont invoquées pour expliquer les différences de drainage d'un bloc à l'autre.

Ceci signifie qu'à un instant donné, un bloc est drainé de façon différente par rapport aux blocs voisins. En fonction des réajustements des contraintes au sein du bloc (par jeu de failles, par dissolution dans des réservoirs carbonatés...), des colmatages de fractures, la perméabilité globale du bloc peut varier. De telles variations pourraient être associées aux cycles sismiques, c'est à dire à l'accommodation des contraintes par les failles bordières de blocs si elles ne sont pas trop argilisées, ou par le jeu de failles moins importantes au sein des blocs. De tels événements sismogènes pourraient être responsables de la fragmentation et du transport de débris de protolithe ou de minéralisations secondaires tels qu'observés à Tamariu (Figs. 4.11 et 4.13), du fait de circulations brutales de fluides liées à des surpressions (Sibson, 2000).

D'autres phénomènes de variabilité de la pression de fluides peuvent être liés à la présence massive d'argiles dans les failles, comme cela a été reconnu sur les deux terrains étudiés (Jorand et Bouchot, 2008 ; Géraud et al., 2010 ; Chapitre 4). Ces barrières de perméabilité favorisent la compartimentation des pressions de fluides (voir quelques exemple par Bruhn et al. (1994), Chanchani et al. (2003), de Medeiros et al. (2007)). Ces surpressions locales peuvent aussi contribuer à la fracturation hydraulique des épontes de structures, comme cela a été identifié à Tamariu. Enfin, il faut noter que le rôle de barrière de perméabilité des failles décrit ici est valable principalement pour des directions d'écoulement orthogonales aux zones de faille ; les zones endommagées peuvent en effet constituer des drains efficaces parallèlement aux zones de faille (Caine et al., 1996 ; Faulkner et al., in press, Fig. 1.21).

## **III 4. SIGNATURES GÉOPHYSIQUES DES STRUCTURES DE SOCLE**

#### III 4.1 Structures réflectives et couloirs de circulation

L'analyse des espacements à Tamariu montre que la localisation de zones de circulation peut être indépendante du niveau d'altération des failles. Des zones de circulation sont développées au sein des blocs hectométriques de protolithe, à distance des failles bordières. Le couloir étudié en détail à Tamariu en est un très bon exemple. De nombreuses fractures composent ce réseau hydraulique, dont la connexion est importante d'après les distributions d'épaisseurs de veines.

L'analyse de multiplets de Bourouis et Bernard (2007) a révélé le développement de microsismicité sous forme de nuage relativement plan. Ce nuage se trouve à distance de failles majeures, au sein d'un bloc hectométrique (Figs. 3.8, 3.32a et 3.34). La sismicité progresse sur 400 m vers le bas le long de cette surface à mesure de l'intensification des injections (Fig. 1.32), alors que l'étendue horizontale du nuage reste constante (~100 m). Les magnitudes des événements ne sont pas données par Bourouis et Bernard (2007) ce qui empêche toute comparaison avec la dimension des structures. Cependant, ces caractéristiques géométriques sont analogues à celles du couloir étudié à Tamariu (Fig. 4.19) : l'effet d'une surpression de fluides sur un réseau dense de diaclases, tel que celui qui est observé à l'affleurement, serait vraisemblablement manifesté par une activité sismique liée à l'activation des structures. Avant la stimulation hydraulique, le réseau de fractures préexistant est moins ouvert, ce qui pourrait expliquer la réflexion sismique relativement discrète de la structure F en VSP. Si la réflectivité sismique dépend par exemple de l'ouverture moyenne d'un réseau de fractures, alors une acquisition de VSP suite à une stimulation pourrait déceler davantage de structures, ou détecter plus clairement certaines structures (voir une analyse de diffraction sur ce principe par Liu et al. (1997)). Par ailleurs, l'analogie entre la faille forée à 3500 m dans GPK1 (Fig. 1.29) et le couloir de circulation de Tamariu (Fig. 4.19) (voir ce chapitre, partie II 2.) pourrait être exploitée pour la compréhension du comportement élastique d'un couloir de fracturation : vu que la faille de Soultz-sous-Forêts est responsable de conversions P-S, le couloir de circulation de Tamariu constitue un bon analogue d'investigation des phénomènes élastiques (par exemple par modélisations telles que celles de Pujol (2009)).

#### III 4.2 Des hétérogénéités sub-horizontales ?

En VSP, l'arrivée observée dans EPS1 à 2160 m serait une réflexion sur une surface à très faible pendage. L'identification d'un objet géologique responsable d'un tel signal est peu évidente. La sismique réflexion ne résout aucune interface majeure sub-horizontale dans le granite (Chapitre 1 III 2.2). La transition entre le faciès porphyrique et le granite à deux micas vers 4600 m n'est pas réflective. Le contraste de propriétés acoustiques est sans doute trop faible pour produire une réflexion, et l'interface n'est sans doute pas régulière (le leucogranite est par exemple retrouvé sous forme de filon à profondeur moindre, Traineau et al. (1991)). Le réflecteur sub-horizontal identifié dans EPS1 a donc des dimensions limitées, probablement décamétriques.

Aucune interface susceptible de générer une telle réflexion n'a été directement observée sur l'analogue, à Tamariu (dalle sub-horizontale), comme dans le massif du Cadiretes (CAN7, TET1) où le relief est pourtant plus propice. Le corps carbonaté de TET1 présente des dimensions hectométriques (Fig. 6.5). Ses bordures supérieures et inférieures n'ont pas pu être observées ; il peut s'agir de diaclases sub-horizontales réactivées, formant un système similaire à des marches d'escalier. De telles interfaces pourraient être détectées par réflexions sismiques (Fig. 6.5), comme cela semble avoir été détecté dans EPS1 à 2160 m. Des minéralisations y sont d'ailleurs reconnues (tout comme à TET1), et une faille très perméable est intersectée à 2170 m (Genter et Traineau, 1996). La proximité d'une zone très poreuse comme celle de TET1 peut donc être suspectée, dans des dimensions



moindres. Il s'agirait donc d'une ouverture de joints sub-horizontaux sur des surfaces suffisantes (au moins quelques dizaines de mètres carrés). Cette interprétation n'est qu'une suggestion, en raison de la faible fiabilité des données de terrain et de VSP (sur cette arrivée).

Fig. 6.5: Illustration de réflexions sismiques sur des interfaces sub-horizontales au sein d'un massif granitique. Exemple de possibles surfaces formées par des diaclases à l'intersection de structures, comme ici à TET1.

296

#### III 4.3 Géométrie des couloirs de circulation

L'analyse de terrain à Tamariu montre que les veines d'épaisseur centimétrique sont quasi systématiquement accompagnées d'un cortège de veines plus fines, dont les densités et les épaisseurs sont réparties de façon asymétrique (Fig. 6.6). De plus, la porosité de matrice peut être significative, de l'ordre de quelques % (voir l'analyse de calcimétrie). Les valeurs moyennes de porosité mesurées dans les zones de faille à Soultz-sous-Forêts sont équivalentes, avec un maximum à 20% (Chapitre 1 III 2.4). Par ailleurs, même si la résolution en profondeur des mesures de débitmétrie est assez faible, plusieurs fractures perméables sont généralement distinguées au sein de chaque zone drainante (Fig. 3.33 et voir Evans et al. (2005a)). Lors du passage d'une onde élastique incidente sur un tel système, la présence de plusieurs fractures ouvertes pourrait provoquer plusieurs ondes de tubes interagissant éventuellement de façon destructrice. La porosité de matrice pourrait aussi atténuer le front de pression. Ces éléments pourraient expliquer l'observation de Evans et al. (2005a), qui relatent que la génération d'ondes de tubes ne soit pas systématique sur chaque niveau reconnu comme perméable.

L'altération au voisinage des drains identifiés à Tamariu au sein des blocs est généralement très faible (Chapitre 4 IV 1.3). Les épontes des fractures sont franches. Ces zones de faille pourraient donc être relativement bien décrites par imagerie de puits. De façon générale à Tamariu aussi bien que sur le couloir étudié, les veines les plus épaisses sont représentatives de l'orientation globale des couloirs. Cependant, même si les veines peuvent être très épaisses (décimétriques), la cartographie réalisée montre une extension latérale limitée (60 m au maximum) du couloir entre les zones de relais (Figs. 4.17 et 6.6). Certes la connexion hydraulique semble très bonne, mais dans un modèle structural de réservoir, l'extrapolation de cette structure ne devrait pas être excessive. Le fait que les multiplets de Bourouis et Bernard (2007) soient reconnus suivant une surface limitée horizontalement (100 m) soutient cette considération. Par conséquent, en raison de l'altération et de l'endommagement, les failles les plus difficilement caractérisables par imagerie de puits sont les plus étendues (les failles définissant les bordures de blocs hectométriques), alors que les couloirs qui seraient vraisemblablement les mieux préservés au forage peuvent avoir des étendues restreintes. L'étendue des failles et des zones de circulation est un paramètre fondamental pour l'étude de la connectivité des réseaux structuraux. L'imagerie de puits ne renseigne pas directement sur ce point. Seule une imagerie complémentaire (microsismicité, tomographie, VSP, sonic longue portée, radar...) peut permettre d'estimer directement l'étendue des structures au voisinage des puits.

L'exemple de Tamariu indique une porosité de fracture  $\Phi$  assez limitée (inférieure à 5%) dans le couloir de circulation à distance de la veine épaisse (profil 2, Fig. 4.20e). En revanche, dans la zone de relais, la porosité de fracture est plus élevée, de l'ordre de 5% (profil 1, Fig. 4.21e). L'augmentation de la densité de veines à proximité des intersections de structures a été aussi relevée à l'échelle de l'affleurement, entre les structures majeures. Plus l'angle d'intersection des failles est faible, plus la densité de veines est élevée dans les dièdres. Ces observations apparaissent donc en accord avec les fortes porosités de fractures observées généralement dans les zones de relais (Sibson, 1986 ; Sibson, 1996). Les circulations de fluides y sont favorisées, comme cela est montré par modélisations (Connolly et Cosgrove, 1999 ; Sanderson et Zhang, 1999 ; Khang et al., 2004 ; Leckenby et al., 2007). Ces intersections de structures représentent des conduits tubulaires (Fig. 6.6), outre les surfaces drainantes formées par les failles. Des nuages microsismiques tubulaires imagés

à Soultz-sous-Forêts pourraient aussi en être l'expression (Evans et al., 2005b).

#### III 4.4 Cas particulier du toit du socle

L'argilisation de la matrice, liée à la paléo-altération supergène, peut être développée sur une épaisseur très variable, allant du mètre (en Catalogne, Virgili et al. (1974)), à l'hectomètre (à Soultz-sous-Forêts, Genter et Traineau (1996)), voire au kilomètre (au Viet Nam, Luthi (2005)).

En surface, l'altération supergène est clairement asymétrique au niveau des failles, vraisemblablement en raison de l'asymétrique de l'endommagement (Chapitre 5). Les contrastes de propriétés physiques entre le cœur de faille, la zone endommagée et le protolithe sont réduits. Folch et Mas-Pla (2008) montrent que les capacités non seulement de stockage mais aussi de circulation de fluides sont augmentées dans ces formations. Les fractures de petite échelle voient aussi leur porosité et leur perméabilité augmenter du fait de la dissolution des minéraux (Sausse et al., 2001).

Une fois en profondeur, le toit du socle peut être favorable à la circulation des fluides comme sur le site géothermique de Bâle (Fig. 1.22). Dans le cas de Soultz-sous-Forêts, ce niveau ne semble pas particulièrement perméable actuellement dans les conditions naturelles, mais la présence de marqueurs de circulation dans les fractures sub-horizontales témoigne tout de même de leur rôle de drain lors de paléo-circulations. L'argilisation n'est pas systématiquement profitable, car son développement excessif entraîne une diminution de la perméabilité. Il semblerait que, dans les granitoïdes, une porosité de matrice excédant 4 % serait le signe d'une l'argilisation trop avancée (Luthi, 2005).

La transposition des résultats d'analyses en profondeur (prise en compte de la compaction, d'interactions fluides-roches ultérieures à l'exposition du massif à la surface...) est donc délicate et sort du cadre de cette thèse. Cependant, il est évident que d'une façon générale, le carottage de cette partie d'un réservoir est très important pour mesurer les propriétés pétrophysiques de la matrice et caractériser le type d'altération supergène, dans le but d'essayer de déduire sa continuité latérale et son évolution en profondeur.

# IV. Modèle synthétique de réservoir

Trois domaines structuraux typiques d'un réservoir fracturé ont été étudiés dans ce manuscrit. Il s'agit du socle qualifiable de profond (c'est à dire non affecté par une altération supergène et une décompaction), du toit du socle (qui a été ou est encore exposé à une altération supergène, accompagné d'une décompaction), et d'une éventuelle couverture sédimentaire (Fig. 6.6).

## IV 1. SOCLE CRISTALLIN : DOMAINE PROFOND ET TOIT

#### IV 1.1 Structuration et chemins de circulation

Un réseau de drainage permettant des circulations rapides et massives est formé par un réseau de failles majeures. Leurs dimensions sont hectométriques à kilométriques. Bon nombre d'entre elles présentent une altération prononcée, en grande partie du fait de leur activation au cours de plusieurs événements tectoniques de l'histoire du massif cristallin.

À l'intérieur des blocs délimités par ces failles, des réseaux de failles secondaires, de diaclases, d'échelles métriques à décamétriques forment un réseau interconnecté (Fig. 6.6a et b). Certaines de ces structures regroupées spatialement peuvent former des couloirs de circulation préférentiels.

L'activation de ces deux grands types de réseaux peut être variable. Les données hydrauliques et les marqueurs de circulation utilisés ont montré qu'un massif fracturé pouvait témoigner de différents styles de drainage en conditions naturelles. Le drainage est par exemple très localisé sur les failles à fort niveau d'endommagement, ou au contraire plus homogène, et fait intervenir d'importants couloirs de circulation à distance des failles majeures (Fig. 6.6b). Les stimulations semblent avoir pour effet d'activer l'ensemble des réseaux disponibles, des failles majeures aux structures de petite échelle.

Outre ces drains relativement plans (failles, couloirs fracturés et fractures individualisées), leurs intersections représentent des conduits tubulaires plus efficaces dans le transfert de fluides.

#### IV 1.2 Rôle de la matrice

Les propriétés de la matrice n'ont pas été particulièrement étudiées ici, mais son rôle est loin d'être négligeable. La matrice peut représenter une forte porosité au niveau des zones de failles (Fig. 6.6c). Il a été montré que les faciès d'altération d'un massif granitique pouvaient représenter jusqu'à 40% de son volume (Tab. 2). Ceci indique d'une part l'ampleur des paléo-circulations qui ont provoqué ces altérations, et d'autre part le rôle que peuvent tenir ces zones altérées dans le stockage et le transfert des fluides lors de l'exploitation actuelle d'un réservoir. Ceci est illustré par exemple à Soultz-sous-Forêts par la reconnaissance dans les joints de grains et au sein de feldspaths de matière organique provenant de la couverture sédimentaire (Ledésert et al., 1996).

## IV 1.3 Cas particulier du toit du socle

Le toit du socle présente des conditions particulières par rapport au milieu plus profond décrit juste avant. La fracturation et l'argilisation qui résultent de son exhumation modifient à la fois le réseau structural et les propriétés de la matrice (Fig. 6.6a). Cette altération amplifie l'endommagement associé aux failles (Fig. 6.6c).

# IV 2. <u>COUVERTURE SÉDIMENTAIRE</u>

Dans le cas où le socle cristallin est masqué par une couverture sédimentaire, une partie de l'histoire de la déformation du massif peut être documentée par l'analyse des dépôts et des déformations de cette couverture. La position des failles et leurs périodes d'activité peuvent être déduites de l'analyse de données de sismique réflexion et de puits. Cependant, seul le sous ensemble du réseau structural qui s'exprime de façon synchrone ou postérieure aux dépôts est reconnu (Fig. 6.6a), en particulier par des mouvements verticaux.

Par ailleurs, des décollements peuvent séparer les réseaux structuraux de la partie supérieure des sédiments d'une part, et, d'autre part, du socle et de son tégument. De ce fait, le réseau structural supérieur, aisément caractérisé par des méthodes de surface (en premier lieu la sismique réflexion), peut ne pas être représentatif des positions et des azimuts des failles du socle sous-jacent (Fig. 6.6).

Dans tous les cas, les échanges de matière entre le socle et sa couverture peuvent être importants, comme en témoigne l'occurrence de matière organique ou de saumures typiques de bassins sédimentaires à des niveaux profonds des puits de Soultz-sous-Forêts (Ledésert et al., 1996 ; Cathelineau et Boiron, 2010). Ces échanges semblent variables dans le temps, sous forme de circulations dites "pulsées".



# V. PERSPECTIVES

#### V 1. <u>SISMIQUE DE PUITS</u>

La sismique de puits a été montrée efficace pour la reconnaissance de failles au sein du socle. L'échelle des failles est principalement hectométrique, ce qui, avec les données de microsismicité, fournit des informations à l'échelle du réservoir. Cependant, la sismique de puits peut être utilisée avec des risques environnementaux contrôlés, ce qui est primordial dans un programme d'exploitation (Petty et al., 2009). Cette méthode tient donc une place de choix pour des utilisations et développements futurs.

#### V 1.1 Compréhension des phénomènes élastiques

Il ressort du chapitre 3 une question fort intéressante concernant la conversion d'ondes P-S sur les zones de faille. Un lien entre ce phénomène et la porosité et la présence de fluides dans les zones de faille a été fortement suggéré, mais les incertitudes demeurent très grandes notamment sur la géométrie du réseau poreux, ses dimensions... Les conversions P-S ne sont pas systématiques sur les failles perméables, et toutes les failles (perméables ou non) ne sont pas détectées par VSP.

Des modélisations de réponses élastiques de zones de faille semblent être une perspective importante. L'architecture interne de la faille GPK3-FZ4770 a été décrite par Jorand et Bouchot (2008). Une zone de gouge/cataclasite compose le cœur de faille. Les fractures du cœur et des zones endommagées sont très denses, et présentent des variations d'orientation propres à chaque compartiment. Or l'anisotropie causée par la fracturation est un facteur majeur contrôlant la réflectivité P-P et P-S (Chapitre 4I3.). Il apparaît donc primordial de prendre en compte cette fracturation dans de futures modélisations de réflectivité des zones de faille.

Cette zone de faille est semblable au premier ordre avec la faille séparant les blocs 3 et 4 à Tamariu (Fig. 4.11a et b). Il semblerait profitable de caractériser cette faille facilement accessible, notamment en termes de fracturation (densité, orientation, connectivité, ouverture...), d'altérations des phases primaires et apparition de phases secondaires (argilisation, colmatages,...). Les effets de ces altérations pourraient être quantifiés par mesures pétrophysiques (principalement porosité, perméabilité, vitesse et atténuation des ondes élastiques) et à plus grande échelle par caractérisations géophysiques (tomographie sismique, réflectivité ?, résistivité électrique, radar...). De tels résultats devraient permettre d'élaborer un modèle de zone de faille à tester pour les calculs de réflectivité, et aussi pour la génération d'ondes de tubes. De même, l'analogie entre le couloir de circulation étudié à Tamariu et la zone de faille intersectée à 3490 m dans GPK1 dont la réflectivité P-S est forte (PS2-low-seg) pourrait aussi être exploitée en ce sens.

Une autre approche peut être proposée en réservoir : étant donné les fortes variations de la réponse de la faille en fonction de la fréquence de l'onde incidente (Fig. 3.18), il serait intéressant d'enregistrer la réponse sismique d'une faille à l'incidence d'une onde fréquence variable. Pour ce faire, il faudrait disposer en puits une source adaptée et l'outil d'enregistrement. Par ailleurs, des

outils sonic de longue portée seraient très utiles pour préciser la géométrie des failles en champ proche des puits (portée décamétrique), de même que des investigations par ondes de tubes. Tillard (1994) a montré la sensibilité des ondes radar aux variations de densité de fractures et aux anisotropies qu'elles induisent. Ainsi, le déploiement de tels outils en profondeur est prometteur. Des réflexions d'ondes radar ou des images tomographiques peuvent être obtenues en puits (Mari et Coppens, 2000) mais de telles mises en œuvre sont encore peu répandues. La complémentarité de ces méthodes avec la sismique de puits dans les socles cristallins serait très intéressante, par exemple pour combler le saut d'échelle entre la fracturation et l'orientation des zones de faille.

#### V 1.2 Applications au réservoir de Soultz-sous-Forêts

Même si les processus élastiques sont encore mal compris, les travaux exposés dans cette thèse illustrent la mise au point d'une procédure d'acquisition, traitement, analyse des enregistrements, et interprétation structurale à partir de données de sismique de puits. Les exemples des VSP acquis en 1993 dans GPK1 et EPS1 sont relativement restreints principalement concernant le nombre de sources. Les résultats ne concernent que la partie supérieure du socle. Pour ces raisons, une nouvelle et large campagne a été réalisée en 2007 dans deux des puits les plus profonds (GPK3, GPK4) avec deux outils à quatre composantes. Cette campagne est présentée en annexe du manuscrit. Une cinquantaine de profils représentant 70 km de données ont été acquis depuis 26 sources. Le traitement des données n'est pas suffisamment avancé pour que leur analyse fasse partie de la préparation de la présente thèse, mais les informations structurales potentiellement accessibles sont très attendues. Leur traitement et analyse pourraient être orientés sur les points suivants :

La contrainte maximale est sub-verticale dans la partie supérieure du socle. En profondeur, elle devient sub-horizontale, dans une direction ~N170°E. De plus, un granite à deux micas est rencontré à partir de 4700 m. Ces changements du régime de contraintes et de la rhéologie du granite peuvent faire varier la réponse sismique de failles. La reconnaissance des expressions de l'héritage paléozoïque et tertiaire pourrait être poursuivie.

GPK4 est un puits peu producteur. Sa section ouverte se trouve à plusieurs centaines de mètres de la prolongation vers le SE de la faille GPK3-FZ4770 (Sausse et al., 2010). Les résultats de VSP pourraient indiquer si ses faibles performances hydrauliques sont liées à la raréfaction des structures potentiellement perméables dans son voisinage, et si un approfondissement vers une structure majeure est envisageable.

Des réflexions d'ondes générées par les microséismes ont été localisées par (Soma et al., 2007) dans cette partie du réservoir (Fig. 1.33c). Les structures imagées de cette façon et celles révélées par les VSP devront être confrontées pour mieux identifier la nature des objets imagés.

Enfin, des images par tomographies compléteraient la reconnaissance des structures.

Par ailleurs, les tests de traçage et les VSP se sont avérés particulièrement complémentaires pour élaborer un schéma de connexions entre les puits (Chapitre 3 III 2.). Des tests de traçage sont donc à envisager autant que des campagnes de VSP. Le fait de cibler les zones d'injection de traceur grâce à un système d'isolation ("packer") doit être envisagé pour affiner les modèles de circulation.

# V 2. STRUCTURE D'UNE COUVERTURE SÉDIMENTAIRE

La structuration de la couverture sédimentaire d'un socle fracturé est parfois très complexe. Des données de sismique 3D seraient très profitables pour réduire les incertitudes liées à la combinaison de profils 2D pour construire un modèle structural. La datation des dépôts est un paramètre important pour reconstituer les périodes d'activité des failles et comprendre l'histoire de la déformation du système investigué.

#### V 3. MARQUEURS DE CIRCULATION

La complémentarité entre l'analogue (Tamariu) et le réservoir de Soultz-sous-Forêts a été particulièrement intéressante sur la base de l'analyse de marqueurs de circulation. Différentes distributions de drainage dans des conditions naturelles ont été identifiées, de même que les orientations des fractures permettant les circulations. L'importance d'un carottage continu sur une longueur significative a été illustrée. L'exploitation de marqueurs de circulation peut être poursuivie :

Les analyses sur analogue devraient prendre en compte la longueur des structures de façon à mieux caractériser la connexion des réseaux structuraux. En outre, il a été observé que le drainage ne se faisait pas forcément suivant les fractures les plus exprimées dans les stéréogrammes. Un paramètre pourrait être défini comme la longueur de veine (~la longueur percolée) divisée par la longueur de fracture totale. Un tel indicateur calculé pour différentes directions quantifierait par exemple l'importance relative des populations de fractures dans le drainage, ainsi que leurs connexions.

Des analyses minéralogiques et géochimiques (notamment les inclusions fluides, éléments traces, isotopes de l'oxygène et du strontium, des datations) sur des échantillonnages fins pourraient permettre de caractériser plus précisément les différentes générations d'espèces secondaires, et de les corréler d'une veine à l'autre, de contraindre leur origine, les conditions de leur mise en place, leur âge.... Des séquences de mise en place pourraient être identifiées, au sein d'un même bloc ou entre différents blocs. Une étude des distributions spatiales et temporelles serait ainsi réalisable. Des analyses basées sur les macles telles que celles exposées par Groshong (1972), Ferrill et al. (2004) permettent de mesurer les contraintes et les températures qui ont permis la déformation des carbonates. Dans le cas particulier de Soultz-sous-Forêts, la datation des précipitations de quartz et de carbonates serait très utile. Il serait aussi intéressant de connaître l'origine des carbonates (sédimentaire, ou produits d'altérations du granite).

De telles données pourraient permettre d'identifier les facteurs qui contrôlent l'activation des réseaux de fractures marqués par le quartz et les carbonates à Soultz-sous-Forêts. Des cycles pourraient être révélés, dont la période devrait être confrontée à la durée d'exploitation prévue du réservoir. Ces contraintes de mise en place pourraient ensuite être comparées aux données de sismique réflexion dans le cas où une séquence sédimentaire recouvre le socle, de façon à retracer l'histoire des déformations du massif.

Dans les puits de Soultz-sous-Forêts, la représentation des positions d'anomalies de calcimétrie dans le modèle structural du réservoir poursuivrait la reconnaissance des chemins de drainage potentiels du granite. De façon générale, les marqueurs de circulations carbonatés pourraient être exploités en pétrophysique, en effectuant les mesures sur des échantillons avant et après une attaque acide : il serait ainsi possible de caractériser le réseau de drainage au moment des paléo-circulations.

L'analyse des populations d'espacements des zones de flux le long des puits de Soultz-sous-Forêts, avant et après stimulation, mériterait d'être confrontée à celles des veines. Cette comparaison permettrait de mieux comprendre les styles de drainage, et de tester la représentativité des marqueurs de paléo-circulations vis-à-vis des circulations actuelles. L'obtention d'une distribution exponentielle à exposant négatif validerait le caractère aléatoire de la distribution supposé précédemment.

L'étude de la fracturation de EPS1 a montré la pertinence de considérer les orientations des fractures par blocs structuraux. Même si l'orientation des grandes failles n'est pas connue, leur position est bien contrainte au niveau des puits. L'analyse de la fracturation par blocs structuraux, c'est-à-dire en écartant le bruit issu des zones de faille, pourrait être étendue à l'échelle de tous les puits imagés.

# V 4. STIMULATIONS DES RÉSERVOIRS FRACTURÉS

Les marqueurs de circulation représentent des porosités de fracture de  $\Phi$  = 0,29% (quartz à Soultz-sous-Forêts),  $\Phi$  = 0,05% (carbonates à Soultz-sous-Forêts), et  $\Phi$  = 0,61% (carbonates à oxydes, Tamariu). Même si ces valeurs sont faibles, les caractéristiques structurales des veines (relais, distribution des épaisseurs...) et la faible variation des caractéristiques géochimiques à Tamariu, indiquent la bonne connexion du réseau qu'elles forment. Une porosité de fracture de quelques % n'est donc pas nécessaire pour drainer efficacement un massif fracturé. Le volume représenté par ces remplissages constitue un potentiel intéressant dans un réservoir, qui peut être la cible de stimulations chimiques. Des porosités comme celles représentées par les carbonates de Canyet représentent un potentiel certes exceptionnel, mais qui n'est pas une condition nécessaire pour une exploitation rentable.

Dans le cas de Soultz-sous-Forêts, des événements sismiques ont atteint une magnitude trop élevée pour la viabilité du projet (Gérard et al., 2006). Des mouvements sur les failles les plus importantes du système sont mis en cause. Aquilina et al. (2004), Sausse et Genter (2005), Sanjuan et al. (2006) (entre autres) ont montré l'efficacité des réseaux de failles hectométriques pour les connexions entre puits. Les données actuelles montrent un refroidissement de l'eau produite par GPK2 lorsque de l'eau refroidie est injectée dans GPK1 (données non publiées du GEIE "EMC"). Par conséquent, les failles majeures ne doivent pas être trop stimulées au risque de créer des "courts circuits" hydrauliques, d'autant que l'effet des stimulations passées a été plus fort dans ces zones de faille que dans les blocs qu'elles délimitent (Evans et al., 2005b). La cible à privilégier dans les stimulations hydrauliques serait donc les blocs structuraux, qui représentent non seulement un grand volume dans le réservoir, mais aussi un chemin d'accès potentiel à leurs failles bordières lointaines qui ne sont pas atteintes par les puits. L'utilisation de packers pour isoler ces blocs présenterait de plus l'avantage de limiter les surpressions de fluides dans les failles, évitant probablement de forts événements sismiques induits.

Concernant les stimulations, Luthi (2005) mentionne toutefois que les stimulations sont peu efficaces dans les granites fracturés du Viet Nam. Il est largement préférable d'utiliser des forages déviés, afin d'augmenter les capacités de drainage des massifs fracturés, ce qui requiert une bonne connaissance des réseaux de fractures présents. L'analyse de la fracturation par méthodes géophysiques au niveau du réservoir ainsi que l'analyse d'analogues jouent par conséquent un rôle prépondérant dans le succès d'une exploitation.

#### V 5. TOIT DU SOCLE

La structure des failles et quelques propriétés physiques ont été ici caractérisées par quelques méthodes géophysiques. D'autres méthodes compléteraient avantageusement ce qui a été proposé, comme la tomographie en atténuation (Bregman et al., 1989 ; Hayles et al., 1999). Elle peut être réalisée à partir des données déjà acquises, et offrirait une caractérisation intéressante de la décompaction et de l'argilisation du socle. À ce sujet, des mesures systématiques de la fracturation sur les affleurements devraient être comparées aux résultats de géophysique. Des relations mises en évidence par Zou et Wu (2001) entre la densité de fractures ("fracture index") et les vitesses sismiques seraient à comparer aux résultats du chapitre 5.

En sismique, des données ont été acquises en trois composantes sur certains sites. Les enregistrements contiennent des arrivées dont la polarité est difficilement interprétable. Quelques traitements et tests seraient nécessaires pour proposer des interprétations viables, ouvrant des perspectives intéressantes concernant la compréhension des réponses élastiques des failles.

Des profils en RVSP sont très utiles pour offrir une mesure directe du champ de vitesse en profondeur. La prise en compte de tels gradients améliorerait la représentativité des résultats de tomographique 3D.

Les mesures géophysiques et pétrophysiques sont complémentaires en termes d'échelles de caractérisation. Des mesures de vitesses et d'atténuation des ondes élastiques ont été réalisées sur des échantillons (quelques dm<sup>3</sup>) ou des carottes (quelques cm<sup>3</sup>) prélevés entre autres sur l'affleurement TNG. Les gammes de variation de vitesse sont très fortes pour des échantillons parfois peu espacés. Ceci met en évidence l'influence de premier ordre des structures locales (d'épaisseur millimétrique à centimétrique) sur les propriétés physiques. Ces échelles spatiales de variations étant nettement inférieures à la résolution des méthodes géophysiques (détection de structures d'épaisseur au minimum décimétrique), la confrontation des résultats géophysiques et pétrophysiques est encore trop peu avancée. La démarche doit être approfondie pour quantifier les effets de matrice (altération, microfissuration) ou de la fracturation de petite échelle. Cette comparaison trouve un intérêt supplémentaire dans la transposition en profondeur des caractéristiques des objets étudiés en surface.

# Conclusion

La caractérisation des circulations de fluides dans les milieux fracturés est complexe pour deux raisons principales :

- L'accès aux réservoirs est généralement restreint aux seuls forages car les formations exploitées sont profondes et n'affleurent pas toujours.
- La résolution des méthodes géophysiques diminue avec la pénétration dans les formations. De ce fait, les structures hectométriques à kilométriques situées à distance des puits sont les moins bien caractérisées, alors qu'elles constituent un réseau hydraulique majeur.

Ces deux raisons expliquent les difficultés rencontrées pour l'exploitation de réservoirs de socles cristallins, par exemple pour des applications géothermiques.

L'objectif du travail présenté est d'identifier les chemins de circulations de fluides au sein d'un massif granitique. Deux chantiers ont été étudiés avec des approches qui leur sont propres :

L'investigation du réseau structural majeur du réservoir fracturé de Soultz-sous-Forêts a été abordée par sismique de puits (VSP). L'analyse et l'interprétation d'enregistrements en trois composantes ont permis de relier dans une même approche signatures géophysiques et objets géologiques, et de fournir une image 3D de structures.

Un batholite fracturé affleurant dans les Chaînes Côtières Catalanes a été utilisé comme analogue. Une première approche en géologie structurale a consisté à décrire à Tamariu la structuration d'un massif de dimensions comparables à celles d'un réservoir, depuis l'échelle de la fracture centimétrique à celle de la faille kilométrique. Des marqueurs de circulations ont permis de reconnaître le réseau percolé lors d'une phase de paléo-circulation.

Dans une deuxième approche, l'analogue a été exploité pour caractériser par méthodes géophysiques l'évolution de quelques propriétés physiques d'un socle soumis à l'altération supergène.

Les principaux résultats obtenus dans le socle de Soultz-sous-Forêts concernent la structuration d'échelle hectométrique à kilométrique du réservoir. Des structures ont pu être détectées et localisées par réflexions d'ondes sismiques, dont l'occurrence semble liée à la présence de fluides dans ces structures. Certaines d'entre elles présentent une orientation cohérente avec la structuration extensive oligocène déjà connue. En revanche, d'autres orientations sont typiques de l'héritage varisque local, sous-estimé dans les études précédentes. La réactivation/activation des structures imagées semble contrôlée par le champ de contraintes régi par la poussée alpine. La comparaison de ces résultats avec ceux issus d'autres méthodes (principalement l'étude de la microsismicité, l'imagerie de puits, les tests hydrauliques) a permis de proposer un modèle statique de structuration et de connexions hydrauliques au sein du réservoir. Dans le granitoïde de Tamariu, des veines carbonatées dont les conditions de profondeur et de température de formation correspondent à celles d'un réservoir géothermique ont été considérées. Leur cartographie, complétée par des analyses statistiques (espacement, orientation, et épaisseurs de veines), a permis de décrire la distribution de la porosité utile à la circulation et de la comparer à la structuration du massif. Des couloirs de circulation ont été reconnus au sein des failles majeures de l'affleurement ou dans les blocs de protolithe qu'elles délimitent. Les réseaux de drainage apparaissent plus denses à l'intersection de structures. Par ailleurs, la porosité de la matrice peut être significativement augmentée à proximité des zones de circulation.

L'étude de cet analogue a motivé des analyses en retour vers le réservoir de Soultz-sous-Forêts. La considération de marqueurs de circulation sur les deux sites a permis d'identifier différents styles de drainage à l'échelle du massif, qui peuvent varier entre (1) une localisation dans des failles matures, ou (2) une distribution plus régulière ou aléatoire, indépendante du niveau d'altération des structures. Ce second cas implique des circulations importantes dans les blocs de protolithe. Cependant, si la description des distributions des drains est bien décrite par des outils statistiques, les conditions qui régissent l'activation de ces réseaux de drainages sont encore mal comprises.

Le toit des socles situés sous une couverture sédimentaire a aussi été étudié sur l'analogue. Il a été observé que l'altération supergène subie par la partie supérieure du socle avant son enfouissement a pour effet d'amplifier l'endommagement au niveau des failles. Même si l'évolution de ces structures en profondeur reste à explorer, cette caractéristique peut contribuer aux circulations de fluides importantes qui sont reconnues au toit de certaines formations cristallines.

On observe par ailleurs que la structuration d'une couverture sédimentaire n'est que partiellement représentative de celle du socle sous-jacent pour deux raisons : (1) le socle étant plus ancien que sa couverture, son histoire tectonique est naturellement marquée par davantage d'épisodes de déformation, et (2) sur l'exemple de Soultz-sous-Forêts, des décollements ont été identifiés ; ils sont localisés dans des niveaux proches de la base des sédiments et découplent les déformations de la couverture et du socle, ce qui accentue la différenciation des réseaux structuraux du socle et de sa couverture. On reconnaît ainsi que les déformations de la couverture sédimentaire sont principalement héritées de l'extension oligocène, auxquelles s'ajoutent des déformations à dominante décrochante plus récentes. L'expression de l'héritage structural paléozoïque du socle y est très discrète.

Enfin, sur le plan purement méthodologique, le caractère multidisciplinaire de la thèse illustre que le champ d'action des techniques de caractérisation d'un réservoir fracturé est spécifique à chacune d'entre elles. Par exemple, la sismique réflexion et les VSP sont adaptés respectivement à la couverture sédimentaire et au socle. Leurs résultats sont complémentaires du fait des différences en termes d'histoire tectonique et de géométrie de structures développées dans ces deux domaines structuraux. L'illustration la plus probante est le fait qu'une faille de dimensions kilométriques contrôle une grande part des connexions hydrauliques des puits dans le socle, alors que son expression dans la couverture est très discrète. La complémentarité des différentes méthodes est aussi illustrée entre les VSP et l'imagerie de paroi : à Tamariu comme à Soultz-sous-Forêts, la fracturation de petite échelle n'est que modérément représentative de l'orientation d'une zone de faille, ou encore de la structuration de grande échelle des massifs.

Les VSP apportent des résultats structuraux précieux dans un domaine d'échelle qui n'est quasiment documenté que par la microsismicité et les tests de traçage. Ces informations structurales sont dégagées à condition d'analyser des signaux exotiques tels que des réflexions ou des diffractions, avec ou sans conversion de mode. Ce domaine de la géophysique est encore très peu développé, mais il présente un grand potentiel au regard des ressources que localisent les socles cristallins. **Références bibliographiques** 

- Agersborg, R., Jakobsen, M., Ruud, B.O. et Johansen, T.A., 2007. Effects of pore fluid pressure on the seismic response of a fractured carbonate reservoir. Studia Geophysica et Geodaetica, 51(1): 89-118.
- Al-Ali, Z.A., Al-Buali, M., AlRuwaili, S., Mark Ma, S., Marsala, A.F., Alumbaugh, D., DePavia, L., Levesque, C., Nalonnil, A., Zhang, P., Hulme, C. et Wilt, M., 2009. Looking deep into the reservoir. Oilfield Review, 21(2): 38-47.
- Alexandrov, P., Royer, J.J. et Deloule, E., 2001. 331 ±9Ma emplacement age of the Soultz monzogranite (Rhine Graben basement) by U/Pb ion-probe zircon dating of samples from 5 km depth. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Earth and Planetary Science, 332: 747-754.
- Alheid, H.J., Knecht, M. et Ludeling, R., 1998. Seismic measurements for the investigation of the excavation damaged zone in the vicinity of underground openings. Geotechnik, 21(3): 248-251.
- Alheid, H.J., Knecht, M., Boisson, J.-Y., Homand-Etienne, F. et Pepa, S., 1999. Comparison of in-situ hydraulic and seismic measurements in the excavation damaged zone of underground drifts. 9th International Society for Rock Mechanics, ed. G. Vouille & P. Berest, Vol. 2, August 25-28 1999, Paris: 1263-1266.
- Aliverti, E., Biron, M., Francesconi, A., Mattiello, D., Nardon, S. et Peduzzi, C., 2003. Data analysis, processing and 3D fracture network simulation at wellbore scale for fractured reservoir description. Geological Society, London, Special Publications, 209(1): 27-37.
- Alsaker, E., Gabrielsen, R.H. et Roca, E., 1996. The significance of the fracture pattern of the Late-Eocene Montserrat fan-delta, Catalan Coastal Ranges (NE Spain). Tectonophysics, 266(1-4): 465-491.
- André-Mayer, A.-S. et Sausse, J., 2007. Thickness and spatial distribution of veins in a porphyry copper deposit, Rosia Poieni, Romania. Journal of Structural Geology, 29(10): 1695-1708.
- Angona, F.A., 1960. Two-dimensional modeling and its application to seismic problems. Geophysics, 25: 468-482.
- Antolín-Tomás, B., Liesa, C.L., Casas, A.M. et Gil-Peña, I., 2007. Geometry of fracturing linked to extension and basin formation in the Maestrazgo basin (eastern iberian chain, Spain). Revista de la Sociedad Geológica de España, 20(3-4): 351-365.
- Aquilina, L. et Brach, M., 1995. Characterization of Soultz hydrochemical system: WELCOM (Well Chemical On-line Monitoring) applied to deepening of GPK-1 borehole. Geothermal Science & Technology, 4(4): 239-251.
- Aquilina, L., De Dreuzy, J.-R., Bour, O. et Davy, P., 2004. Porosity and fluid velocities in the upper continental crust (2 to 4 km) inferred from injection tests at the Soultz-sous-Forêts geothermal site. Geochimica et Cosmochimica Acta, 68(11): 2405-2415.
- Arche, A., Díez, J. B., López-Gómez, J., 2007. Identification of the Early Permian (Autunian) in the subsurface of the Ebro Basin, NE Spain, and its paleogeographic consequences. Journal of Iberian Geology, 33(1): 125-133.
- Arthaud, F. et Matte, P., 1975. Les décrochements tardi-hercyniens du sud-ouest de l'Europe. Géométrie et essai de reconstitution des conditions de la déformation. Tectonophysics, 25: 139-171.
- Artola, F.A.V., Leiderman, R., Fontoura, S.A.B. et Silva, M.B.C., 2004. P-S converted wave: Conversion point and zero-offset energy in anisotropic media. Journal of Applied Geophysics, 56(3): 155-163.
- Artola, F.A.V., Leiderman, R. et Fontoura, S.A.B., 2005. Zero-offset P-S energy in horizontally layered media. Geophysical Prospecting, 53(5): 717-721.
- Asanuma, H., Liu, H., Niitsuma, H. et Baria, R., 1999. Identification of structures inside basement at Soultzsous-Foret (France) by triaxial drill-bit vertical seismic profiling. Geothermics, 28(3): 355-376.
- Bache, F., 2008. Évolution Oligo Miocène des marges du micro océan Liguro-Provençal. Thèse de l'Université de Bretagne Occidentale, Brest, France: pp. 328.
- Bächler, D. et Kohl, T., 2005. Coupled thermal-hydraulic-chemical modelling of enhanced geothermal systems.

Geophysical Journal International, 161: 533-548.

- Bal, J.-L. et Chabot, B., 2001. Les énergies renouvelables. État de l'art et perspectives de développement. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris, 333: 827-834.
- Bartels, J., Clauser, C., Kuhn, M., Pape, H. et Schneider, W., 2005. Reactive flow and permeability prediction numerical simulation of complex hydrogeothermal problems. Geological Society, London, Special Publications, 240(1): 133-151.
- Bartier, D., Ledésert, B., Clauer, N., Meunier, A., Liewig, N., Morvan, G. et Addad, A., 2008. Hydrothermal alteration of the Soultz-sous-Forets granite (Hot Fractured Rock geothermal exchanger) into a tosudite and illite assemblage. European Journal of Mineralogy, 20(1): 131-142.
- Barton, C.A. et Zoback, M.D., 1992. Self-similar distribution and properties of macroscopic fractures at depth in crystalline rock in the Cajon Pass scientific drill hole. Journal of Geophysical Research, 97(B4): 5181-5200.
- Barton, R., Bird, K., Hernández, J.G., Grajales-Nishimura, J.M., Murillo-Muñetón, G., Herber, B., Weimer, P., Koeberl, C., Neumaier, M., Schenk, O. et J., S., 2009-2010. High-impact reservoirs. Oilfield Review, 21(4): 14-29.
- Bartrina, M.T., Cabrera, L., Jurado, M.J., Guimerà, J. et Roca, E., 1992. Evolution of the central Catalan margin of the Valencia trough (western Mediterranean). Tectonophysics, 203(1-4): 219-247.
- Baudemont, D., Ruhland, M., Gauer, P. et Janot, P., 1988. L'ovalisation des trous de forages, synthèse bibliographique. Revue de l'Institut Francais du Pétrole, 43(3): 389-403.
- Baujard, C., Kohl, T., Mégel, T., Rosener, M., Bruel, D. et Portier, S., 2007. Modelling of the Soultz reservoir: Different approaches and possible benefits. Paper of EHDRA Scientific Conference June 2007, Soultz-sous-Forêts, France: pp. 12.
- Baumann, H., 1981. Regional stress field and rifting in Western Europe. Tectonophysics, 73(1-3): 105-111.
- Beauce, A., Fabriol, H., Le Masne, D., Cavoit, C., Mechler, P. et Chen, X.K., 1991. Seismic studies on the HDR site of Soultz-sous-Forets (Alsace, France). Geothermal Science and Technology, 3: 239-266.
- Beaumont, C., Muñoz, J.A., Hamilton, J. et Fullsack, P., 2000. Factors controlling the Alpine evolution of the central Pyrenees inferred from a comparison of observations and geodynamical models. Journal of Geophysical Research, 105(B4): 8121-8145.
- Behura, J. et Tsvankin, I., 2006. Small-angle AVO response of PS-waves in tilted transversely isotropic media. Geophysics, 71(5): C69-C79.
- Bell, J.W. et Ramelli, A. R., 2009. Active fault controls at high-temperature geothermal sites: Prospecting for new faults. Geothermal Ressources Council, Transactions, 33: 425-430.
- Berg, E., Amundsen, L., Morton, A., Mjelde, R., Shimamura, H., Shiobara, H., Kanazawa, T., Kodaira, S. et Fjellanger, J.P., 2001. Three-component OBS-data processing for lithology and fluid prediction in the mid-Norway margin, NE Atlantic. Earth Planets Space, 53: 75-89.
- Berg, S.S. et Oian, E., 2007. Hierarchical approach for simulating fluid flow in normal fault zones. Petroleum Geoscience, 13(1): 25-35.
- Bergbauer, S. et Martel, S., 1999. Formation of joints in cooling plutons. Journal of Structural Geology, 21: 821-835.
- Berger, J.-P., Reichenbacher, B., Becker, D., Grimm, M., Grimm, K., Picot, L., Storni, A., Pirkenseer, C., Derer, C. et Schaefer, A., 2005a. Paleogeography of the Upper Rhine Graben (URG) and the Swiss Molasse Basin (SMB) from Eocene to Pliocene. International Journal of Earth Sciences, 94(4): 697-710.
- Berger, J.-P., Reichenbacher, B., Becker, D., Grimm, M., Grimm, K., Picot, L., Storni, A., Pirkenseer, C. et Schaefer, A., 2005b. Eocene-Pliocene time scale and stratigraphy of the Upper Rhine Graben (URG) and the Swiss Molasse Basin (SMB). International Journal of Earth Sciences, 94(4): 711-731.

- Berndt, C., Bünz, S., Clayton, T., Mienert, J. et Saunders, M., 2004. Seismic character of bottom simulating reflectors: examples from the mid-Norwegian margin. Marine and Petroleum Geology, 21(6): 723-733.
- Berryhill, J.R., 1977. Diffraction response for nonzero separation of source and receiver. Geophysics, 42: 1158-1176.
- Bertrand, G., Elsass, P., Wirsing, G. et Luz, A., 2006. Quaternary faulting in the Upper Rhine graben revealed by high-resolution multi-channel reflection seismic. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris, 338(8): 574-580.
- Beydoun, W.B., Cheng, C.H. et Toksöz, M.N., 1985. Detection of open fractures with vertical seismic profiling. Journal of Geophysical Research, 90(B6): 4557-4566.
- Bixel, 1987. Le volcanisme stéphano-permien des Pyrénées. Pétrographie, minéralogie, géochimie. Cuadernos Geología Ibérica, 11: 41-55.
- Blenkinsop, T.G., 2008. Relationships between faults, extension fractures and veins, and stress. Journal of Structural Geology, 30(5): 622-632.
- Block, L., Cheng, C.H., Fehler, M.C. et Phillips, W.S., 1994. Seismic imaging using microearthquakes induced by hydraulic fracturing. Geophysics, 59(1): 102-112.
- Bonnet, E., Bour, O., Odling, N.E., Davy, P., Main, I., Cowie, P. et Berkowitz, B., 2001. Scaling of fracture systems in geological media. Reviews of Geophysics, 39(3): 347-383.
- Bourgeois, O., Ford, M., Diraison, M., Le Carlier de Veslud, C., Gerbault, M., Pik, R., Ruby, N. et Bonnet, S., 2007. Separation of rifting and lithospheric folding signatures in the NW-Alpine foreland. International Journal of Earth Sciences, 96: 1003-1031.
- Bourouis, S. et Bernard, P., 2007. Evidence for coupled seismic and aseismic fault slip during water injection in the geothermal site of Soultz (France), and implications for seismogenic transients. Geophysical Journal International, 169(2): 723-732.
- Bourquin, S. et Guillocheau, F., 1996. Keuper stratigraphic cycles in the Paris basin and comparison with cycles in other peritethyan basins (German basin and Bresse-Jura basin). Sedimentary Geology, 105(3-4): 159-182.
- Boutin, R., Montigny, R. et Thuizat, R., 1995. Chronologie K-Ar et 39Ar-40Ar du métamorphisme et du magmatisme des Vosges. Comparaison avec les massifs varisques avoisinants. Géologie de la France, 1: 3-25.
- Brace, W.F., 1984. Permeability of crystalline rocks: new in situ measurements. Journal of Geophysical Research, 89: 4327-4330.
- Branquet, Y., Cheilletz, A., Giuliani, G., Laumonier, B. et Blanco, O., 1999. Fluidized hydrothermal breccia in dilatant faults during thrusting: the Colombian emerald deposits. Geological Society, London, Special Publications, 155(1): 183-195.
- Bregman, N.D., Chapman, C.H. et Bailey, R.C., 1989. Travel time and amplitude analysis in seismic tomography. Journal of Geophysical Research, 94(B6): 7577-7587.
- Brooks, B.A., Allmendinger, R.W. et de la Barra, I.G., 1996. Fault spacing in the El Teniente Mine, central Chile: Evidence for nonfractal fault geometry. Journal of Geophysical Research, 101(B6): 13633-13653.
- Bruel, D., 2002. Impact of induced thermal stresses during circulation tests in an engineered fractured geothermal reservoir: Example of the Soultz-sous-Forêts European Hot Fractured Rock geothermal project, Rhine Graben, France. Oil & Gas Science and Technology - Revue de l'Institut Français du Pétrole, 57(5): 459-470.
- Bruhn, R.L., Parry, W.T., Yonkee, W.A. et Thompson, T., 1994. Fracturing and hydrothermal alteration in normal fault zones. Pure and Applied Geophysics, 142(3-4): 609-644.

- Brun, J.P., Gutscher, M.A. et the DEKORP-ECORS team, 1992. Deep crustal structure of the Rhine graben from DEKORP-ECORS seismic reflexion data: a summary. Tectonophysics, 208: 139-147.
- Bryant, B., Offield, T.W. et Schmidt, P.W., 1975. Relations between thermal, photographic, and topographic linears and mapped and measured structures in a Precambrian terrane in Colorado. Journal of Research of the USGS, 3(3): 295-303.
- Burg, J.-P., Van den Driessche, J. et Brun, J.P., 1994. Syn- to post- thickening extension : mode and consequences. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris, 319(2): 1019-1032.
- Cai, X.G. et Chen, X.F., 2009. Study on the reflection-transmission coefficients of elastic waves in the media with dipping fractures. Chinese Journal of Geophysics (Acta Geophysica Sinica), 52(5): 1253-1262.
- Caine, J.S., Evans, J.P. et Forster, C.B., 1996. Fault zone architecture and permeability structure. Geology, 24(11): 1025-1028.
- Cardellach, E., Canals, A. et Grandia, F., 2002. Recurrent hydrothermal activity induced by successive extensional episodes: The case of the Berta F-(Pb-Zn) vein system (NE Spain). Ore Geology Reviews, 22(1-2): 133-141.
- Carr, B.J., Smithson, S.B., Kareav, N., Ronin, A., Garipov, V., Kristofferson, Y., Digranes, P., Smythe, D. et Gillen, C., 1996. Vertical seismic profile results from the Kola Superdeep Borehole, Russia. Tectonophysics, 264(1-4): 295-307.
- Carvalho, J., Lisboa, J.V., Torres, L. et Mendes-Victor, L.A., 2000. Rock mass evaluation using in-situ velocity and attenuation measurements. European Journal of Environmental and Engineering Geophysics, 5(1): 15-31.
- Casas-Sainz, A.M. et de Vicente, G., 2009. On the tectonic origin of Iberian topography. Tectonophysics, 474(1-2): 214-235.
- Castaing, C., Halawani, M.A., Gervais, F., Chiles, J.P., Genter, A., Bourgine, B., Ouillon, G., Brosse, J.M., Martin, P., Genna, A. et Janjou, D., 1996. Scaling relationships in intraplate fracture systems related to Red Sea rifting. Tectonophysics, 261: 291-314.
- Castaing, C., Genter, A., Bourgine, B., Chilès, J.P., Wendling, J. et Siegel, P., 2002. Taking into account the complexity of natural fracture systems in reservoir single-phase flow modelling. Journal of Hydrology, 266(1-2): 83-98.
- Castera, J., Dezayes, C. et Calcagno, P., 2008. Large-scale 3D geological model of the Soultz site. Poster présenté à la conférence scientifique de l'EHDRA, 24-25 Septembre. Soultz-sous-Forêts, France.
- Cathelineau, M. et Boiron, M.-C., 2010. Downward penetration and mixing of sedimentary brines and dilute hot waters at 5 km depth in the granite basement at Soultz-sous-Forêts (Rhine graben, France). Comptes Rendus Geoscience, 342(7-8): 560-565.
- Cautru, J.P., 1989. Coupe géologique passant par le forage GPK1 calée sur la sismique réflexion, et documents annexes. Document interne IMRG, GEIE «Exploitation Minière de la Chaleur», Kutzenhausen, France.
- Cebriá, J.M., López-Ruiz, J., Doblas, M., Oyarzun, R., Hertogen, J. et Benito, R., 2000. Geochemistry of the Quaternary alkali basalts of Garrotxa (NE Volcanic Province, Spain): a case of double enrichment of the mantle lithosphere. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 102(3-4): 217-235.
- Cello, G., Invernizzi, C., Mazzoli, S. et Tondi, E., 2001. Fault properties and fluid flow patterns from Quaternary faults in the Apennines, Italy. Tectonophysics, 336(1-4): 63-78.
- Chambon, G., Schmittbuhl, J., Corfdir, A., Orellana, N., Diraison, M. et Géraud, Y., 2006. The thickness of faults: From laboratory experiments to field scale observations. Tectonophysics, 426(1-2): 77-94.
- Chanchani, S.K., Zoback, M.D. et Barton, C., 2003. A case study of hydrocarbon transport along active faults and production-related stress changes in the Monterey Formation, California. Geological Society, London, Special Publications, 209(1): 17-26.

- Charléty, J., 2007. Propriétés physiques du réservoir de Soultz-sous-Forêts à partir de l'analyse fine de la sismicité induite. Thèse de l'Université de Strasbourg, France.
- Charléty, J., Cuenot, N., Dorbath, C. et Dorbath, L., 2006. Tomographic study of the seismic velocity at the Soultz-sous-Forêts EGS/HDR site. Geothermics, 35(5-6): 532-543.
- Chessex, R., Delaloye, M., Krummenacher, D. et Vuagnat, M., 1965. Sur l'âge des roches granitiques de la région de Palamos-Palafrugell (Costa-Brava, Espagne). Bulletin Suisse de Minéralogie et Pétrographie, 45: 15-17.
- Childs, C., Manzocchi, T., Walsh, J.J., Bonson, C.G., Nicol, A. et Schöpfer, M.P.J., 2009. A geometric model of fault zone and fault rock thickness variations. Journal of Structural Geology, 31(2): 117-127.
- Chorowicz, J. et Deffontaines, B., 1993. Transfer faults and pull-apart model in the Rhinegraben from analysis of multisource data. Journal of Geophysical Research, 98(B8): 14339-14351.
- Clauser, C., 1992. Permeability of crystalline rocks. EOS EOSTAJ, 73(21): 233-238.
- Cloetingh, S., Ziegler, P., Beekman, F., Andriessen, P., Hardebol, N. et Dèzes, P., 2005. Intraplate deformation and 3D rheological structure of the Rhine Rift System and adjacent areas of the northern Alpine foreland. International Journal of Earth Sciences, 94(4): 758-778.
- Cloos, H., 1922. Tektonik und magma. Abh. Preuss. Geol. Landesans., 89: 1-18.
- Cocherie, A., Guerrot, C., Fanning, C.M. et Genter, A., 2004. Datation U-Pb des deux faciès du granite de Soultz (Fossé rhénan, France). Comptes Rendus Geosciences, 336(9): 775-787.
- Connolly, P. et Cosgrove, J., 1999. Prediction of static and dynamic fluid pathways within and around dilational jogs. Geological Society, London, Special Publications, 155(1): 105-121.
- Coolbaugh, M.P., Lechler, P., Sladek, C. et Kratt, C., 2009. Carbonate Tufa Columns as Exploration Guides for Geothermal Systems in the Great Basin. Geothermal Ressources Council, Transactions, 33: 461-466.
- Cornet, F.H., Helm, A., Poitrenaud, H. et A., E., 1997. Seismic and aseismic slips induced by large-scale fluid injections. Pure and Applied Geophysics, 150: 563-583.
- Cornet, F.H., Bérard, T. et Bourouis, S., 2007. How close to failure is rock mass at a 5 km depth? International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences, 44: 47-66.
- Cosgrove, J.W., 1998. The role of structural geology in reservoir characterization. Geological Society, London, Special Publications, 127(1): 1-13.
- Cosma, C., Heikkinen, P., Keskinen, J. et Enescu, N., 2001. VSP in cristalline rocks-from downhole velocity profiling to 3-D fracture mapping. International Journal of Rocks Mechanics & Mining Sciences, 38: 843-850.
- Coutant, O., 1989. Numerical study of the diffraction of elastic waves by fluid-filled cracks. Journal of Geophysical Research, 94: 17805-17818.
- Cox, S.F., 1999. Deformational controls on the dynamics of fluid flow in mesothermal gold systems. Geological Society, London, Special Publications, 155(1): 123-140.
- Crosby, D.D.B. et Calman, I.B., 1996. Seismic techniques in geothermal areas. Proceedings of the 18th New Zealand Geothermal Workshop: 219-224.
- Cuenot, N., Charléty, J., Dorbath, L. et Haessler, H., 2006. Faulting mechanisms and stress regime at the European HDR site of Soultz-sous-Forêts, France. Geothermics, 35(5-6): 561-575.
- Cuenot, N., Dorbath, C. et Dorbath, L., 2008. Analysis of the microseismicity induced by fluid injections at the EGS site of Soultz-sous-Forêts (Alsace, France): implications for the characterization of the geothermal reservoir properties. Pure and Applied Geophysics, 165(5): 797-828.
- d'Alessio, M.A. et Martel, S.J., 2004. Fault terminations and barriers to fault growth. Journal of Structural Geology, 26(10): 1885-1896.

- Darnet, M., Marquis, G. et Sailhac, P., 2006. Hydraulic stimulation of geothermal reservoirs: fluid flow, electric potential and microseismicitiy relationships. Geophysical Journal International, 166: 438-444.
- Dash, R.K., Sain, K. et Thakur, N.K., 2004. Overpressure detection from seismic amplitude versus offset response: An application to gas-hydrates. Current Science, 86(7): 985-990.
- Delepine, N., 2002. Cartographie du «splitting» des ondes S lors de la stimulation de juillet 2000 à Soultzsous-Forêts. Rapport de projet de recherche, EOST, Université de Strasbourg, France: pp. 20.
- Dello Iacono, D., Zollo, A., Vassallo, M., Vanorio, T. et Judenherc, S., 2009. Seismic images and rock properties of the very shallow structure of Campi Flegrei caldera (southern Italy). Bulletin of Volcanology, 71(3): 275-284.
- de Medeiros, W.E., do Nascimento, A.F., Antunes, A.F., de Sá, E.F.J. et Lima Neto, F.F., 2007. Spatial pressure compartmentalization in faulted reservoirs as a consequence of fault connectivity: a fluid flow modelling perspective, Xaréu oil field, NE Brazil. Petroleum Geoscience, 13: 341-352.
- Devilliers, M.C. et Werner, P., 1990. Example of fault identification using dipmeter data. Geological Society, London, Special Publications, 48(1): 287-295.
- Dezayes, C., 1995. Caractérisation et interprétation d'un volume rocheux fracturé à partir de données de forages. Les forages géothermiques de Soultz-sous-Forêts et autres exemples d'échantillonnages unidirectionnels. Thèse de l'Université de Savoie, Chambéry, France: pp. 246.
- Dezayes, C., Genter, A. et Valley, B., 2010. Structure of the low permeable naturally fractured geothermal reservoir at Soultz. Comptes Rendus Geoscience, 342(7-8): 517-530.
- Dèzes, P., Schmid, S.M. et Ziegler, P.A., 2004. Evolution of the European Cenozoic Rift System: interaction of the Alpine and Pyrenean orogens with their foreland lithosphere. Tectonophysics, 389(1-2): 1-33.
- Dèzes, P., Schmid, S.M. et Ziegler, P.A., 2005. Reply to comments by L. Michon and O. Merle on «Evolution of the European Cenozoic Rift System: interaction of the Alpine and Pyrenean orogens with their foreland lithosphere» by P. Dèzes, S.M. Schmid and P.A. Ziegler, Tectonophysics 389 (2004) 1-33. Tectonophysics, 401(3-4): 257-262.
- Diez, J.B., Bourquin, S., Broutin, J. et Ferrer, J., 2007. The Iberian Permian Triassic 'Buntsandstein' of the Aragonian branch of the Iberian range (Spain) in the West-European sequence stratigraphical framework: a combined palynological and sedimentological approach. Bulletin de la Société Géologique de France, 178(3): 179-195.
- Dinstel, W.L., 1971. Velocity spectra and diffraction patterns. Geophysics, 36: 415-417.
- Djikpesse, H.A., Meghirbi, W., Nizkous, I. et Cao, D., 2006. Borehole-guided AVO analysis of P-P and P-S reflections: Quantifying uncertainty on density estimates. Geophysical Prospecting, 54(5): 515-523.
- Doblas, M., López-Ruiz, J., Oyarzun, R., Mahecha, V., Moya, Y.S., Hoyos, M., Cebriá, J.-M., Capote, R., Enrile, J.H., Lillo, J., Lunar, R., Ramos, A. et Sopeña, A., 1994. Extensional tectonics in the central Iberian Peninsula during the Variscan to Alpine transition. Tectonophysics, 238(1-4): 95-116.
- Donville, B., 1976. Géologie néogène de la Catalogne orientale. Bulletin du BRGM (Deuxième série), Section IV: 177-210.
- Dorbath, L., Cuenot, N., Genter, A. et Frogneux, M., 2009. Seismic response of the fractured and faulted granite of Soultz-sous-Forêts (France) to 5 km deep massive water injections. Geophysical Journal International, 177(2): 653-675.
- Dorbath, L., Evans, K., Cuenot, N., Valley, B., Charléty, J. et Frogneux, M., 2010. The stress field at Soultzsous-Forêts from focal mechanisms of induced seismic events: Cases of the wells GPK2 and GPK3. Comptes Rendus Geoscience, 342(7-8): 600-606.
- Dubois, M., Ledésert, B., Potdevin, J.-L. et Vançon, S., 2000. Détermination des conditions de précipitation des carbonates dans une zone d'altération du granite de Soultz (soubassement du fossé Rhénan, France) : l'enregistrement des inclusions fluides. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de

Paris, 331: 303-309.

- Du Hung, N. et Van Le, H., 2003. Hydrocarbon Geology of Cuu Long Basin Offshore Vietnam. AAPG International Conference Proceedings, Barcelona, Spain: pp. 6.
- Durand, V., Deffontaines, B., Leonardi, V., Guerin, R., Wyns, R., G., D.M. et Bonjour, J.-L., 2006. A multidisciplinary approach to determine the structural geometry of hard-rock aquifers. Application to the Plancoet migmatitic aquifer (NE Brittany, W France). Bulletin de la Société Géologique de France, 177(5): 227-236.
- Duringer, P., 1988. Les conglomérats des bordures du rift Cénozoïque Rhénan. Dynamique sédimentaire et contrôle climatique. Thèse d'État, Université de Strasbourg, France: pp. 278.
- Duringer, P., 1999. Oligocène et Muschelkalk d'Alsace Lorraine. E1a: Anatomie, faciès et dynamique d'un fan-delta en contexte de rift intracratonique (Rift oligocène - Fossé Rhénan - Alsace). E1b: Du lagon protégé aux tempestites distales: un modèle transgressif d'école. L'exemple pédagogique du Muschelkalk supérieur de l'Est de la France (Trias moyen - Alsace Lorraine. 7ème congrès français de sédimentologie (ASF), Nancy, France, 15-17 novembre, livret des excursions.
- Dylikowski, J., 1985. Étude en stratigraphie sismique de remplissage tertiaire de la région de Péchelbronn (Fossé Rhénan). Application au développement pétrolier en domaine de fossé d'effondrement. Thèse de l'Université de Paris Orsay, France.
- Édel, J.B., 2000. Hypothèse d'une ample rotation horaire tardi-varisque du bloc Maures-Estérel-Corse-Sardaigne. Données paléomagnétiques nouvelles sur le bassin du Plan-de-la-Tour (Maures, Provence) et synthèses des données antérieures. Géologie de la France, 1: 3-19.
- Édel, J.B. et Schulmann, K., 2009. Geophysical constraints and model of the "Saxothuringian and Rhenohercynian subductions – magmatic arc system" in NE France and SW Germany. Bulletin de la Société Géologique de France, 180(6): 545-558.
- Édel, J.B., Whitechurh, H. et Diraison, M., 2006. Seismicity wedge beneath the Upper Rhine Graben due to backwards Alpine push? Tectonophysics, 428: 49-64.
- Édel, J.B., Schulmann, K. et Rotstein, Y., 2007. The Variscan tectonic inheritance of the Upper Rhine Graben: evidence of reactivations in the Lias, Late Eocene–Oligocene up to the recent. International Journal of Earth Sciences, 96(2): 305-325.
- Eisbacher, G.H., Luschen, E. et Wickert, F., 1989. Crustal-scale thrusting and extension in the Hercynian Schwarzwald and Vosges, Central Europe. Tectonics, 8(1): 1-21.
- Ellefsen, K.J., Hsieh, P.A. et Shapiro, A.M., 2002. Crosswell seismic investigation of hydraulically conductive, fracture bedrock near Mirror Lake, New Hampshire. Journal of Applied Geophysics, 50(3): 299-317.
- Emsley, S.J., Shiner, P., Enescu, N., Beccacini, A. et Cosma, C., 2007. Using VSP surveys to bridge the scale gap between well and seismic data. Geological Society, London, Special Publications, 270(1): 83-91.
- Eneva, M., Falorn, G., Adams, D., Allievi, J. et Novali, F., 2009. Application of satellite interferometry to the detection of surface deformation in the Salton Sea geothermal field, California. Geothermal Resources Council, Transactions, 33: 315-320.
- Enrique, P., 1990. The Hercynian intrusive rocks of the Catalonian Coastal Ranges (NE Spain). Acta Geologica Hispanica, 25(1-2): 39-64.
- Escuder Viruete, J., Carbonell, R., Martí, D., Jurabo, M.J. et Pérez-Estaún, A., 2003. Architecture of fault zones determined from outcrop, 3D seismic tomography and geostastical modeling : example from the Albala granitic pluton, SW iberian variscan massif. Tectonophysics, 261: 97-120.
- Escuder-Viruete, J., Carbonell, R., Pérez-Soba, C., Martí, D. et Pérez-Estaún, A., 2004. Geological, geophysical and geochemical structure of a fault zone developed in granitic rocks: Implications for fault zone modeling in 3-D. International Journal of Earth Sciences, 93(2): 172-188.
- Evans, J.P., 1990. Textures, deformation mechanisms, and the role of fluids in the cataclastic deformation of

granitic rocks. Geological Society, London, Special Publications, 54: 29-39.

- Evans, J.P. et Chester, F.M., 1995. Fluid-rock interaction in faults of the San Andreas system: inferences from San Gabriel Fault rock geochemistry and microstructures. Journal of Geophysical Research, 100(B7): 13007-13020.
- Evans, J.P., Forster, C.B. et Goddard, J.V., 1997. Permeability of fault-related rocks, and implications for hydraulic structure of fault zones. Journal of Structural Geology, 19(11): 1393-1404.
- Evans, K.F., 2000. The effect of the 1993 stimulations of well GPK1 at Soultz on the surrounding rock mass: evidence for the existence of a connected network of permeable fractures. World Geothermal Congress, 28 May-10 June 2000, Kyushu - Tohoku, Japan: 3695-3700.
- Evans, K.F., 2005. Permeability creation and damage due to massive fluid injections into granite at 3.5 km at Soultz: 2. Critical stress and fracture strength. Journal of Geophysical Research, 110(B04204): pp. 14.
- Evans, K.F., Genter, A. et Sausse, J., 2005a. Permeability creation and damage due to massive fluid injections into granite at 3.5 km at Soultz: 1. Borehole observations. Journal of Geophysical Research, 110(B04203): pp. 19.
- Evans, K.F., Moriya, H., Niitsuma, H., Jones, R.H., Phillips, W.S., Genter, A., Sausse, J., Jung, R. et Baria, R., 2005b. Microseismicity and permeability enhancement of hydrogeologic structures during massive fluid injections into granite at 3 km depth at the Soultz HDR site. Geophysical Journal International, 160(1): 388-412.
- Faccenna, C., Becker, T., Pio Lucente, F., Jolivet, L. et Rossetti, F., 2001. History of subduction and back-arc extension in the Central Mediterranean. Geophysical Journal International, 145(3): 809-820.
- Faulds, J.E., Bouchot, V., Moeck, I. et Oğuz, K., 2009. Structural controls on geothermal systems in Western Turkey: A preliminary report. Geothermal Resources Council, Transactions, 33: 375-381.
- Faulkner, D.R., Jackson, C.A.L., Lunn, R.J., Schlische, R.W., Shipton, Z.K., Wibberley, C.A.J. et Withjack, M.O. A review of recent developments concerning the structure, mechanics and fluid flow properties of fault zones. Journal of Structural Geology, In Press, Accepted Manuscript.
- Faure, G., 1986. Principles of isotope geology, Second edition. John Wiley and sons eds.: pp. 589.
- Fehler, M. et Pearson, C., 1984. Cross-hole seismic surveys: Applications for studying subsurface fracture systems at a hot dry rock geothermal site. Geophysics, 49(1): 37-45.
- Fernàndez, M. et Banda, E., 1989. An approach to the thermal field in northeastern Spain. Tectonophysics, 164(2-4): 259-266.
- Fernàndez, M. et Banda, E., 1990. Geothermal anomalies in the Valles-Penedes graben master fault: convection through the horst as a possible mechanism. Journal of Geophysical Research, 95(B4): 4887-4894.
- Ferrés-Hernàndez, M., 1998. Le complexe granitique alcalin du massif du Cadiretes (Chaînes Côtières Catalanes, NE de l'Espagne): étude pétrologique et géochronologique 40Ar/39Ar et Rb-Sr. Thèse de l'Université de Genève, Suisse: pp. 198.
- Ferrill, D.A., Morris, A.P., Evans, M.A., Burkhard, M., Groshong, R.H. et Onasch, C.M., 2004. Calcite twin morphology: a low-temperature deformation geothermometer. Journal of Structural Geology, 26(8): 1521-1529.
- Fertig, J., 1984. Shear waves by an explosive point-source: the Earth surface as a generator of converted P-S waves. Geophysical Prospecting, 32(1): 1-17.
- Fidalgo González, L., 2001. La cinématique de l'Atlantique Nord : la question de la déformation intraplaque. Thèse de l'Université de Bretagne Occidentale, Brest, France: pp. 477.
- Florès Marquez, E.L., 1992. Transferts de chaleur et de masse en milieu sédimentaire et fracturé. Modélisation numérique de la convection naturelle autour du site géothermique de Soultz (Graben du Rhin).
Thèse du Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques, Nancy, France: pp. 226.

- Foehn, J.P., 1985. Interprétation des campagnes sismiques 1981 et 1984, concession de Péchelbronn, permis de Haguenau. Total Exploration, Rapport interne, octobre 1985.
- Folch, A. et Mas-Pla, J., 2008. Hydrogeological interactions between fault zones and alluvial aquifers in regional flow systems. Hydrological Processes, 22(17): 3476-3487.
- Fonseca, A.V.D. et al., 2006. Characterization of a profile of residual soil from granite combining geological, geophysical and mechanical testing techniques. Geotechnical and Geological Engineering, 24(5): 1307-1348.
- Fountain, D.M., Hurich, C.A. et Smithson, S.B., 1984. Seismic reflectivity of mylonite zones in the crust. Geology: 195-198.
- Franke, W., 2000. The mid-European segment of the Variscides; tectonostratigraphic units, terrane boundaries and plate tectonic evolution. Geological Society, London, Special Publications, 179: 35-61.
- Franke, W., 2006. The variscan orogen in Central Europe: construction and collapse. Geological Society, London, Memoirs, 32: 333-343.
- Frasier, C. et Winterstein, D., 1990. Analysis of conventional and converted mode reflections at Putah sink, California using three-component data. Geophysics, 55(6): 646-659.
- Fredman, N., Tveranger, J., Semshaug, S., Braathen, A. et Sverdrup, E., 2007. Sensitivity of fluid flow to fault core architecture and petrophysical properties of fault rocks in siliciclastic reservoirs: a synthetic fault model study. Petroleum Geoscience, 13(4): 305-320.
- Friedman, I. et O'Neil, J.R., 1977. Compilation of stable isotope fractionation factors of geochimical interest. In M. Fleischer, ed., Data of Geochemistry, sixth ed. chapter KK, U.S. Geol. Surv. Prof. Paper 440-KK: pp. 12.
- Fritz, B. et Gérard, A., 2010. On the way to the exploitation of deep geothermal resources in naturally fractured environments. Comptes Rendus Geoscience, 342(7-8): 493-501.
- Fritz, P. et Smith, D.G.W., 1970. The isotopic composition of secondary dolomites. Geochimica et Cosmochimica Acta, 34: 1161-1173.
- Gapais, D., Cobbold, P.R., Bourgeois, O., Rouby, D. et de Urreiztieta, M., 2000. Tectonic significance of faultslip data. Journal of Structural Geology, 22(7): 881-888.
- Gaspar-Escribano, J.M., Garcia-Castellanos, D., Roca, E. et Cloetingh, S., 2004. Cenozoic vertical motions of the Catalan Coastal Ranges (NE Spain): The role of tectonics, isostasy, and surface transport. Tectonics, 23(1): pp. 18.
- Gaucher, E., 1998. Comportement hydromécanique d'un massif fracturé: apport de la microsismicité induite. Application au site géothermique de Soultz-sous-Forêts. Thèse de l'Institut de Physique du Globe de Paris, France: pp. 245.
- Geiermann, J. et Schill, E., 2010. 2-D Magnetotellurics at the geothermal site at Soultz-sous-Forêts: Resistivity distribution to about 3000 m depth. Comptes Rendus Geoscience, 342(7-8): 587-599.
- Genter, A., 1990. Géothermie roches chaudes sèches. Le granite de Soultz-sous-Forêts (Bas-Rhin, France). Fracturation naturelle, altérations hydrothermales et interaction eau-roche. Documents du BRGM N°185, Université d'Orléans, France: pp. 201.
- Genter, A., 1993. Géométrie des zones fracturées et hydrothermalisées dans le granite de Soultz-sous-Forêts (forages GPK-1 et EPS-1). Note Technique Interne, BRGM N°RCS93T99, 15 juillet 1993.
- Genter, A., 1999. Geological and well-logging data collected from 1987 to 1989 at the HDR site Soultz-sous-Forêts. Rapport BRGM/R-40795-FR: pp. 42.
- Genter, A. et Castaing, C., 1997. Effets d'echelle dans la fracturation des granites. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Série II. Sciences de la Terre et des Planètes, 325(6): 439-445.

- Genter, A. et Traineau, H., 1992. Borehole EPS1, Alsace, France. Preliminary geological results from granite core analysis for hot dry rock research. Scientific Drilling(3): 205-214.
- Genter, A. et Traineau, H., 1996. Analysis of macroscopic fractures in granite in the HDR geothermal well EPS-1, Soultz-sous-Forets, France. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 72(1-2): 121-141.
- Genter, A., Traineau, H., Dezayes, C., Elsass, P., Ledésert, B., Meunier, A. et Villemin, T., 1995. Fracture analysis and reservoir characterization of the granitic basement in the HDR Soultz project (France). Geothermal Science and Technology, 4(3): 189-214.
- Genter, A., Castaing, C., Dezayes, C., Tenzer, H., Traineau, H. et Villemin, T., 1997a. Comparative analysis of direct (core) and indirect (borehole imaging tools) collection of fracture data in the Hot Dry Rock Soultz reservoir (France). Journal of Geophysical Research, 102(B7): 15419-15431.
- Genter, A., Traineau, H. et Artignan, D., 1997b. Synthesis of geological and geophysical data at Soultz-sous-Forêts (France). Rapport BRGM/R39440.
- Genter, A., Homeier, G., Chèvremont, P. et Tenzer, H., 1999. Deepening of GPK2 HDR borehole, 3880-5090 m (Soultz-sous-Forêts, France), Geological monitoring. Rapport BRGM/RR-40685-FR: pp. 81.
- Genter, A., Castaing, C., Gros, Y. et Chilès, J.-P., 2000. Différences et invariants dans l'organisation de la fracturation des granites. Rapport BRGM/RP-50115-FR.
- Genter, A., Guillou-Frottier, L., Feybesse, J.-L., Nicol, N., Dezayes, C. et Schwartz, S., 2003. Typology of potential Hot Fractured Rock resources in Europe. Geothermics, 32(4/6): 701-710.
- Genter, A., Evans, K., Cuenot, N., Fritsch, D. et Sanjuan, B., 2010. Contribution of the exploration of deep crystalline fractured reservoir of Soultz to the knowledge of enhanced geothermal systems (EGS). Comptes Rendus Geoscience, 342(7-8): 502-516.
- Gentier, S., Genter, A., Bourgine, B., Chiles, J.P., Delpont, G., Riss, J., Billaux, D., Dedecker, F. et Bruel, D., 2002. Modélisation de l'interface puits-échangeur (site de Soultz-sous-Forêts). Acquisition de données de base et développements préliminaires. Report BRGM/RP 51764-FR.
- Gentier, S., Rachez, X., Dezayes, C., Blaisonneau, A. et Genter, A., 2005. How to understand the effect of the hydraulic stimulation in terms of hydro-mechanical behavior at Soultz-sous-Forêts (France). Geothermal Resources Council, Transactions, 29: 159-166.
- Gentier, S., Rachez, X., Tran Ngoc, T.D., Peter-Borie, M. et Souque, C., 2010. 3D flow modelling of the mediumterm circulation test performed in the deep geothermal site of Soultz-sous-Forêts (France). World Geothermal Congress, 25-30 April 2010, Bali, Indonesia: pp. 11.
- Gérard, A. et Kappelmeyer, O., 1987. The Soultz-sous-Forets project. Geothermics, 16(4): 393-399.
- Gérard, A. et Kappelmeyer, O., 1988. Le projet géothermique européen de Soultz-sous-Forêts. Géothermie Actualités, 5(1): 19-27.
- Gérard, A., Menjoz, A. et Schwoerer, P., 1984. L'anomalie thermique de Soultz-sous-Forêts. Géothermie Actualités, 3: 35-42.
- Gérard, A., Cuenot, N., Charléty, J., Dorbath, C., Dorbath, L., Gentier, S. et Haessler, H., 2006. Elements governing the ratio (Hydraulic performance)/(induced microseismic nuisances) during the stimulation of "EGS Soultz Type" reservoirs. Paper of EHDRA Scientific Conference June 2006, Soultz-sous-Forêts, France: pp. 6.
- Géraud, Y., Rosener, M., Surma, F., Place, J., Le Garzic, É. et Diraison, M., 2010. Physical properties of fault zones within a granite body: Example of the Soultz-sous-Forêts geothermal site. Comptes Rendus Geoscience, 342(7-8): 566-574.
- Gerla, P.J., 1988. Stress and fracture evolution in a cooling pluton: an example from the Diamond Joe stock, western Arizona, U.S.A. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 34: 267-282.

- Giamboni, M., Ustaszewski, K., Schmid, S.M., Schumacher, M.E. et Wetzel, A., 2004. Plio-Pleistocene transpressional reactivation of Paleozoic and Paleogene structures in the Rhine-Bresse transform zone (northern Switzerland and eastern France). International Journal of Earth Sciences, 93(2): 207-223.
- Gibbons, W. et Moreno, T., 2002. The geology of Spain. Geological Society Publishing House, New edition (2002): pp. 651.
- Giese R., Klose C., Borm G., 2005. In situ seismic investigations of fault zones in the Leventina Gneiss Complex of the Swiss Central Alps. In Harvey, P. K., Brewer, T. S., Pezard, P. A. & Petrov, V. A. (eds) 2005. Petrophysical Properties of Crystalline Rocks. Geological Society, London, Special Publications, 240, 15-24.
- Gillespie, P.A., Howard, C.B., Walsh, J.J. et Watterson, J., 1993. Measurement and characterisation of spatial distributions of fractures. Tectonophysics, 226(1-4): 113-141.
- Gillespie, P.A., Johnston, J.D., Loriga, M.A., McCaffrey, K.J.W., Walsh, J.J. et Watterson, J., 1999. Influence of layering on vein systematics in line samples. Geological Society, London, Special Publications, 155(1): 35-56.
- Gillespie, P.A., Walsh, J.J., Watterson, J., Bonson, C.G. et Manzocchi, T., 2001. Scaling relationships of joint and vein arrays from The Burren, Co. Clare, Ireland. Journal of Structural Geology, 23(2-3): 183-201.
- Goddard, J.V. et Evans, J.P., 1995. Chemical changes and fluid-rock interaction in faults of crystalline thrust sheets, northwestern Wyoming, U.S.A. Journal of Structural Geology, 17(4): 533-547.
- Gómez-Ortiz, D., Martín-Velázquez, S., Martín-Crespo, T., Márquez, A., Lillo, J., López, I., Carreño, F., Martín-González, F., Herrera, R. et De Pablo, M.A., 2007. Joint application of ground penetrating radar and electrical resistivity imaging to investigate volcanic materials and structures in Tenerife (Canary Islands, Spain). Journal of Applied Geophysics, 62(3): 287-300.
- Gonzalez-Garcia, R., Huseby, O., Thovert, J.-F., Ledésert, B. et Adler, P.M., 2000. Three-dimensional characterization of a fractured granite and transport properties. Journal of Geophysical Research, 105(B9): 21387-21401.
- Goula, X., Olivera, C., Fleta, J., Grellet, B., Lindo, R., Rivera, L.A., Cisternas, A. et Carbon, D., 1999. Present and recent stress regime in the eastern part of the Pyrenees. Tectonophysics, 308(4): 487-502.
- Grecksch, G., Ortiz, A. et Schellschmidt, R., 2003. Thermophysical study of GPK2 and GPK3 granite samples. Institut für Geowissenschaftliche Gemeinschaftsaufgaben (Leibniz Institute for Applied Geosciences). Rapport interne N°0327109B.
- Grad, M., 1984. Reflected-diffracted waves in fracture zone models. Geophysical Journal International, 79 353-361.
- Grad, M. et Perchuc, E., 1978. Determination of the parameters of diffracted wave travel-times using the t<sup>2</sup>(x,t) method. Acta Geophysica Polonica, 26: 313-319.
- Green, A.G. et Mair, J.A., 1983. Subhorizontal fractures in a granitic pluton: their detection and implications for radioactive waste disposal. Geophysics, 48: 1428-1449.
- Green, A.S.P., Baria, R. et Jones, R., 1989. VSP and Cross-hole seismic surveys used to determine reservoir characteristics of a hot dry rock geothermal system. International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences, 26(3-4): 271-280.
- Grieve, R.A.F., 2005. Economic natural resource deposits at terrestrial impact structures. Geological Society, London, Special Publications, 248(1): 1-29.
- Groshong, R.H., 1972. Strain calculated from twinning in calcite. Geological Society of America Bulletin, 83: 2025-2038.
- Gudmundsson, A., 2001. Fluid overpressure and flow in fault zones: field measurements and models. Tectonophysics, 336(1-4): 183-197.

Guéguen, Y. et Palciauskas, V., 1997. Introduction à la physique des roches. Hermann ed.: pp. 299.

- Guillocheau, F., Robin, C., Allemand, P., Bourquin, S., Brault, N., Dromart, G., Friedenberg, R., Garcia, J.P., Gaulier, J.M., Gaumet, F., Grosdoy, B., Hanot, F., Le Strat, P., Mettraux, M., Nalpas, T., Prijac, C., Rigollet, C., Serrano, O. et Grandjean, G., 2000. Meso-Cenozoic geodynamic evolution of the Paris Basin: 3D stratigraphic constraints. Geodinamica Acta, 13(4): 189-245.
- Guimerà, J., 1994. Cenozoic evolution of eastern Iberia: structural data and dynamic model. Acta Geologica Hispanica, 29(1): 57-66.
- Haimberger, R., Hoppe, A. et Schäfer, A., 2005. High-resolution seismic survey on the Rhine River in the northern Upper Rhine Graben. International Journal of Earth Sciences, 94(4): 657-668.
- Hardin, E.L., Cheng, C.H., Paillet, F.L. et Mendelson, J.D., 1987. Fracture characterization by means of attenuation and generation of tube waves in fractured crystalline rock at Mirror Lake, New Hampshire. Journal of Geophysical Research, 92(B8): 7989-8006.
- Harjes, H.P., Bram, K., Dürbaum, H.J., Gebrande, H., Hirschmann, G., Janik, M., Klöckner, M., Lüschen, E., Rabbel, W., Simon, M., Thomas, R., Tormann, J. et Wenzel, F., 1997. Origin and nature of crustal reflections: Results from integrated seismic measurements at the KTB superdeep drilling site. Journal of Geophysical Research, 102(B8): 18267-18288.
- Harjes, H.P., Janik, M., Müller, J. et Bliznetsov, M., 1998. Imaging of crustal structures from vertical array measurements. Tectonophysics, 286(1-4): 185-192.
- Harper D.R., 1965. Observed reflection and diffraction wavelet complexes in two-dimensional seismic model studies of simple faults. Geophysics, 30: 72-86.
- Havenith, H.B., Jongmans, D., Abdrakhmatov, K., Trefois, P., Delvaux, D. et Torgoev, I.A., 2000. Geophysical investigations of seismically induced surface effects: Case study of a landslide in the Suusamyr valley, Kyrgyzstan. Surveys in Geophysics, 21(4): 349-369.
- Hayles, J.G., Everitt, R.A. et Woodcock, D.R., 1999. A 15 kHz cross-hole seismic survey across a fracture at the AECL Underground Research Laboratory. Canadian Journal of Earth Sciences, 36(9): 1517-1532.
- Hébert, R.L., Ledésert, B., Bartier, D., Dezayes, C., Genter, A. et Grall, C., 2010. The Enhanced Geothermal System of Soultz-sous-Forêts: A study of the relationships between fracture zones and calcite content. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 196(1-2): 126-133.
- Heidinger, P., Dornstädter, J. et Fabritius, A., 2006. HDR economic modelling: HDRec software. Geothermics, 35(5-6): 683-710.
- Hesthammer, J. et Fossen, H., 2003. From seismic data to core data: an integrated approach to enhance reservoir characterization. Geological Society, London, Special Publications, 209(1): 39-54.
- Hidalgo, R., Sánchez Guzmán, J., Guerrero, V. et García de la Noceda, C., 2009. Geothermal resources in Spain (basin, volcanics and EGS). Geothermal Resources Council, Transactions, 33: 399-402.
- Higgins, R.I. et Harris, L.B., 1997. The effect of cover composition on extensional faulting above re-activated basement faults: results from analogue modelling. Journal of Structural Geology, 19: 89-98.
- Hilterman, F.J., 1975. Amplitude of seismic waves-a quick look. Geophysics, 40: 745-762.
- Hooijkaas, G.R., Genter, A. et Dezayes, C., 2006. Deep-seated geology of the granite intrusions at the Soultz EGS site based on data from 5 km-deep boreholes. Geothermics, 35(5-6): 484-506.
- Huenges, E., Erzinger, J., Kück, J., Engeser, B. et Kessels, W., 1997. The permeable crust: Geohydraulic properties down to 9101 m depth. Journal of Geophysical Research, 102(B8): 18255-18265.
- Huenges, E., Lauterjung, J., Bücker, C., Lippmann, E. et Kern, H., 1997. Seismic velocity, density, thermal conductivity and heat production of cores from the KTB pilot hole. Geophysical Research Letters, 24(3): 345-348.
- Hurtig, E., Cermak, V., Haenel, R. et Zui, V.E., 1992. Geothermal Atlas of Europe. Hermann Haack Verlagsge-

sellschaft mbH, Allemagne.

- Ikelle, L.T. et Amundsen, L., 2001. AVO A response of an anisotropic half-space bounded by a dipping surface for P-P, P-SV and P-SH data. Journal of Applied Geophysics, 46(1): 1-29.
- Illies, J.H., 1972. The Rhine graben rift system plate tectonic and transform faulting. Geophysical Survey, 1: 27-60.
- Illies, J.H. et Greiner, G., 1979. Holocene movements and state of stress in the rhinegraben rift system. Tectonophysics, 52(1-4): 349-359.
- Jacquemont, B., 2002. Etude des intéractions eaux-roches dans le granite de Soultz-sous-Forêts. Quantification et modélisation des transferts de matière par les fluides. Thèse de l'Université de Strasbourg, France: pp. 182.
- Jämtlid, A., Magnusson, K.-Å., Olsson, O. et Stenberg, L., 1984. Electrical borehole measurements for the mapping of fracture zones in cristalline rock. Geoexploration, 22: 203-216.
- Johnston, J.D. et McCaffrey, K.J.W., 1996. Fractal geometries of vein systems and the variation of scaling relationships with mechanism. Journal of Structural Geology, 18(2-3): 349-358.
- Jolivet, L., Brun, J.P., Meyer, B., Prouteau, G., Rouchy, J.-M. et Scaillet, B., 2008. Géodynamique méditerranéenne. Société Géologique de France, Vuiberg Editors, ISBN 978-2-7117-4071-0: pp. 226.
- Jolley, S.J., Dijk, H., Lamens, J.H., Fisher, Q.J., Manzocchi, T., Eikmans, H. et Huang, Y., 2007. Faulting and fault sealing in production simulation models: Brent Province, northern North Sea. Petroleum Geoscience, 13(4): 321-340.
- Jolly, R.J.H. et Cosgrove, J.W., 2003. Geological evidence of patterns of fluid flow through fracture networks: examination using random realizations and connectivity analysis. Geological Society, London, Special Publications, 209(1): 177-186.
- Jones, M.A., Pringle, A.B., Fulton, I.M. et O'Neill, S., 1999. Discrete fracture network modelling applied to groundwater resource exploitation in southwest Ireland. Geological Society, London, Special Publications, 155(1): 83-103.
- Jones, R.H., 1993. Active seismic surveys at the Soultz site. Paper of EHDRA Scientific Conference May 1993, Soultz-sous-Forêts, France: pp. 4.
- Jones, T.D. et Nur, A., 1984. The nature of seismic reflections from deep crustal fault zones. Journal of Geophysical Research, 89(B5): 3153-3171.
- Jorand, C. et Bouchot, V., 2008. Conceptual model of the internal structure of the 4770 m depth fault zone intersected by well GPK 3 at Soultz-sous-Forêts: Analysis of the borehole geophysical data. Proceedings of the EHDRA Scientific Conference, Soultz-sous-Forêts, France, 24-25 September: pp. 8.
- Juhlin, C., 1995. Imaging of fracture zones in the Finnsjön area, central Sweden, using the seismic reflection method. Geophysics, 60(1): 66-75.
- Juhlin, C., Dehghannejad, M., Lund, B., Malehmir, A. et Pratt, G., 2010. Reflection seismic imaging of the end-glacial Pärvie Fault system, northern Sweden. Journal of Applied Geophysics, 70(4): 307-316.
- Julivert, M. et Durán, H., 1990. The Hercynian structure of the Catalonian Coastal Ranges (NE Spain). Acta Geologica Hispanica, 25(1-2): 13-21.
- Julivert, M., Carreras, J., Barnolas, A., Duran, H. et García-Sansegundo, J., 1996. Structures hercyniennes des Chaînes Côtières Catalanes. Synthèse Géologique et Géophysique des Pyrénées, éditée par A. Barnolas and J. C. Chiron, BRGM, Orléans, France: 648-649.
- Jung, R., Reich, W., Engelking, U., Hettkamp, T. et Weidler, R., 1995. Hydraulic tests in 1995 at the HDR Project, Soultz-sous-Fôrets, France. Rapport de terrain, Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR), Hannover, Allemagne.
- Jupe, A., Jones, R.J., Willis-Richards, J., Dyer, B., Nicholls, J. et Jacques, P., 1994. Report on HDR phase 4 -

Activity 4.1 Soultz experimental programme 1993/1994, CSM Associates Limited.

- Jupe, A.J., Jones, R.H., Wilson, S.A. et Cowles, J.F., 2003. Microseismic monitoring of geomechanical reservoir processes and fracture-dominated fluid flow. Geological Society, London, Special Publications, 209(1): 77-86.
- Kawahara, J. et Yamashita, T., 1992. Scattering of elastic waves by a fracture zone containing randomly distributed cracks. Pure and Applied Geophysics, 139: 121-144.
- Kazemi, K., 2009. Seismic imaging of thrust fault structures in Zagros iranian oil fields, from surface and well data. Thèse de l'Université de Cergy-Pontoise, France: pp. 355.
- Khang, N.D., Watanabe, K. et Saegusa, H., 2004. Fracture step structure: geometrical characterization and effects on fluid flow and breakthrough curve. Engineering Geology, 75: 107-127.
- Kiguchi, T., Ito, H., Kuwahara, Y., Nakao, S. et Ohminato, T., 1995. Evaluation of permeable fractures by multi-offset hydrophone vertical seismic profiling (VSP). Geothermal Science and Technology, 5(1-2): 21-29.
- Kiguchi, T., Ito, H., Kuwahara, Y. et Miyazaki, T., 2001. Estimating the permeability of the Nojima Fault zone by a hydrophone vertical seismic profiling experiment. Island Arc, 10(3-4): 348-356.
- Kohl, T., Baujard, C. et Mégel, T., 2006. Conditions for mechanical re-stimulation of GPK4. Paper of EHDRA Scientific Conference June 2006, Soultz-sous-Forêts, France: pp. 6.
- Komninou, A. et Yardley, B.W.D., 1997. Fluid-rock interactions in the Rhine Graben; a thermodynamic model of the hydrothermal alteration observed in deep drilling. Geochimica et Cosmochimica Acta, 61(3): 515-531.
- Koning, T., 2003. Oil and gas production from basement reservoirs: examples from Indonesia, USA and Venezuela. Geological Society, London, Special Publications, 214(1): 83-92.
- Kuwahara, Y., Ito, H. et Kiguchi, T., 1991. Comparison between natural fractures and fracture parameters derived from VSP. Geophysical Journal International, 107(3): 475-483.
- Kuwahara, Y., Ito, H., Ohminato, T., Nakao, S. et Kiguchi, T., 1995. Size characterization of in situ fractures by high frequency S-wave vertical seismic profiling (VSP) and borehole logging. Geothermal Science and Technology, 5(1-2): 71-78.
- Lacombe, O. et Jolivet, L., 2005. Structural and kinematic relationships between Corsica and the Pyrenees-Provence domain at the time of the Pyrenean orogeny. Tectonics, 24(1): TC1003.
- Lagarde, J.L., Capdevila, R. et Fourcade, S., 1992. Granites et collision continentale : l'exemple des granitoides carbonifères dans la chaîne hercynienne ouest-européenne. Bulletin de la Société Géologique de France, 163(5): 597-610.
- Land, L.S., 1970. Phreatic versus vadose meteoric diagenesis of limestones: Evidence from a fossil water table. Sedimentology, 14: 175-185.
- Lardeaux, J.M., Faure, M. et Ledru, P., 2008. Cadre général de la chaîne varisque. Géochronique, 105(2): 19-21.
- Laubscher, H.B., 1986. The eastern Jura: Relations between thin-skinned and basement tectonics, local and regional. Geologische Rundschau, 75(3): 535-553.
- Le Bégat, S., Cornet, F.H. et Farra, V., 1994. Etude de la percolation de fluides par sismique active sur le site de Soultz-sous-Forêts. Rapport rédigé pour l'Agence pour la Défense de l'Environnement et la Maîtrise de l'Energie: pp. 70.
- Le Carlier, C., Royer, J.J. et Flores, E.L., 1994. Convective heat transfer at the Soultz-sous-Forets geothermal site; implications for oil potential. First Break, 12(11): 553-560.
- Leckenby, R.J., Lonergan, L., Rogers, S.F. et Sanderson, D.J., 2007. Study of fracture-induced anisotropy from discrete fracture network simulation of well test responses. Geological Society, London, Special Publications, 270(1): 117-137.

- Ledésert, B., Dubois, J., Genter, A. et Meunier, A., 1993. Fractal analysis of fractures applied to Soultz-sous-Forêts hot dry rock geothermal program. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 57(1-2): 1-17.
- Ledésert, B., Joffre, J., Ambles, A., Sardini, P., Genter, A. et Meunier, A., 1996. Organic matter in the Soultz HDR granitic thermal exchanger (France); natural tracer of fluid circulations between the basement and its sedimentary cover. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 70(3-4): 235-253.
- Ledésert, B., Hébert, R.L., Grall, C., Genter, A., Dezayes, C., Bartier, D. et Gérard, A., 2009. Calcimetry as a useful tool for a better knowledge of flow pathways in the Soultz-sous-Forêts geothermal system. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 181: 106-114.
- Ledésert, B., Hébert, R., Genter, A., Bartier, D., Clauer, N. et Grall, C., 2010. Fractures, hydrothermal alterations and permeability in the Soultz Enhanced Geothermal System. Comptes Rendus Geoscience, 342(7-8): 607-615.
- Lemeille, F., Cushing, M.E., Cotton, F., Grellet, B., Ménillet, F., Audru, J.-C., Renardy, F. et Fléhoc, C., 1999. Traces d'activité pléistocène de failles dans le Nord du fossé du Rhin supérieur (plaine d'Alsace, France). Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science, 328(12): 839-846.
- Levander, A.R., 1988. Fourth-order finite difference P-SV seismograms. Geophysics, 53: 1425-1436.
- Lewis, C.J., Vergés, J. et Marzo, M., 2000. High mountains in a zone of extended crust: Insights into the Neogene-Quaternary topographic development of northeastern Iberia. Tectonics, 19(1): 86-102.
- Linde, N. et Pedersen, L.B., 2004. Characterization of a fractured granite using radio magnetotelluric (RMT) data. Geophysics, 69(5): 1155-1165.
- Liu, E., Crampin, S. et Hudson, J.A., 1997. Diffraction of seismic waves by cracks with application to hydraulic fracturing. Geophysics, 62(1): 253-265.
- Lloyd, G.E. et Kendall, J.M., 2005. Petrofabric-derived seismic properties of a mylonitic quartz simple shear zone: implications for seismic reflection profiling. Geological Society, London, Special Publications, 240(1): 75-94.
- Lohr, T., Krawczyk, C.M., Oncken, O. et Tanner, D.C., 2008. Evolution of a fault surface from 3D attribute analysis and displacement measurements. Journal of Structural Geology, 30(6): 690-700.
- Lopes Cardozo, G.G.O. et Behrmann, J.H., 2006. Kinematic analysis of the upper Rhine graben boundary fault system. Journal of Structural Geology, 28(6): 1028-1039.
- Loriga, M.A., 1999. Scaling systematics of vein size: an example from the Guanajuato mining district (Central Mexico). Geological Society, London, Special Publications, 155(1): 57-67.
- Lu, R.S., Willen, D.E. et Watson, I.A., 2003. Identifying, removing, and imaging P-S conversions at salt-sediment interfaces. Geophysics, 68(3): 1052-1059.
- Lu, X., Sun, Y., Shu, L., Gu, L., Guo, J. et Zhu, W., 2005. Cataclastic rheology of carbonate rocks. Science in China, Series D: Earth Sciences, 48(8): 1227-1233.
- Lüschen, E., 2005. Relationship between recent heat flow and seismic properties: Some notes from crustal research in Germany. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 148: 31-45.
- Lüschen, E., Sobolev, S., Werner, U., Söllner, W., Fuchs, K., Gurevich, B. et Hubral, P., 1993. Fluid reservoir (?) beneath the KTB drillbit indicated by seismic shear-wave observations. Geophysical Research Letters, 20(10): 923-926.
- Lüschen, E., Bram, K., Söllner, W. et Sobolev, S., 1996. Nature of seismic reflections and velocities from VSPexperiments and borehole measurements at the KTB deep drilling site in southeast Germany. Tectonophysics, 264: 309-326.
- Luthi, S.M., 2005. Fractured reservoir analysis using modern geophysical well techniques: application to

basement reservoirs in Vietnam. Geological Society, London, Special Publications, 240(1): 95-106.

- Macé, L., 2006. Caractérisation et modélisation numériques tridimensionnelles de réservoirs naturellement fracturés. Thèse de l'Institut National Polytechnique de Lorraine, Nancy, France: pp. 152.
- Macé, L., Souche, L. et Mallet, J.L., 2004. 3D fracture modeling integrating geomechanics and geologic data. AAPG international Conference, proceedings, 24-27 octobre, Cancun, Mexique.
- Maiti, S., Tiwari, R.K. and Kümpel, H.-J., 2007. Neural network modelling and classification of lithofacies using well log data: a case study from KTB borehole site. Geophysical Journal International, 169(2): 733-746.
- Majer, E.L., Baria, R., Stark, M., Oates, S., Bommer, J., Smith, B. et Asanuma, H., 2007. Induced seismicity associated with Enhanced Geothermal Systems. Geothermics, 36(3): 185-222.
- Mallet, J.L., 2002. Geomodeling. Oxford University Press, New York, USA: pp. 624.
- Mapa geològic de Catalunya 1/25000 (Calella de Palafrugell 335-1-1 (79-25)). Institut Cartogràphic de Catalunya, Generalitat de Catalunya, première édition, 2004.
- Mapa geològic de Catalunya 1/25000 (Palafrugell 335-1-2 (79-26)). Institut Cartogràphic de Catalunya, Generalitat de Catalunya, première édition, 2000.
- Mapa geologico de España 1/50000 (San Feliu de Guixols 366 (39-14)). Instituto Geologico y Minero de España, deuxième série, première édition, 1983.
- Marfil, R., Caja, M.A., Tsige, M., Al-Aasm, I.S., Martín-Crespo, T. et Salas, R., 2005. Carbonate-cemented stylolites and fractures in the Upper Jurassic limestones of the Eastern Iberian Range, Spain: A record of palaeofluids composition and thermal history. Sedimentary Geology, 178(3-4): 237-257.
- Mari, J.L. et Coppens, F., 2000. Sismique de puits. Editions Technip, Paris, France: pp. 240.
- Mari, J.L., Coppens, F. et Revol, J., 2003. Well seismic surveying. Editions Technip, Paris, France: pp. 238.
- Martí, D., Carbonell, R., Tryggvason, A., Escuder, J. et Pérez-Estaún, A., 2002. Mapping brittle fracture zones in three dimensions: high resolution traveltime seismic tomography in a granitic pluton. Geophysical Journal International, 149: 95-105.
- Martí, D., Carbonell, R., Escuder-Viruete, J. et Pérez-Estaún, A., 2006a. Characterization of a fractured granitic pluton: P- and S-waves' seismic tomography and uncertainty analysis. Tectonophysics, 422: 99-114.
- Martí, D., Escuder Viruete, J., Carbonell, R., Flecha, I. et Pérez-Estaún, A., 2006b. Fault architecture and related distribution of physical properties in granitic massifs: geological and geophysical methodologies. Journal of Iberian Geology, 32(1): 95-112.
- Martí, J., Mitjavila, J., Roca, E. et Aparicio, A., 1992. Cenozoic magmatism of the Valencia trough (western mediterranean): Relationship between structural evolution and volcanism. Tectonophysics, 203(1-4): 145-165.
- Matte, P., 1986. Tectonics and plate tectonics model for the Variscan belt of Europe. Tectonophysics, 126(2-4).
- Matte, P., 2001. The Variscan collage and orogeny (480-290 Ma) and the tectonic definition of the Armorica microplate: A review. Terra Nova, 13(2): 122-128.
- Mauffret, A., Durand de Grossouvre, B., Tadeu Dos Reis, A., Gorini, C. et Nercessian, A., 2001. Structural geometry in the eastern Pyrenees and western Gulf of Lion (Western Mediterranean). Journal of Structural Geology, 23(11): 1701-1726.
- Maurin, J.C., 1995. Drapage et décollement des séries jurassiques sur la faille de détachement majeure du rift rhénan sud : implications sur la géométrie des dépôts syn-rifts oligocènes. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris, 321(2a): 1025-1032.
- Maxwell, S.C. et Young, R.P., 1995. A controlled in-situ investigation of the relationship between stress, velocity and induced seismicity. Geophysical Research Letters, 22(9): 1049-1052.

- McCaffrey, K.J.W., Sleight, J.M., Pugliese, S. et Holdsworth, R.E., 2003. Fracture formation and evolution in crystalline rocks: Insights from attribute analysis. Geological Society, London, Special Publications, 214(1): 109-124.
- McCann, T., Pascal, C., Timmerman, M.J., Krzywiec, P., López-Gómez, J., Wetzel, A., Krawczyk, C.M., Rieke,
  H. et Lamarche, J., 2006. Post-Variscan (end Carboniferous-Early Permian) basin evolution in
  Western and Central Europe. Geological Society Memoirs, London, 32: 355-388.
- McKenzie, D., 1978. Some remarks on the development of sedimentary basins. Earth and Planetary Science Letters, 40(1): 25-32.
- McLennan, S.M., 1989. Rare Earth elements in sedimentary rocks: influence of provenance and sedimentary processes. In Geochemistry and Mineralogy of Rare Earth Elements (Reviews in Mineralogy), Lipin B. R. and McKay G. A. eds., 21: 169-200.
- Meju, M.A., 2005. Non-invasive characterization of fractured crystalline rocks using a combined multicomponent transient electromagnetic, resistivity and seismic approach. Geological Society, London, Special Publication: 195-206.
- Menillet, F., 1970. Haguenau, Carte géologique de la France à 1/50000, Bureau des Recherches Géologiques et Minières, Orléans, France.
- Miao, X.-G., Moon, W.M. et Milkereit, B., 1995. A multioffset, three-component VSP study in the Sudbury Basin. Geophysics, 60(2): 341-353.
- Michard, A., 1989. Rare earth element systematics in hydrothermal fluids. Geochimica et Cosmochimica Acta, 53(3): 745-750.
- Michelet, S. et Toksöz, M.N., 2007. Fracture mapping in the Soultz-sous-Forêts geothermal field using microearthquake locations. Journal of Geophysical Research, 112(B7): B07315.
- Michon, L., 2000. Dynamique de l'extension continentale : application au rift ouest-européen par l'étude de la province du Massif Central. Thèse de l'Université de Clermont Ferrand II, France: pp. 266.
- Michon, L. et Merle, O., 2003. Mode of lithospheric extension: Conceptual models from analogue modeling. Tectonics, 22(4): pp. 16.
- Michon, L. et Merle, O., 2005. Discussion on «Evolution of the European Cenozoic Rift System: interaction of the Alpine and Pyrenean orogens with their foreland lithosphere» by P. Dèzes, S.M. Schmid and P.A. Ziegler, Tectonophysics 389 (2004) 1-33. Tectonophysics, 401(3-4): 251-256.
- Michon, L. et Sokoutis, D., 2005. Interaction between structural inheritance and extension direction during graben and depocentre formation: An experimental approach. Tectonophysics, 409(1-4): 125-146.
- Mikhailov, O.V., Queen, J. et Toksöz, M.N., 2000. Using borehole electroseismic measurements to detect and characterize fractured (permeable) zones. Geophysics, 65(4): 1098-1112.
- Milkereit, B., Green, A., Wu, J., White, D. et Adam, E., 1994. Integrated seismic and borehole geophysical study of the Sudbury Igneous Complex. Geophysical Research Letters, 21(10): 931-934.
- Miller, J.M. et Wilson, C.J.L., 2004. Structural analysis of faults related to a heterogeneous stress history: reconstruction of a dismembered gold deposit, Stawell, western Lachlan Fold Belt, Australia. Journal of Structural Geology, 26: 1231-1256.
- Morrow, C.A. et Moore, D.E., 2001. Permeability reduction in granite under hydrothermal conditions. Journal of Geophysical Research, 106(B12): 30551-30560.
- Müller, B., Zoback, M.L., Fuchs, K., Mastin, L., Gregersen, S., Pavoni, N., Stephansson, O. et Ljunggren, C., 1992. Regional Patterns of Tectonic Stress in Europe. Journal of Geophysical Research, 97(B8): 11783-11803.
- Müller, J., Janik, M. et Harjes, H.-P., 1999. The use of wave-field directivity for velocity estimation: Moving Source Profiling (MSP) experiments at KTB. Pure and Applied Geophysics, 156: 303-318.

- Munck, F., Walgenwitz, F., Maget, P., Sauer, K. et Tietze, R., 1979. Synthèse géothermique du fossé Rhénan supérieur. Commission of the European Community, BRGM Service géologique d'Alsace, Geologisches Landesamt Baden-Württemberg.
- Nami, P., Schindler, M., Tischner, T., Jung, R. et Teza, D., 2007. Evaluation of stimulation operations and current status of the deep Soultz wells prior to power production. Proceedings of the EHDRA Scientific Conference, Soultz-sous-Forêts, France, 28-29 June: 11 pp.
- Nami, P., Schellschmidt, R., Schlindler, M. et Tischner, T., 2008. Chemical stimulation operations for reservoir development of the deep crystalline HDR/EGS system at Soultz-sous-Forêts (France). Proceedings of the 33th Workshop on Geothermal Reservoir Engineering, Stanford University, USA.
- Naville, C., Serbutoviez, S., Moretti, I., Daniel, J.M., Throo, A., Girard, F., Sotiriou, A., Tselentis, A., Skarpzelos, C., Brunet, C. et Cornet, F., 2004. Pre-drill surface seismic in vicinity of AIG-10 well and post-drill VSP. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris, 336: 407-414.
- Nedlin, G., 1986. The special features of P-S arrivals. Geophysics, 51(2): 347-352.
- Nelson, E.J., Chipperfield, S.T., Hillis, R.R., Gilbert, J. et McGowen, J., 2007. Using geological information to optimize fracture stimulation practices in the Cooper Basin, Australia. Petroleum Geoscience, 13(1): 3-16.
- Neuville, A., Toussaint, R. et Schmittbuhl, J., 2010. Fracture roughness and thermal exchange: A case study at Soultz-sous-Forêts. Comptes Rendus Geoscience, 342(7-8): 616-625.
- Newman, G.A., Gasperikova, E., Hoversten, G.M. et Wannamaker, P.E., 2008. Three-dimensional magnetotelluric characterization of the Coso geothermal field. Geothermics, 37: 369-399.
- Nguyen, F., Garambois, S., Jongmans, D., Pirard, E. et Loke, M.H., 2005. Image processing of 2D resistivity data for imaging faults. Journal of Applied Geophysics, 57(4): 260-277.
- Nivière, B., 1998. Géomorphologie quantitative et tectonique du Fossé Rhénan : modèles de soulèvement des flancs du rift et de dégradation de terrasses quaternaires. Thèse de l'Université de Strasbourg, France: pp. 346.
- O'Brien, J. et Harris, R., 2006. Multicomponent VSP imaging of tight-gas sands. Geophysics, 71(6): E83-E90.
- Odling, N.E., Gillespie, P., Bourgine, B., Castaing, C., Chilés, J.-P., Christensen, N.P., Fillion, E., Genter, A., Olsen, C., Thrane, L., Trice, R., Aarseth, E., Walsch, J.J. et Watterson, J., 1999. Variations in fracture system geometry and their implication for fluid flow in fractured hydrocarbon reservoirs. Petroleum Geoscience, 5: 373-384.
- Ohminato, T., Ito, H., Kuwahara, Y., Nakao, S. et Kiguchi, T., 1995. Vertical seismic profile (VSP) measurement of seismic attenuation due to fractures. Geothermal Science and Technology, 5(1-2): 111-122.
- Okko, O., Front, K. et Anttila, P., 2003. Low-angle fracture zones in rapakivi granite at Hästholmen, southern Finland. Engineering Geology, 69(1-2): 171-191.
- Olivet, J.L., 1996. Kinematics of the Iberian plate. Bulletin des Centres de Recherches Elf Exploration Production, 20: 131-195.
- Olsen, P.O. et Scholz, C.H., 1998. Healing and sealing of a simulated fault gouge under hydrothermal conditions: Implications for fault healing. Journal of Geophysical Research, 103(B4): 7421-7430.
- Onishi, C.T. et Shimizu, I., 2005. Microcrack networks in granite affected by a fault zone: Visualization by confocal laser scanning microscopy. Journal of Structural Geology, 27: 2268-2280.
- Ortega, A.A. et McMechan, G.A., 2000. Synthesis of multicomponent quasi-P and converted quasi-P-S seismograms for intersecting fracture systems. Geophysics, 65(4): 1261-1271.
- Ozkaya, S.I. et Minton, K.R., 2007. Flow potential of fracture corridors and large conductive fractures in a clastic reservoir, Oman. Geological Society, London, Special Publications, 270(1): 245-263.
- Papillon, E., 1995. Traitements et interprétations des cartes d'anomalies magnétiques et gravimétriques du

Fossé Rhénan Supérieur. BRGM report.

- Papillon, E., 1995. Traitement et interprétations des cartes d'anomalies magnétiques et gravimétriques du Fossé Rhénan supérieur. Diplôme d'ingénieur de Géophysique de l'Université de Strasbourg: pp 95.
- Parcerisa, D., Gómez-Gras, D. et Travé, A., 2005. A model of early calcite cementation in alluvial fans: Evidence from the Burdigalian sandstones and limestones of the Vallès-Penedès half-graben (NE Spain). Sedimentary Geology, 178(3-4): 197-217.
- Parcerisa, D., Gómez-Gras, D., Travé, A., Martín-Martín, J.D. et Maestro, E., 2006. Fe and Mn in calcites cementing red beds: A record of oxidation-reduction conditions. Examples from the Catalan Coastal Ranges (NE Spain). Journal of Geochemical Exploration, 89: 318-321.
- Parcerisa, D., Gómez-Gras, D., Roca, E., Madurell, J. et Agustí, J., 2007. The Upper Oligocene of Montgat (Catalan Coastal Ranges, Spain): new constraints to the age of the opening of the western Mediterranean Basin. Geologica Acta, 5(1): 1-15.
- Park, H.J. et West, T.R., 2002. Sampling bias of discontinuity orientation caused by linear sampling technique. Engineering Geology, 66(1-2): 99-110.
- Peacock, D.C.P., 2001. The temporal relationship between joints and faults. Journal of Structural Geology, 23(2-3): 329-341.
- Peacock, D.C.P., 2006. Predicting variability in joint frequencies from boreholes. Journal of Structural Geology, 28(2): 353-361.
- Pearson, C., 1981. The relationship between microseismicity and high pore pressures during hydraulic stimulation experiments in low permeability granitic rocks. Journal of Geophysical Research, 86(9): 7855-7864.
- Pérez, M.A., Grechka, V. et Michelena, R.J., 1999. Fracture detection in a carbonate reservoir using a variety of seismic methods. Geophysics, 64(4): 1266-1276.
- Péron, S., Bourquin, S., Fluteau, F. et Guillocheau, F., 2005. Paleoenvironment reconstructions and climate simulations of the Early Triassic: Impact of the water and sediment supply on the preservation of fluvial systems. Geodynamica Acta, 18/6: 431-446.
- Petford, N., 2003. Controls on primary porosity and permeability development in igneous rocks. Geological Society, London, Special Publications, 214(1): 93-107.
- Petty, S., Livesay, B., Clyne, M. et Baria, R., 2009. Bringing down the cost of EGS power. Geothermal Resources Council, Transactions, 33: 229-233.
- Pfender, M., Nami, P., Tischner, T. et Jung, R., 2006. Status of the Soultz deep wells based on low rate hydraulic tests and temperature logs. Proceedings of the EHDRA Scientific Conference, Soultz-sous-Forêts, France, 15-16 June: pp. 12.
- Pham, D., Sun, J., Sun, J., Tang, Q., Bone, G. et Truong Giang, N., 2008. Imaging of fractures and faults inside granite basement using controlled beam migration. 7th International Conference & Exposition on Petroleum Geophysics, Hyderabad: pp. 6.
- Phillips, W.S., 2000. Precise microearthquake locations and fluid flow in the geothermal reservoir at Soultzsous-Forêts, France. Bulletin of the Seismological Society of America, 90(1): 212-228.
- Pickering, G., Bull, J.M. et Sanderson, D.J., 1995. Sampling power-law distributions. Tectonophysics, 248(1-2): 1-20.
- Pinto-Coelho, C., Botelho, N.F. et Roger, G., 1999. Mobilité des terres rares au cours des altérations hydrothermales: l'exemple du granité de Serra Branca, Brésil central. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science, 328(10): 663-670.
- Place, J., Naville, C. et Moretti, I., 2007. Fault throw determination using 4 component VSP: Aigion fault

(Greece) case study. Tectonophysics, 440: 141-158.

- Place, J., Diraison, M., Naville, C., Géraud, Y., Schaming, M. et Dezayes, C., 2010. Decoupling of deformation in the Upper Rhine Graben sediments. Seismic reflection and diffraction on 3-component Vertical Seismic Profiling (Soultz-sous-Forêts area). Comptes Rendus Geoscience, 342(7-8): 575-586.
- Plenefisch, T. et Bonjer, K. P., 1997. The stress field in the Rhine graben area inferred from earthquake focal mechanisms and estimation of frictional parameters. Tectonophysics, 225: 71-97.
- Popov, Y.A., Pimenov, V.P., Pevzner, L.A., Romushkevich, R.A. et Popov, E.Y., 1998. Geothermal characteristics of the Vorotilovo deep borehole drilled into the Puchezh-Katunk impact structure. Tectonophysics, 291: 205-223.
- Portier, S., Vuataz, F.-D., Nami, P., Sanjuan, B. et Gérard, A., 2009. Chemical stimulation techniques for geothermal wells: experiments on the three-well EGS system at Soultz-sous-Forêts, France. Geothermics, 38(349-359).
- Poulimenos, G., 2000. Scaling properties of normal fault populations in the western Corinth Graben, Greece: implications for fault growth in large strain settings. Journal of Structural Geology, 22(3): 307-322.
- Pous, J., Solé Sugrañes, L. et Badiella, P., 1990. Estudio geoeléctrico de la depresión de la Selva (Girona). Acta Geologica Hispanica, 25(4): 261-369.
- Praeg, D., 2004. Diachronous Variscan late-orogenic collapse as a response to multiple detachments: A view from the internides in France to the foreland in the Irish Sea. Geological Society Special Publication, 223: 89-138.
- Price, N.J. et Cosgrove, J.W., 1990. Analysis of geological structures. Cambridge University Press, London, UK: pp.502.
- Pujol, A., 2009. Modélisation de la réponse sismique d'une zone de faille perméable. Application au site géothermique de Soultz-sous-Forêts. Rapport de stage de Master I, EOST, Université de Strasbourg: pp. 23.
- Putnis, A., 2002. Mineral replacement reactions: from macroscopic observations to microscopic mechanisms. Mineralogical Magazine, 66(5): 689-708.
- Rabbel, W., Beilecke, T., Bohlen, T., Fischer, D., Frank, A., Hasenclever, J., Borm, G., Kück, J., Bram, K., Druivenga, G., Lüschen, E., Gebrande, H., Pujol, J. et Smithson, S., 2004. Superdeep vertical seismic profiling at the KTB deep drill hole (Germany): Seismic close-up view of a major thrust zone down to 8.5 km depth. Journal of Geophysical Research, 109(B9): B09309.
- Radzevicius, S.J. et Pavlis, G.L., 1999. High-frequency reflections in granite? Delineation of the weathering front in granodiorite at Piñon flat, California. Geophysics, 64(6): 1828-1835.
- Rao Naik, S.B., Kumar, G.N. et Raghava, M.S.V., 1980. The correlation refraction methods as applied to weathered zone studies in a granite terrain. Geophysical Prospecting, 28(1): 18-29.
- Rawnsley, K., De Keijzer, M., Wei, L., Bettembourg, S., Asyee, W., Massaferro, J.-L., Swaby, P., Drysdale, D. et Boettcher, D., 2007. Characterizing fracture and matrix heterogeneities in folded Devonian carbonate thrust sheets, Waterton tight gas fields, Western Canada. Geological Society, London, Special Publications, 270(1): 265-279.
- Reasenberg, P. et Aki, K., 1974. Precise, continuous measurement of seismic velocity for monitoring in situ stress. Journal of Geophysical Research, 79(2): 399-406.
- Reichenbacher, B., 2000. Das brackisch-lakustrine Oligozän und Unter-Miozän in Mainzer Becken und Hanauer Becken: Fischfaunen, Paleoökologie, Biostratigraphie, Paläogeographie. Courier Forschungsinsi. Senkenberg, 222: pp. 143.
- Renard, P. et Courrioux, G., 1994. Three-dimensional geometric modelling of a faulted domain: the Soultz horst example (Alsace, France). Computers & Geosciences, 20(9): 1379-1390.

- Rieber, F., 1937. Complex reflection patterns and their geologic sources. Geophysics, 2: 132-160.
- Riollet, B., 1997. Simulation numérique de la propagation d'ondes sismiques en milieu fracturé. Thèse de l'Université de Paris 7, France: pp. 103.
- Rives, T., Razack, M., Petit, J.P. et Rawnsley, K.D., 1992. Joint spacing: analogue and numerical simulations. Journal of Structural Geology, 14(8-9): 925-937.
- Roberts, S., Sanderson, D.J. et Gumiel, P., 1999. Fractal analysis and percolation properties of veins. Geological Society, London, Special Publications, 155(1): 7-16.
- Roca, E., 1994. Geodynamic evolution of the Catalan-Balearic Basin and neighbouring areas from Mesozoic to Recent. Acta Geologica Hispanica, 29(1): 3-25.
- Roca, E. et Desegaulx, P., 1992. Analysis of the geological evolution and vertical movements in the València Trough area, western Mediterranean. Marine and Petroleum Geology, 9(2): 167-176, IN1-IN8, 177-185.
- Roca, E., Sans, M., Cabrera, L. et Marzo, M., 1999. Oligocene to Middle Miocene evolution of the central Catalan margin (northwestern Mediterranean). Tectonophysics, 315(1-4): 209-229.
- Rogers, S.F., 2003. Critical stress-related permeability in fractured rocks. Geological Society, London, Special Publications, 209(1): 7-16.
- Rosenbaum, G., Lister, G.S. et Duboz, C., 2002a. Reconstruction of the tectonic evolution of the western Mediterranean since the Oligocene. Journal of the Virtual Explorer, 8: 107-130.
- Rosenbaum, G., Lister, G.S. et Duboz, C., 2002b. Relative motions of Africa, Iberia and Europe during Alpine orogeny. Tectonophysics, 359(1-2): 117-129.
- Rosener, M., 2007. Etude pétrophysique et modélisation des transferts thermiques entre roche et fluide dans le contexte de l'échangeur geothermique de Soultz-sous-Forêts. Thèse de l'Université de Strasbourg, France: pp. 204.
- Rothert, E., Shapiro, S.A., Buske, S. et Bohnhoff, M., 2003. Mutual relationship between microseismicity and seismic reflectivity: Case study at the German Continental Deep Drilling Site (KTB). Geophysical Research Letters, 30 (17), pp.4.
- Rotstein, Y. et Schaming, M., 2008. Tectonic implications of faulting styles along a rift margin: The boundary between the Rhine Graben and the Vosges Mountains. Tectonics, 27(2): pp. 19.
- Rotstein, Y., Schaming, M. et Rousse, S., 2005. Tertiary tectonics of the Dannemarie basin, upper Rhine graben, and regional implications. International Journal of Earth Sciences, 94(4): 669-679.
- Roussé, S., 2006. Architecture et dynamique des séries marines et continentales de l'Oligocène Moyen et Supérieur du Sud du Fossé Rhénan : évolution des milieux de dépôt en contexte de rift en marge de l'avant pays alpin. Thèse de l'Université de Strasbourg, France: pp. 474.
- Rovida, A. et Tibaldi, A., 2005. Propagation of strike-slip faults across Holocene volcano-sedimentary deposits, Pasto, Colombia. Journal of Structural Geology, 27(1835-1855).
- Rummel, F., 1991. Physical properties of the rock in the granitic section of the borhole GPK1, Soultz-sous-Forêts. Geothermal Science & Technology, 3(1-4): 199-216.
- Salas, R. et Casas, A., 1993. Mesozoic extensional tectonics, stratigraphy and crustal evolution during the Alpine cycle of the eastern Iberian basin. Tectonophysics, 228(1-2): 33-55.
- Salas, R., Guimerà, J., Mas, R., Martin-Closas, C., Melendez, A. et Alonso, A., 2001. Evolution of the mesozoic central Iberian Rift system and its cainozoic inversion (Iberian chain). In: Peri-Thethyan Rift/Wrench Bassins and Passive Margins (Ziegler, P.A., Cavazza, W., Robertson, A.H.F. and Crasquin-Soleau, S., Eds.). Mémoires du muséum national d'histoire naturelle, Paris, 186: 145-186.
- Sanders, C.A.E., Fullarton, L. et Calvert, S., 2003. Modelling fracture systems in extensional crystalline basement. Geological Society, London, Special Publications, 214(1): 221-236.

- Sanderson, D.J. et Zhang, X., 1999. Critical stress localization of flow associated with deformation of wellfractured rock masses, with implications for mineral deposits. Geological Society, London, Special Publications, 155(1): 69-81.
- Sanjuan, B., Pinault, J.-L., Rose, P., Gerard, A., Brach, M., Braibant, G., Crouzet, C., Foucher, J.-C., Gautier, A. et Touzelet, S., 2006. Tracer testing of the geothermal heat exchanger at Soultz-sous-Forêts (France) between 2000 and 2005. Geothermics, 35(5-6): 622-653.
- Sanjuan, B., Millot, R., Dezayes, C. et Brach, M., 2010. Main characteristics of the deep geothermal brine (5 km) at Soultz-sous-Forêts (France) determined using geochemical and tracer test data. Comptes Rendus Geoscience, 342(7-8): 546-559.
- Sausse, J., 2002. Hydromechanical properties and alteration of natural fracture surfaces in the Soultz granite (Bas-Rhin, france). Tectonophysics, 348: 169-185.
- Sausse, J. et Genter, A., 2005. Types of permeable fractures in granite. Geological Society, London, Special Publications, 240(1): 1-14.
- Sausse, J., Genter, A., Leroy, J.-L. et Lespinasse, M., 1998. Description et quantification des altérations filonniennes : paléoécoulements fluides dans le granite de Soultz-sous-Forêts (Bas-Rhin, France). Bulletin de la Société Géologique de France, 169(5): 655-664.
- Sausse, J., Jacquot, E., Fritz, B., Leroy, J. et Lespinasse, M., 2001. Evolution of crack permeability during fluidrock interaction. Example of the Brézouard granite (Vosges, France). Tectonophysics, 336(1-4): 199-214.
- Sausse, J., Fourar, M. et Genter, A., 2006. Permeability and alteration within the Soultz granite inferred from geophysical and flow log analysis. Geothermics, 35(5-6): 544-560.
- Sausse, J., Dezayes, C. et Genter, A., 2007. From geological interpretation and 3D modelling to the characterization of the deep seated EGS reservoir of Soultz (France). Proceedings of the European Geothermal Congress 2007, Unterhaching, Germany, 30 May-1 June 2007: pp. 7.
- Sausse, J., Dezayes, C., Dorbath, L., Genter, A. et Place, J., 2010. 3D model of fracture zones at Soultz-sous-Forêts based on geological data, image logs, induced microseismicity and vertical seismic profiles. Comptes Rendus Geoscience, 342(7-8): 531-545.
- Savage, D., Cave, M.R., Milodowski, A.E. et George, I., 1987. Hydrothermal alteration of granite by meteoric fluid: an example from the Carnmenellis Granite, United Kingdom. Contributions to Mineralogy and Petrology, 96(3): 391-405.
- Schettino, A. et Scotese, C.R., 2002. Global kinematic constraints to the tectonic history of the Mediterranean region and surrounding areas during the Jurassic and Cretaceous. Journal of the Virtual Explorer, 8: pp. 23.
- Schilt, F.S., Kaufman, S. et Long, G.H., 1981. A three-dimensional study of seismic diffraction patterns from deep basement sources. Geophysics, 46: 1673-1683.
- Schindler, A., Jurado, M.-J. et Müller, B., 1998. Stress orientation and tectonic regime in the northwestern Valencia Trough from borehole data. Tectonophysics, 300(1-4): 63-77.
- Schindler, M., Nami, P., Schellschmidt, R., Teza, D. et Tischner, T., 2008. Correlation of hydraulic and seismic observations during stimulation experiments in the 5 km deep crystalline reservoir at Soultz. Proceedings of the EHDRA Scientific Conference, Soultz-sous-Forêts, France, 24-25 September: pp. 8.
- Schleicher, A., 2005. Clay mineral formation and fluid-rock interaction in fractured crystalline rocks of the Rhine rift system: Case studies from the Soultz-sous-Forêts granite (France) and the Schauenburg Fault (Germany). Thèse de l'université de Heidelberg: pp. 114.
- Schmid, S.M., Bernoulli, D., Fügenschuh, B., Matenco, L., Schefer, S., Schuster, R., Tischler, M. et Ustaszewski, K., 2008. The Alpine-Carpathian-Dinaridic orogenic system: Correlation and evolution of tectonic units. Swiss Journal of Geosciences, 101(1): 139-183.

- Schnaebele, R., Haas, J.-O. et Hoffmann, C.-R., 1948. Monographie géologique du champ pétrolifère de Péchelbronn. Mémoires du service de la carte géologique d'Alsace et de Lorraine. Université de Strasbourg, Service de la carte géologique d'Alsace et de Lorraine, France: pp. 254.
- Scholz, C.H., 1987. Wear and gouge formation in brittle faulting. Geology, 15: 493-495.
- Schulmann, K., Jezek, J. et Venera, Z., 1997. Perpendicular linear fabrics in granite: markers of combined simple shear and pure shear flows? In: Bouchez J.L., et al. (eds) Granite: from segregation of melt to emplacement fabrics. Kluwer Academic Publisher, Dordrecht: 159-176.
- Schulz, S.E. et Evans, J.P., 1998. Spatial variability in microscopic deformation and composition of the Punchbowl fault, southern California: Implications for mechanisms, fluid-rock interaction, and fault morphology. Tectonophysics, 295(1-2): 223-244.
- Schulz, S.E. et Evans, J.P., 2000. Mesoscopic structure of the Punchbowl Fault, Southern California and the geologic and geophysical structure of active strike-slip faults. Journal of Structural Geology, 22(7): 913-930.
- Schumacher, M.E., 2002. Upper Rhine Graben: Role of preexisting structures during rift evolution. Tectonics, 21(1): pp. 17.
- Schutter, S.R., 2003a. Hydrocarbon occurrence and exploration in and around igneous rocks. Geological Society, London, Special Publications, 214(1): 7-33.
- Schutter, S.R., 2003b. Occurrences of hydrocarbons in and around igneous rocks. Geological Society, London, Special Publications, 214(1): 35-68.
- Seeburger, D.A. et Zoback, M.D., 1982. The distribution of natural fractures and joints at depth in crystalline rock. Journal of Geophysical Research, 87(B7): 5517-5534.
- Séranne, M., 1999. The Gulf of Lion continental margin (NW Mediterranean) revisited by IBS: an overview. Geological Society, London, Special Publications, 156(15-36).
- Serbutoviez, S., Laurent, J., Meynier, P. et Gehant, D., 1997. High resolution imaging in sub-horizontal well using a single well high frequency seismic system. SEG Technical Program Expanded Abstracts, 16(1): 305-308.
- Seront, B., Wong, T.-F., Caine, J.S., Forster, C.B., Bruhn, R.L. et Fredrich, J.T., 1998. Laboratory characterization of hydromechanical properties of a seismogenic normal fault system. Journal of Structural Geology, 20(7): 865-881.
- Sheppard, S.M.F. et Schwartz, H.P., 1970. Fractionation of carbon and oxygen isotopes and magnesium between coexisting metamorphic calcite and dolomite. Contributions to Mineralogy and Petrology, 26: 161-198.
- Sibson, R.H., 1977. Fault rocks and fault mechanisms. Journal of Geological Society, London 133: 191-213.
- Sibson, R.H., 1986. Brecciation processes in fault zones: Inferences from earthquake rupturing. Pure and Applied Geophysics, 124(1/2): 159-175.
- Sibson, R.H., 1992. Implications of fault-valve behaviour for rupture nucleation and recurrence. Tectonophysics, 211(1-4): 283-293.
- Sibson, R.H., 1996. Structural permeability of fluid-driven fault-fracture meshes. Journal of Structural Geology, 18(8): 1031-1042.
- Sibson, R.H., 2000. Fluid involvement in normal faulting. Journal of Geodynamics, 29(3-5): 469-499.
- Simo, A., 1986. Carbonate platform depositional sequences, upper Cretaceous, South-central Pyrenees (Spain). Tectonophysics, 129: 205-231.
- Sissingh, W., 1998. Comparative Tertiary stratigraphy of the Rhine Graben, Bresse Graben and Molasse Basin: correlation of Alpine foreland events. Tectonophysics, 300(1-4): 249-284.
- Sissingh, W., 2003. Tertiary paleogeographic and tectonostratigraphic evolution of the Renish Triple Junction.

Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 309(1): 1-35.

- Sittler, C., 1974. Sous-sol et ressources pétrolières en Basse Alsace. Aspect géologique et bilan de deux siècles et demi de recherches et d'exploitations. Saisons d'Alsace, 52: 31-62.
- Sittler, C., 1985. Les hydrocarbures d'Alsace dans le contexte historique et géodynamique du fossé Rhénan. Bulletin des Centres de Recherches Elf Exploration Production, 9(2): 335-371.
- Sizaret, S., Branquet, Y., Gloaguen, E., Chauvet, A., Barbanson, L., Arbaret, L. et Chen, Y., 2009. Estimating the local paleo-fluid flow velocity: New textural method and application to metasomatism. Earth and Planetary Science Letters, 280(1-4): 71-82.
- Smith, M.P., Savary, V., Yardley, B.W.D., Valley, J.W., Royer, J.J. et Dubois, M., 1998. The evolution of the deep flow regime at Soultz-sous-Forêts, Rhine Graben, eastern France: Evidence from a composite quartz vein. Journal of Geophysical Research, 103(B11): 27223-27237.
- Smithson, S.B., Wenzel, F., Ganchin, Y.V. et Morozov, I.B., 2000. Seismic results at Kola and KTB deep scientific boreholes: velocities, reflections, fluids, and crustal composition. Tectonophysics, 329(1-4): 301-317.
- Solé, J., Cosca, M., Sharp, Z. et Enrique, P., 2002. 40Ar/39Ar Geochronology and stable isotope geochemistry of Late-Hercynian intrusions from north-eastern Iberia with implications for argon loss in K-feldspar. International Journal of Earth Sciences, 91(5): 865-881.
- Soma, N., Niitsuma, H. et Baria, R., 1997. Estimation of Deeper Structure at the Soultz Hot Dry Rock Field by Means of Reflection Method Using 3C AE as Wave Source. Pure and Applied Geophysics, 150: 661-676.
- Soma, N., Niitsuma, H. et Baria, R. 2007. Reflection imaging of deep reservoir structure based on three-dimensional hodogram analysis of multicomponent microseismic waveforms. Journal of Geophysical Research, 112(B11303): pp. 14.
- Souriau, A. et Pauchet, H., 1998. A new synthesis of Pyrenean seismicity and its tectonic implications. Tectonophysics, 290(3-4): 221-244.
- Spencer, C., Thurlow, G., Wright, J., White, D., Carroll, P., Milkereit, B. et Reed, L., 1993. A vibroseis reflection seismic survey at the Buchans Mine in central Newfoundland. Geophysics, 58(1): 154-166.
- Srivastava, S., Roest, W.R., Kovacs, L.C., Schouten, H. et Klitgord, K., 1990. Iberian plate kinematics: A jumping plate boundary between Eurasia and Africa. Nature, 344: 756-759.
- Stampfli, G.M., Borel, G.D., Marchant, R. et Mosar, J., 2002. Western Alps geological constraints on western Tethyan reconstructions. Journal of the Virtual Explorer, 7: 75-104.
- Stan-Kleczek, I., 2008. The role of seismic methods in investigation of rock mass. Acta Geophysica, 56(4): 1065-1073.
- Steiner, C., Hobson, A., Favre, P., Stampfli, G.M. et Hernandez, J., 1998. Mesozoic sequence of Fuerteventura (Canary Islands): Witness of Early Jurassic sea-floor spreading in the central Atlantic. Geological Society of America Bulletin, 110(10): 1304-1317.
- Stephenson, B.J., Koopman, A., Hillgartner, H., McQuillan, H., Bourne, S., Noad, J.J. et Rawnsley, K., 2007. Structural and stratigraphic controls on fold-related fracturing in the Zagros Mountains, Iran: implications for reservoir development. Geological Society, London, Special Publications, 270(1): 1-21.
- Stewart, R.R., Gaiser, J.E., Brown, R.J. et Lawton, D.C., 2002. Converted-wave seismic exploration: Methods. Geophysics, 67(5): 1348-1363.
- Stewart, R.R., Gaiser, J.E., Brown, R.J. et Lawton, D.C., 2003. Converted-wave seismic exploration: Applications. Geophysics, 68(1): 40-57.
- Stierman, D.J. et Healy, J.H., 1985. A study of the depth of weathering and its relationship to the mechanical properties of near-surface rocks in the Mojave Desert. Pure and Applied Geophysics, 122: 425-439.
- Stussi, J.M., Cheilletz, A., Royer, J.J., Chèvremont, P. et Féraud, G., 2002. The hidden monzogranite of Soultz-

sous-Forêts (Rhine Graben, France). Mineralogy, petrology and genesis. Géologie de la France, 1: 45-64.

- Subías, I. et Fernández-Nieto, C., 1995. Hydrothermal events in the Valle de Tena (Spanish Western Pyrenees) as evidenced by fluid inclusions and trace-element distribution from fluorite deposits. Chemical Geology, 124(3-4): 267-282.
- Surma, F., 2003. Détermination de la porosité des zones endommagées autour des failles et rôle de l'état du matériau sur les propriétés d'échange fluides-roches : minéralogie, structures de porosité, caracté-ristiques mécaniques. Thèse de l'Université de Strasbourg, France: pp. 321.
- Synthèse Géologique et Géophysique des Pyrénées, 1996a. Dynamique régionale du Stéphanien au Trias. Synthèse Géologique et Géophysique des Pyrénées, éditée par A. Barnolas and J. C. Chiron, BRGM, Orléans, France: 355-357.
- Synthèse Géologique et Géophysique des Pyrénées, 1996b. Le cycle hercynien dans les Pyrénées. Réflexions géodynamiques finales. Synthèse Géologique et Géophysique des Pyrénées, éditée par A. Barnolas and J. C. Chiron, BRGM, Orléans, France: 680-693.
- Takahashi, T., Imayoshi, T., Ishikawa, H. et Takeda, T., 2001. Borehole seismic characterisation of a heterogeneous rock. International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences, 38: 851-857.
- Tan, T.H. 1977. Scattering of plane, elastic waves by a plane crack of finite width. Applied Scientific Research, 33: 75-88.
- Tanaka, H., Fujimoto, K., Ohtani, T. and Ito, H., 2001. Structural and chemical characterization of shear zones in the freshly activated Nojima fault, Awaji Island, southwest Japan. Journal of Geophysical Research B: Solid Earth, 106(B5): 8789-8810.
- Tarasewicz, J.P.T., Woodcock, N.H. et Dickson, J.A.D., 2005. Carbonate dilation breccias: Examples from the damage zone to the Dent Fault, northwest England. Bulletin of the Geological Society of America, 117(5-6): 736-745.
- Tassone, A., Roca, E., Muñoz, J.A., Cabrera, L. et Canals, M., 1994. Evolución del sector septentrional del margen catalán durante el Cenozoico. Acta Geologica Hispanica, 29(2-4): 3-37.
- Taylor, G.G., 1989. The point of P-S mode-converted reflection: an exact determination. Geophysics, 54(8): 1060-1063.
- Teng, Y. et Koike, T., 2007. Three-dimensional imaging of a geothermal system using temperature and geological models derived from a well-log dataset. Geothermics, 36: 518-538.
- Tenzer, H., Schanz, U. et Homeier, G., 1999. Development and characterisation of a HDR heat exchanger at the HDR test site at Soultz-sous-Forêts: Flow logs, joint systems and hydraulic active fractures. Proceedings of European Geothermal Conference, Basel, sept. 28-30, 2: 99-107.
- Tillard, S., 1994. Radar experiments in isotropic and anisotropic geological formations (granite and schists). Geophysical Prospecting, 42(6): 615-636.
- Tirén, S.A., Askling, P. et Wänstedt, S., 1999. Geologic site characterization for deep nuclear waste disposal in fractured rock based on 3D data visualization. Engineering Geology, 52: 319-346.
- Toksöz, N.M. et Li, Y., 1996. Seismic imaging of fractures in geothermal reservoirs. Energy Conversion Engineering Conference, 1996. IECEC 96. Proceedings of the 31st Intersociety, 3: 1647-1652.
- Total, 1987. Concession de Péchelbronn, permis de Haguenau. Synthèse sismique, géologique et structurale, appréciation des prospects. Rapport Interne Total, mars 1987: pp. 51.
- Toublanc, A., Renaud, S., Sylte, J.E., Clausen, C.K., Eiben, T. et Nadland, G., 2005. Ekofisk Field: fracture permeability evaluation and implementation in the flow model. Petroleum Geoscience, 11(4): 321-330.
- Traineau, H., Genter, A., Cautru, J.P., Fabriol, H. et Chevremont, P., 1991. Petrography of the granite massif from drill cutting analysis and well log interpretation in the geothermal HDR borehole GPK1

(Soultz, Alsace, France). Geothermal Science and Technology, 3(1-4): 1-29.

- Travé, A. et Calvet, F., 2001. Syn-rift geofluids in fractures related to the early-middle Miocene evolution of the Vallès-Penedès half-graben (NE Spain). Tectonophysics, 336(1-4): 101-120.
- Travé, A., Calvet, F., Soler, A. et Labaume, P., 1998. Fracturing and fluid migration during Palaeogene compression and Neogene extension in the Catalan Coastal Ranges, Spain. Sedimentology, 45(6): 1063-1082.
- Travé, A., Roca, E., Playà , E., Parcerisa, D., Gómez-Gras, D. et Martín-Martín, J.D., 2009. Migration of Mn-rich fluids through normal faults and fine-grained terrigenous sediments during early development of the Neogene Vallès-Penedès half-graben (NE Spain). Geofluids, 9(4): 303-320.
- Tripp, G.I. et Vearncombe, J.R., 2004. Fault/fracture density and mineralization: a contouring method for targeting in gold exploration. Journal of Structural Geology, 26: 1087-1108.
- Trorey, A.W., 1977. Diffractions for arbitrary source-receiver locations. Geophysics, 42: 1177-1182.
- Valley, B., 2007. The relation between natural fracturing and stress heterogeneities in deep-seated crystalline rocks at Soultz-sous-Forêts (France). Thèse de l'Institut Fédéral Suisse de Technologie (ETH), Zurich, Suisse: pp. 297.
- Van der Hijden, J.H.M.T. et Neerhoff, F.L., 1983. Scattering and P-SV conversion of elastic waves by a plane crack of finite width. In IEEE (ed.), Ultrasonics symposium: 931-936.
- Vendeville, B., 1987. Champs de failles et tectonique en extension : modélisation expérimentale. Thèse de l'Université de Rennes, France: pp. 372.
- Vergés, J., Fernàndez, M. et Martìnez, A., 2002. The Pyrenean orogen: pre-, syn-, and post-collisional evolution. Journal of the Virtual Explorer, 8: pp. 19.
- Vernik, L. et Nur, A., 1992. Petrophysical analysis of the Cajon Pass scientific well: implications for fluid flow and seismic studies in the continental crust. Journal of Geophysical Research, 97(B4): 5121-5134.
- Vijaya Raghava, M.S., Jawahar, G. et Sherbakova, T.V., 1977. Ultrasonic profiling investigation on some fresh and weathered granites of Hyderabad, India. Geophysical Prospecting, 25(4): 768-779.
- Villemin, T. et Bergerat, F., 1987. L'évolution structurale du fossé Rhénan au cours du Cénozoique : un bilan de la déformation et des effets thermiques de l'extension. Bulletin de la Société Géologique de France 3: 245-256.
- Virgili, C., 1958. El triásico de los Catalánides. Boletín del Instituto Geológico y Minero de España, 69: pp. 856.
- Virgili, C., Paquet, H. et Millot, G., 1974. Alteration du soubassement de la couverture permo-triasique en Espagne. Bulletin du Groupe français de Argiles, XXVI: 277-285.
- Virieux, J., 1986. P-SV wave propagation in heterogeneous media: velocity stress finite difference method. Geophysics, 51: 889-901.
- Walsh, J.B. et Brace, W.F., 1984. The effect of pressure on porosity and the transport properties of rocks. Journal of Geophysical Research, 89: 9425-9431.
- Watanabe, K. et Takahashi, H., 1995. Fractal geometry characterization of geothermal reservoir fracture networks. Journal of Geophysical Research, 100(B1): 521-528.
- Weidler, R., Gérard, A., Baria, R., Baumgaertner, J. et Jung, R., 2002. Hydraulic and micro-seismic results of a massive stimulation test at 5 km depth at the European Hot-Dry-Rock test site Soultz, France. Twenty-seventh Workshop on Geothermal Reservoir Engineering, Stanford University, USA: 95-100.
- Wennberg, O.P., Azizzadeh, M., Aqrawi, A.A.M., Blanc, E., Brockbank, P., Lyslo, K.B., Pickard, N., Salem, L.D. et Svana, T., 2007. The Khaviz Anticline: an outcrop analogue to giant fractured Asmari Formation reservoirs in SW Iran. Geological Society, London, Special Publications, 270(1): 23-42.

Westbrook, G.K., Chand, S., Rossi, G., Long, C., Bünz, S., Camerlenghi, A., Carcione, J.M., Dean, S., Foucher,

J.P., Flueh, E., Gei, D., Haacke, R.R., Madrussani, G., Mienert, J., Minshull, T.A., Nouzé, H., Peacock, S., Reston, T.J., Vanneste, M. et Zillmer, M., 2008. Estimation of gas hydrate concentration from multi-component seismic data at sites on the continental margins of NW Svalbard and the Storegga region of Norway. Marine and Petroleum Geology, 25(8): 744-758.

- Whelan, J.F., Paces, J.B. et Peterman, Z.E., 2002. Physical and stable-isotope evidence for formation of secondary calcite and silica in the unsaturated zone, Yucca Mountain, Nevada. Applied Geochemistry, 17(6): 735-750.
- Wickert, F., Altherr, R. et Deutsch, M., 1990. Polyphase Variscan tectonics and metamorphism along a segment of the Saxothuringian-Moldanubian boundary: the Baden-Baden Zone, northern Black Forest (F.R.G.). International Journal of Earth Sciences, 79(3): 627-647.
- Wilhelm, H., Rabbel, W., Lüschen, E., Li, Y.-D. et Bried, M., 1994. Hydrological aspects of geophysical borehole measurements in crystalline rocks of the Black Forest. Journal of Hydrology, 157: 325-347.
- Wilson, M., Neumann, E.-R., Davies, G.R., Timmerman, M.J., Heeremans, M. et Larsen, B.T., 2004. Permo-Carboniferous magmatism and rifting in Europe: introduction. Geological Society, London, Special Publications, 223: 1-10.
- Wintsch, R.P., Christoffersen, R. et Kronenberg, A.K., 1995. Fluid-rock reaction weakening of fault zones. Journal of Geophysical Research, 100(B7): 13021-13032.
- Withjack, M.O. et Callaway, S., 2000. Active normal faulting beneath a salt layer: an experimental study of deformation patterns in the cover sequence. AAPG Bulletin, 84: 627-651.
- Woodcock, N.H., Dickson, J.A.D. et Tarasewicz, J.P.T., 2007. Transient permeability and reseal hardening in fault zones: evidence from dilation breccia textures. Geological Society, London, Special Publications, 270(1): 43-53.
- Wu, R. et Aki, K., 1985. Scattering characteristics of elastic waves by an elastic heterogeneity, Geophysics, 50: 582-595.
- Xiaomin, Z., Li, Y. et Doherty, F., 2006. Imaging of steep salt face and surrounding sediments using vertical seismic profile (VSP) converted waves. SEG Technical Program Expanded Abstracts, 25: 2956-2960.
- Yale, D.P., 2003. Fault and stress magnitude controls on variations in the orientation of in situ stress. Geological Society, London, Special Publications, 209(1): 55-64.
- Yilmaz, O., 1987. Seismic Data Processing. Ed. Society of Exploration Geophysicists.
- Zhang, Q., Jull, E.V. et Yedlin, M.J., 1990. Acoustic pulse diffraction by step discontinuities on a plane. Geophysics, 55: 749-756.
- Zhao, G. et Johnson, A.M., 1992. Sequence of deformations recorded in joints and faults, Arches National Park, Utah. Journal of Structural Geology, 14(2): 225-236.
- Zhao, Y., Wang, C., Chen, Y., Guo, H., Jin, H., Ren, H. et Lu, J., 1997. Mining application of seismic tomography and its geological interpretation. Scientia Geologica Sinica, 32(1).
- Zhong, J., Aydina, A. et McGuinness, D.L., 2009. Ontology of fractures. Journal of Structural Geology, 31: 251-259.
- Ziegler, P.A., 1986. Geodynamic model for the Palaeozoic crustal consolidation of Western and Central Europe. Tectonophysics, 126(2-4): 303-328.
- Ziegler, P.A., 1992. European Cenozoic rift system. Tectonophysics, 208(1-3): 91-111.
- Ziegler, P.A., Schumacher, M.E., Dèzes, P., Van Wees, J.-D. et Cloetingh, S., 2006. Post-Variscan evolution of the lithosphere in the area of the European Cenozoic Rift System. Geological Society, London, Memoirs, 32: 97-112.
- Zillmer, M. et Kashtan, B.M., 2002. Traveltime approximation for a reflected wave in a homogeneous anisotropic elastic layer. Geophysical Journal International, 151(1): 172-183.

- Zillmer, M., Gajewski, D. et Kashtan, B.M., 1997. Reflection coefficients for weak anisotropic media. Geophysical Journal International, 129(2): 389-398.
- Zillmer, M., Gajewski, D. et Kashtan, B.M., 1998. Anisotropic reflection coefficients for a weak-contrast interface. Geophysical Journal International, 132(1): 159-166.
- Zillmer, M., Müller, G. et Stiller, M., 2002. Seismic reflections from the crystalline crust below the Continental Deep Drilling Site KTB: Modeling and inference on reflector properties. Journal of Geophysical Research, 107: pp. 15.
- Zou, D.H. et Wu, Y.K., 2001. Investigation of blast-induced fracture in rock mass using reversed vertical seismic profiling. Journal of Applied Geophysics, 48(3): 153-162.

# Annexe 1



Principaux événements tectoniques des deux régions étudiées.

# Annexe 2

# Rapport d'acquisition de la campagne

## de VSP de 2007 à Soultz-sous-Forêts

Juin 2008

Joachim Place, EOST

Le présent rapport vient en complément des rapports des prestataires impliqués dans la campagne de mesure. Il s'agit ici de rendre compte de la préparation de l'acquisition puis de son déroulement quotidien, afin de présenter les aspects administratifs et organisationnels particuliers dans ce type d'opérations. Ce compte-rendu propose également un bilan critique de l'acquisition, afin de mettre en valeur ses réussites et ses points faibles, de manière à servir de base constructive pour une autre campagne de ce type.

# Démarches administratives

La préparation de l'acquisition, à savoir l'identification des cibles géologiques (failles N-S, mais aussi structures N040-060° éventuelles, dont la présence potentielle a peut être été sous estimée), la définition d'une géométrie d'acquisition adaptée aux objectifs, le repérage sur le terrain de sites pour les camions vibrateurs et les demandes d'autorisations inhérentes à ce type de travaux sont la base de l'acquisition. Seuls les travaux de surface (vibrations) nécessitent des démarches administratives de permittage. Par ailleurs, un niveau d'exigence élevé a été fixé concernant le respect de l'espace public, des habitants et exploitants de la région : il s'agissait de prouver qu'une acquisition très complète sur le plan scientifique pouvait être réalisée avec un impact très faible, et d'éviter des plaintes qui auraient pu être très préjudiciables s'il avait fallu interrompre l'acquisition avant son terme. La démarche s'est donc organisée suivant les étapes détaillées ci-après, en collaboration avec le GEIE « Exploitation Minière de la Chaleur ».

#### Identification des cibles géologiques

En VSP, il est possible d'imager des interfaces pentées par réflexions d'ondes descendantes. La position de l'outil étant contrainte par la trajectoire du puits, il faut se reporter sur des variations de la position de la source pour obtenir une géométrie intéressante. Les failles actuellement de forte conductivité hydraulique sont orientées approximativement N-S, avec un pendage assez élevé (60-70°). De plus, des directions structurales hercyniennes dans la région sont orientées N030°E à N060°E, ce qui constitue une seconde cible d'investigation, d'autant que ce type de structures pourrait jouer un rôle de relais hydraulique entre les failles N-S. Il a donc été préliminairement choisi de positionner davantage de sources dans un azimut WNW-ESE, c'est-à-dire dans une direction quasiment orthogonale aux cibles, afin d'augmenter les chances d'enregistrer des signaux liés à ces failles et de réduire les incertitudes sur leur géométrie par multiplication des profils. La durée prévue de l'acquisition étant d'environ 1 mois, un total d'environ 25 sites a été considéré pour lancer les démarches administratives (carte de positions des sources, rédaction et publication d'appels d'offre).

#### **Repérage des positions de sources**

L'étape qui suit a consisté à prospecter les environs de chacune de ces 25 zones d'intérêt pour trouver des emplacements où positionner les camions vibrateurs. Les critères fixés pour retenir un site étaient multiples. Bien que ne travaillant pas la nuit comme le font parfois les contracteurs lors des acquisitions industrielles, un critère prioritaire a été de respecter un éloignement significatif de tout bâtiment (habité ou non) de 200 m au minimum afin de limiter les vibrations ressenties ainsi que les nuisances acoustiques. De plus un éloignement de toute installation sensible (câbles électriques aériens ou enterrés, canalisations, ouvrage d'art, talus...) a limité les choix. L'accessibilité au site constituait une contrainte supplémentaire, car en suivant les deux critères précédents, les sites retenus étaient situés dans des zones agricoles ou des forêts, desservies par des voies étroites et dont la praticabilité dépend des conditions météorologiques. Or, les camions vibrateurs qui allaient être utilisés ont été conçus pour les routes nord américaines, bien souvent rectilignes, et sont donc inadaptés aux chemins boueux, orniérés et en pente comme on en rencontre parfois dans la campagne Soultzienne... Aussi leur grand rayon de braquage était handicapant. Enfin, lorsqu'une zone respectait ces critères, il fallait trouver un emplacement où positionner le camion sans gêne pour les autres usagers des routes et chemins, et présentant un sol suffisamment compétent pour assurer un bon couplage de la plaque vibrante et une bonne transmission de l'énergie.

Face à la réalité du terrain, il a été difficile de trouver des emplacements à proximité des points initialement prévus (cf. § Identification des cibles géologiques). Néanmoins un total de 45 sites répartis de façon assez homogène a été retenu pour être soumis aux démarches administratives, sachant que nombre d'entre eux seraient éliminés suite aux réponses aux Demandes de Renseignements (voir ci-dessous).

#### Listage des communes concernées

Afin d'entreprendre les démarches administratives, il a été nécessaire de dresser la liste des communes sur le territoire desquelles les emplacements ont été repérés. Les 21 mairies concernées ont été informées des travaux à venir, et la liste des exploitants à qui revient la gestion d'installations aériennes, souterraines et subaquatiques a été dressée.

#### Listage des exploitants concernés et Demandes de Renseignements

La loi française impose des études préalables à tous travaux qui consistent en une DR (Demande de Renseignements, formulée par le maître d'ouvrage) et DICT (Déclaration d'Intention de Commencements de Travaux, formulée par les exécutants) (JO n° 262 du 9 nov 1991) adressées à l'ensemble des exploitants présents sur les territoires des communes concernées. L'utilisation d'engins vibrants entre dans le cadre de "travaux", ces démarches ont donc été entreprises.

L'analyse des réponses des mairies a abouti au recensement d'une vingtaine d'exploitants à contacter (Electricité de Strasbourg, réseaux d'éclairage public, Gaz de France, GRTgaz, France Télécom, syndicats des eaux et réseaux d'assainissement, réseaux câblés et réseaux de téléphonie mobile, l'armée en raison de la présence de la ligne Maginot, etc...). Une carte de localisation des sites a été élaborée. La soumission des 45 sites a été effectuée fin 2006 par DR auprès de ces exploitants.

#### Déclaration d'Intention de Commencements de Travaux

A la réception des résultats des DR, les avis des différents exploitants ont été rassemblés pour chaque site. Quelques dépassements du délai légal de réponse à la DR ont été observés, mais ce phénomène ayant été pris en compte dans le calendrier prévisionnel, cela n'a pas été préjudiciable.

Certains emplacements ont été abandonnés, d'autres ont été légèrement déplacés. Après une nouvelle prospection, certains nouveaux sites ont été soumis directement par DICT aux concessionnaires en même temps que les autres sites, pour un total de 41 emplacements (comme pour la DR, certains de ces sites étaient suffisamment vastes ou subdivisés en plusieurs emplacements relativement proches pour offrir un large choix de positionnement du camion).

Le traitement des réponses à cette DICT a ensuite été assuré en "flux tendu" jusqu'au dernier jour d'acquisition, afin de valider ou non la mise en place d'un camion vibrateur sur un site.

Aussi une réunion d'information et de concertation a été organisée par le GEIE avec la Chambre d'Agriculture, les présidents des Associations Foncières (bien souvent les maires des communes), et quelques exploitants agricoles. Cette réunion s'est révélée très bénéfique pour chacune des parties, sur le plan relationnel et pour récolter des informations sur des emplacements potentiels de camions vibrateurs.

#### **Circulation des engins vibrants**

D'autres formalités ont été engagées de manière à estimer la conformité des camions vibrateurs envers la loi française, en particulier vis-à-vis du code de la route. Des renseignements ont été pris auprès de la gendarmerie locale, de la Préfecture du Bas Rhin (service de la circulation), de la Direction Départementale de l'Equipement et de la Direction Régionale de l'Industrie, de la Recherche et de l'Environnement (DRIRE). De nombreux points semblaient en effet potentiellement problématiques, tels que l'existence d'un "certificat constructeur", les dimensions des camions, leur poids, le nombre d'essieux, l'efficacité du freinage, la visibilité directe et par rétroviseurs, le transport de matières dangereuses (présence d'un réservoir d'huile hydraulique et d'un réservoir de fuel pour le système vibrant), la non immatriculation des engins à la date des démarches... Heureusement, à quelques centimètres près en largeur, les dimensions des engins étaient sous le seuil des convois exceptionnels. Pour les autres points également les camions restaient dans les limites normales, ce qui a permis d'éviter un test sur banc d'essai des véhicules qui aurait sérieusement compromis la campagne.

Certaines voies desservant les emplacements retenus sont restreintes à la circulation des engins agricoles, forestiers ou de riverains. Il a donc fallu demander auprès de chaque autorité compétente une autorisation de circuler pour les camions vibreurs ainsi que pour les véhicules d'assistance aux camions (vois plus loin).

#### **Emissions radio**

Le déclenchement des sources se faisant par ondes radio depuis l'enregistreur, le GEIE a effectué les démarches nécessaires afin de s'assurer que les émissions soient effectuées dans des bandes de fréquences autorisées.

#### **Prévention des dégâts**

Une entreprise de terrassement a été contractée pour se tenir à disposition pendant toute la durée de l'acquisition. L'objet de ce contrat était la réparation rapide d'éventuels dégâts sur les chemins de terre par circulation ou vibration des camions. Un stock de remblai et le matériel nécessaire à la réfection de talus était donc disponible à tout moment.

#### **Préparation des puits**

Il est intéressant de profiter de la présence sur le site de Soultz-sous-Forêts d'outils de VSP pour entreprendre une écoute passive de bruits d'écoulement pendant ou juste après injection dans les puits. Ceci peut se faire en disposant un outil à 3 composantes en profondeur pour mesurer l'orientation d'ondes générées par des zones de flux turbulent. La répétition de ces mesures toutes les nuits à une profondeur différente peut permettre de localiser quelques chemins de circulations de fluides. La méthode offre l'avantage de compléter la sismique active réalisée en journée, et implique le refroidissement des formations proches des puits ce qui est bénéfique pour les outils. Malgré ces attraits, ces mesures sont difficiles à mettre en place car elles requièrent l'emploi d'un système d'étanchéité sur chaque tête de puits, tout en permettant au câble de coulisser (« raiser »). Ceci est donc gênant pour tout retrait ou installation d'outil dans le puits. De plus, la mise sous pression des circuits en surface crée des risques pour le personnel travaillant sur la plateforme à la manœuvre des câbles et à l'enregistrement.

Face à ces inconvénients, la solution la plus simple a été retenue : l'acquisition fut réalisée en puits ouverts, c'est-à-dire sans système d'étanchéité. Aucune écoute passive n'a été réalisée. La semaine qui a précédé le début de l'acquisition a donc été consacrée à l'injection d'eau froide afin de refroidir sensiblement les puits. Ensuite les puits ont été tués par injection d'eau salée. Ainsi au début de l'acquisition le rabattement observé dans les puits était d'environ 160 m, et aucune variation n'a été mesurée lors des surveillances hebdomadaires.

## Moyens matériels et humains mis en œuvre

Un schéma synthétique de l'organisation des intervenants lors de l'acquisition est proposé sur la figure 1. En général, ce type d'acquisition est pris en charge intégralement (permittage, mesures, traitements, interprétation préliminaire...) par les contracteurs, mais pour cette campagne les réponses aux appels d'offres étaient peu satisfaisantes soit sur le plan matériel, soit sur le plan du traitement. Dans tous les cas seulement 4 ou 5 profils pouvaient être réalisés pour l'enveloppe budgétaire prévue. C'est pourquoi il a été décidé de composer une équipe d'acquisition cosmopolite et plus rentable en termes de nombre de profils pour un budget équivalent (entre 40 et 80 profils initialement prévus).

Dans cette configuration, l'acquisition était sous la responsabilité du GEIE, représenté par son directeur technique, Gérard Krall, et sous la veille scientifique de André Gérard, son superviseur scientifique. Les opérations de terrain, notamment la mise en fonctionnement du matériel et la définition des paramètres d'acquisition ont été supervisées par Charles Naville de l'IFP. Matériels et intervenants sont présentés ci-après.



Fig. 1 : Représentation schématique de l'organisation de la campagne d'acquisition de VSP en 2007 à Soultz-sous-Forêts.

## **Camions vibrateurs et enregistreur**

La société Landtech a été retenue pour fournir les sources sismiques et le système d'acquisition. Son matériel se compose d'un système d'acquisition (enregistreur Bison et matériel connexe) et de deux camions vibrateurs puissants (Litton LRS 409, 10 000 lbs peak force, 50000 livres, pilotés par Pelton V, Fig. 2) permettant de délivrer beaucoup d'énergie et ainsi de réduire le nombre de stacks pour chaque position d'outil. Ce matériel était manipulé par Christos Scarpelos, chauffeur-mécanicien et Andreas Sotiriou, ingénieur d'acquisition.



Fig. 2 : Camion vibrateur Litton LRS 409, ici en manœuvre à proximité du point D1 (sa plaque est remontée).

Les sweeps générés par les camions duraient 16 secondes, avec un délai de 0,3 s pour obtenir l'amplitude maximale ("taper"). Seules les vibrations de basse fréquence peuvent être émises à amplitude maximale car à haute fréquence, le remplissage des pistons hydrauliques ne peut être que partiel. Les enregistrements ont été réalisés avec un pas d'échantillonnage de 2 ms ; la durée

obtenue après corrélation est de 3 secondes. Les vibrations des deux camions positionnés en des sites différents (l'un à faible déport et l'autre à déport plus important) étaient simultanées de manière à réduire le temps d'enregistrement à chaque position d'outil. Cette technique d'acquisition simultanée a été développée dans les années 1980 par la Compagnie Générale de Géophysique. Pour permettre la séparation ultérieure des signaux enregistrés depuis les deux sources, un code de polarité des signaux émis a été adopté. Les sources ont été organisées par cycle de 4 sweeps :

Vibrateur 1 : 4 sweeps descendants (88-8 Hz) avec les polarités : - + - +

Vibrateur 2 : 4 sweeps montants (8-88 Hz) avec les polarités : - - + +

(où + indique une rotation de phase nulle et – une rotation de 180°).

Ainsi par somme des signaux on peut extraire les signaux générés par le vibrateur 1 ou 2 uniquement (un exemple est proposé sur la figure 6).

Par ailleurs, des géophones verticaux ont été plantés sur la plate forme d'opération à proximité de l'enregistreur. Leur rôle est décrit plus loin.

### **Outils**

L'orientation des données des géophones peut se faire suivant deux méthodes distinctes :

- L'une consiste en l'embarquement d'un système de boussoles dans l'outil qui permet de mesurer l'orientation des trois composantes. Ce dispositif n'a pas été utilisé dans cette acquisition en raison de son coût très élevé (cela double le montant de la facture relative aux outils).
- L'autre méthode consiste à monter les géophones sur cardans, de manière à ce qu'ils soient orientés par rapport à l'axe du puits localement où l'outil est arrimé. Cette solution, moins onéreuse a été retenue.

L'hydrophone est un capteur sensible aux variations de pression, il n'a donc pas lieu d'être orienté.

Deux outils "haute température" à 4 composantes ont été utilisés en même temps dans GPK3 et GPK4. Au total 5 outils ASR et 2 hydrophones étaient présents sur le site pour remplacement en cas de problème. Ces outils de type ASR sont construits par Avalon et contiennent trois géophones analogues orthogonaux montés sur cardans de type Trunnion et un hydrophone (Fig. 3). Ce type d'outils, associant 3 géophones et un hydrophone, est appelé 4 composantes (4C) ; ce dispositif est très efficace car il permet à la fois l'enregistrement de la polarité des arrivées, une discrimination fiable des ondes P et S, et la détection des ondes de tube. La température maximale de fonctionnement des géophones est de 200°C alors qu'elle n'est que de 185°C pour l'hydrophone, ce modèle étant utilisé pour la première fois dans une application industrielle (les tests préalables avaient été réalisés en laboratoire). Ces outils et les pieds de câbles ont été fournis par Baker-Hughes, mettant à disposition un ingénieur chargé de leur maintenance (Juriaan Claudius).



3 orthogonal and gimballed GEOPHONES





Fig. 3 : Outils 4 composantes (ASR avec hydrophone associé). Le système de cardans se trouve dans le bloc "géophones" et n'est pas visible. La grille protégeant la membrane de l'hydrophone est visible sur la photo en haut et en bas à droite.

Chaque outil est commandé par un boîtier connecté entre la sortie électrique du câble en surface et l'entrée du module d'acquisition. Cette interface remplit plusieurs fonctions :

- Amplifications des signaux reçus par le câble pour les transmettre à l'enregistreur
- Commande du bras d'ancrage (ouverture/fermeture)
- Contrôle instantané du bruit émis par les capteurs, ce qui est utilisé pour vérifier le déplacement de l'outil lors de la manœuvre du câble.



Fig. 4 : Interface de commande d'un outil.

Le système de cardans permet d'appliquer le principe suivant : quelque soit l'orientation de l'outil, les trois géophones sont toujours orthogonaux : l'un vertical et les deux autres horizontaux. De plus, cette orientation est réalisée en prenant la géométrie du puits comme repère. En effet, en supposant que lorsque l'outil une fois arrimé est parallèle au puits, il suffit de concevoir le système de cardans pour qu'il oriente les géophones localement par rapport au puits pour ensuite déduire leur orientation absolue en intégrant la trajectométrie du puits (Fig. 5). Concrètement, deux géophones sont horizontaux, l'un dans l'azimut local du puits et est dirigé vers les niveaux moins

profonds  $\vec{Y}$  et l'autre,  $\vec{X}$ , est orthogonal à cette direction. Le troisième géophone reste vertical  $\vec{Z}$  et est dirigé vers le haut. Les trois composantes  $\vec{X}$ ,  $\vec{Y}$  et  $\vec{Z}$  forment un trièdre direct (Fig. 5).



#### ASR VSP tool polarity convention with 3C mounted TRUNNION gimbals setting

Fig. 5 : Convention de polarité des géophones embarqués dans les outils.  $\vec{x}$ ,  $\vec{Y}$  et  $\vec{Z}$  représentent respectivement les deux géophones horizontaux et le géophone vertical.



Fig. 6 : Exemples de signaux enregistrés. L'acquisition simultanée avec deux vibrateurs résulte en des signaux mêlés qu'il faut séparer par sources distinctes (partie gauche de la figure, ici avec les camions en A0 et E4, composante verticale). A droite : exemple d'enregistrement en 4 composantes ( $\vec{X}, \vec{Y}, \vec{Z}$  et hydrophone) obtenu pour une seule source après cette séparation.

### **Treuils et câbles**

Les outils ont été installés à l'extrémité de câbles à 7 brins de longueur suffisante pour atteindre les fonds de puits. La manœuvre des deux câbles était assurée par deux treuils, l'un étant propriété du GEIE pour GPK4 (avec 2 opérateurs du GEIE, Jean Paul Fath et Nicolas Cuenot), l'autre

appartenant à Mésy pour GPK3 (avec un ou deux opérateurs de cette société opérant en roulement : Gerd Klee, Ulrich Weber, Florian Seebald). Lors de la préparation de l'acquisition, les tests électriques des câbles ont mis en évidence certains problèmes. Les câbles ont donc été raccourcis en conséquence. Des tests ultérieurs effectués quelques temps avant l'acquisition ayant montré des résultats variables (et parfois alarmistes !) un troisième câble de remplacement, non monté, a été acheté.

Une grue du GEIE a servi à soutenir le câble dans GPK4 et une seconde grue a été louée pour GPK3, cette dernière ne pouvant être manœuvrée que par son conducteur attitré et non pas par un personnel qualifié du GEIE. Or durant le temps de l'acquisition, la pression diminue dans les vérins des bras des grues. De ce fait le câble n'est plus centré dans la tête de puits mais frotte contre celleci. Cette dérive devait donc être anticipée afin de contacter le conducteur pour qu'il rétablisse une position parfaite de son engin.

Par ailleurs, l'ensemble du personnel a pu bénéficier de l'aide des techniciens du GEIE Pascal Elter et Veysel Can pour des tâches ponctuelles.

## Déroulement des opérations de terrain

L'acquisition a eu lieu du 30 mars au 27 avril 2007. Grâce à l'emploi simultané de deux outils dans deux puits et de deux camions en surface, 4 profils sismiques verticaux sont enregistrés en une seule séquence. L'intervalle de profondeur entre chaque position d'outil a été choisi à 20 m, pour offrir une bonne résolution spatiale. Les enregistrements ont été réalisés dans GPK3 et GPK4, préférentiellement dans la partie profonde des puits (vers 3800-4800 m). Les premiers logs ont été réalisés en remontant les outils, c'est-à-dire que le premier enregistrement correspond à la position d'outil la plus profonde. Cependant, en dépit du refroidissement préalable à l'acquisition, les outils n'ont pas supporté la forte température de l'ordre de 200 °C régnant en fond de puits, et les données enregistrées ensuite plus haut à température moins élevée restaient de mauvaise qualité. La grande majorité des données ont donc été acquise par descente de l'outil. Les deux systèmes de capteurs opéraient à la même profondeur mesurée (MD) dans chacun des puits, ce qui ne correspond pas à la même profondeur vraie (TVD) en raison de la déviation des forages.

L'acquisition des données se faisait donc par cycle : manœuvre des treuils pour positionner les outils à la profondeur requise, ouverture de leur bras pour être solidarisés à la paroi rocheuse ou au casing, attente de l'état opérationnel des outils, déclenchement des sources et enregistrement, fermeture des bras des outils, remontée pour positionnement à la station suivante, etc.

Chaque montée ou descente d'outil était contrôlée par le bruit généré par le déplacement de l'outil. En effet, sur un treuil ne sont affichées que la longueur déroulée et la force exercée par le poids de l'outil et du câble déroulé. Sur un déplacement de 20 m, le dynamomètre n'est assez sensible que pour détecter un blocage d'outil à la remontée mais pas à la descente. Comme il est possible d'avoir un affichage en temps réel du bruit transmis à l'interface de contrôle (Fig. 4), le bruit observé lors d'une descente indiquait le mouvement effectif de l'outil. C'est par ce même principe qu'il est possible de connaitre la profondeur à laquelle l'outil s'immobilise au fond du puits. Parfois l'énergie reçue à partir d'une séquence de 4 sweeps décrite précédemment était trop faible, la série était alors répétée jusqu'à obtention d'un signal suffisant après stack. En fonction du nombre de sweeps, la durée du cycle de manœuvre d'outil décrit ci-dessus allait de 3 à 10 minutes.

En moyenne, 7 personnes étaient donc continuellement de service pour cette acquisition.

## Déroulement d'une journée type :

Chacun des intervenants est prêt à 7h30. Les outils sont installés sur les pieds de câbles puis descendus dans les puits pendant que le ou les camions vibrateurs sont en cours de positionnement sur leur site respectif. Lorsque les outils sont à 2500 m, un premier test de la chaîne d'acquisition est réalisé : connexion radio vers les vibrateurs, émission d'énergie, commande du bras d'ancrage, fonctionnement des trois géophones et de l'hydrophone ainsi que leur connexion via le câble, enregistreur, énergie reçue. Lorsque le test est satisfaisant, les outils sont descendus à la profondeur de départ et si nécessaire, le positionnement des camions se termine. Apres un second test, l'acquisition débute. Le schéma typique retenu était de logger à partir de 4000 m en descendant jusqu'à 4800 m ou 4900 m (jusqu'à l'apparition d'un niveau de bruit gênant dû à la température, réclamant un trop grand nombre de stacks). Ensuite, les outils étaient remontés à 3980 m pour reprendre l'acquisition par remontée, jusqu'à ce qu'une journée de travail raisonnable soit atteinte (la loi française contraint à respecter un temps maximal de travail de 10 h). Ainsi l'intervalle loggé dépendait des imprévus. Cette organisation explique les disparités d'intervalles loggés (Fig. 10). Ensuite, les outils étaient remontés à la surface pour inspection et maintenance de routine (changement des joints, graissage pour l'étanchéité et contre la corrosion, nettoyage des contacts électriques...). Les pieds de câbles sont abrités pour la nuit. Pendant ce temps la manœuvre des camions était entreprise, pour être parfois terminée le lendemain matin.

Chaque positionnement de camion était l'objet de deux tests. Le premier concernait la connexion radio. La portée réelle de la connexion étant de 5 km environ, et la topographie de la région ont fait que les positions à grand déport (6 km environ) ont du être abandonnées. L'émission d'énergie des camions était également testée avec les capteurs de surface et les outils en profondeur. La configuration du sol est en effet déterminante sur la transmission des ondes au soussol. Ainsi, pour certains sites les camions ont dû être légèrement déplacés (parfois de quelques décimètres !) jusqu'à ce qu'ils puissent être déclenchés de manière fiable et que l'énergie transmise soit satisfaisante. C'est d'ailleurs pour cette raison que les sites de vibrations soumis aux DR et DICT étaient suffisamment larges pour offrir plusieurs emplacements.

#### **Organisation de l'acquisition**

Le contrôle qualité préliminaire des données est réalisé en routine par l'ingénieur préposé à l'enregistrement. Ceci consiste à assurer un rapport signal sur bruit suffisant par stack, à contrôler l'efficacité des cardans dans les parties déviées, et contrôler la constance du signal émis par les sources. Pour ce dernier point, une série de géophones plantés en surface sur la plate forme permettait de rendre compte de l'émission des sweeps, vérifier la constance de leur forme et de leur phase. Ainsi, si des variations semblant anormales du signal transmis par les outils sont observées, le signal enregistré par dispositif de surface et corrélé joue le rôle de "mouchard". Une anomalie
relevant purement de l'émission (problème de source : enfoncement ou glissement de la plaque vibrante, problème d'électronique...) sera détectée en surface, alors qu'une anomalie liée à la propagation (arrivées autres que l'onde directe) ne sera vue qu'en profondeur.



Fig. 7 : Vue d'une partie du matériel installé dans la caravane d'enregistrement : écran de visualisation des données pour contrôle des signaux enregistrés par les outils ou les géophones de surface. A l'arrière plan, le module de commande radio des vibrateurs.

La planification de l'acquisition répondait à certains principes, concernant principalement la définition de la position des camions vibrateurs, ainsi que les intervalles à logger. En effet, l'efficacité des outils vis-à-vis de la température et les résultats déjà acquis ont été l'objet de concertations pour modifier les intervalles ciblés. Le choix de l'emplacement des camions dépendait des résultats des DICT (voir ci-dessus) et de réunions additionnelles avec certains concessionnaires (notamment le repérage des ouvrages avec GRT, France Télécom). Outre ces formalités obligatoires, des visites d'emplacements ont également été effectuées avec des représentants d'associations foncières dans la continuité de la réunion décrite précédemment. En particulier, des réseaux de drainage qui sortent de la portée des DR et DICT sont installés dans les terrains agricoles et ne sont documentés par aucun plan, bien souvent en raison de l'ancienneté des ouvrages. Seule une rencontre sur site avec les agriculteurs peut fournir des informations parfois approximatives sur la présence de ces installations. D'autres visites ont été organisées avec l'Office National des Forêts sur des aspects de circulation, de dégâts potentiels, de pollution sonore... Par ailleurs, certains sites retenus étaient sur des parcelles privées. Dans ce cas, il a été nécessaire de consulter le Livre Foncier pour connaître l'identité du propriétaire et le contacter. Enfin, des déplacements sur sites ont du être organisés à la dernière minute avec un syndicat des eaux ayant répondu en dehors des délais de la DR et de manière approximative. De nombreuses démarches de ce type ont donc été accomplies jusqu'à la dernière semaine d'acquisition, avec des visites (ou "états des lieux informels") avant et après le fonctionnement des camions. Par ces multiples rencontres, les concertations avec les différentes parties ont été grandement constructives.

Le programme des points de vibration a été défini en respectant les principes suivants :

- obtenir un jeu de données acquis avec une répartition intelligente des sources en cas d'arrêt définitif et subit de l'acquisition (problème technique, conditions météorologiques, accident...),
- positionner une source à déport élevé et l'autre à faible déport afin de permettre l'orientation des composantes (voir ci-dessus).

 limiter le déplacement des camions vibrateurs (ce qui est contradictoire avec le premier principe...),

Par précaution, chaque déplacement de camion se faisait sous escorte grâce à la mise à disposition d'un pickup par le GEIE. L'escorte était occasionnellement renforcée par une voiture de liaison fournie par Landtech ou une voiture du GEIE. En effet, le grand rayon de braquage imposait parfois au chauffeur de manœuvrer en plusieurs fois sur des carrefours fréquentés. Aussi la visibilité depuis la cabine de conduite pouvait être trop limitée surtout vis-à-vis des piétons.

#### Assistance aux camions vibrateurs

Le réapprovisionnement des camions vibrateur en carburant (fioul et gasoil) était quotidien. Chaque camion est équipé de deux réservoirs, l'un de 200 L pour le moteur du camion fonctionnant au gasoil, l'autre de 300 L pour le fonctionnement du vibreur au fioul rouge. En une journée de fonctionnement typique, un vibrateur consommait environ 150 L de fioul rouge, d'où la nécessité de les remplir quotidiennement.

Les camions étaient rentrés sur la plate forme de GPK1 chaque soir pour raisons de sécurité, ce qui permettait de remplir les réservoirs de fuel rouge directement avec la pompe du GEIE. Le plein de gasoil était effectué à la pompe dans le centre de Soultz-sous-Forêts. Par la suite, le déplacement des camions s'étant révélé très gourmand en temps par rapport à la descente/remontée des outils, il est apparu plus commode de laisser les camions durant la nuit à leur emplacement ou de les déplacer sur le site du lendemain. Un baril de 200 L équipé d'une pompe manuelle a donc été installé à bord du pickup pour le ravitaillement sur site. Ce baril était rempli à partir de deux cuves du GEIE (d'un total de 2000 L environ) dont il a fallu également gérer l'approvisionnement. Par ailleurs des jerricans permettaient de faire l'appoint occasionnel de gasoil dont la consommation était faible. Ce ravitaillement n'a été pratiqué qu'après s'être assuré auprès des organisations compétentes que le transport et le transvasement de fuel par ces moyens étaient autorisés.



Fig. 8 : Véhicule d'assistance aux camions vibrateurs, permettant notamment les ravitaillements en carburant et l'escorte.

Une surveillance de routine des engins n'a pas été inutile : une fuite d'huile hydraulique a pu être détectée et réparée, évitant une panne mécanique majeure et une pollution locale. Chaque emplacement vibré a fait l'objet d'un levé géographique au GPS, nécessaire pour documenter le jeu de données. Normalement cette tâche inclue dans le contrat de Landtech devait être accomplie au fur et à mesure de l'acquisition. Cette close n'ayant pas été respectée, les mesures ont été effectuées à la fin de l'acquisition. Celles réalisées sur la tête des puits GPK3 et GPK4 (points de référence) à différents instants ont révélé une dérive horizontale importante (plurimétrique, voire davantage) et encore plus flagrante en altitude. Ceci justifie la multiplication des mesures (une moyenne sur 3 valeurs par emplacement semblerait suffisante) comme prévu initialement, surtout si ces données sont utilisées en tomographie sismique.

#### **Communication**

Des journalistes du National Geographic sont venus sur le site de Soultz-sous-Forêts pendant l'acquisition pour mener un reportage sur quelques sites géothermiques majeurs dans le monde.

# **Bilan de l'acquisition**

26 positions différentes ont été utilisées pour les sources sismiques (Fig. 9). Leur répartition est assez homogène et la couverture en azimuts et en offsets sont très satisfaisantes compte tenu de la réalité du terrain, excepté au SW des puits où il a été difficile de trouver de bons compromis entre l'accessibilité de sites et l'absence d'ouvrages souterrains. En raison de la faiblesse de la connexion radio, les sources situées à grandes distances des puits n'ont pas pu être utilisées (environ 6 km).



Fig. 9 : Plan de position des sources utilisées pendant l'acquisition et trajectoire des puits. 26 positions ont été utilisées avec une bonne couverture azimutale et des offsets variés (de 0 à 5 km). En raison de la forte déviation de GPK4, A0 est considéré comme zéro offset pour GPK3 et la partie haute de GPK4, et A5 est en zéro offset pour la partie profonde de GPK4.

Mis à part les premiers jours nécessaires à la mise en marche des opérations, chaque jour 4 profils étaient enregistrés grâce aux deux outils travaillant dans deux puits différents et aux deux camions vibreurs. La longueur de profil acquise était d'environ 1 km (50 positions d'outil espacées de

20 mètres) ou parfois davantage à la fin de l'acquisition, lorsque les problèmes d'instrumentation ont été réglés et que l'équipe était bien entraînée. Ainsi ce taux était conforme aux prévisions et même parfois meilleur. L'intervalle loggé moyen se situe entre 4800-3800 m MD. Un log quasi complet de GPK4 a été réalisé sur plusieurs jours avec un camion vibreur situé à proximité des têtes de puits, donc quasiment à la verticale de la partie supérieure des puits GPK3 et GPK4 (on parle de "zéro-offset VSP"). Malheureusement, l'outil utilisé dans GPK3 a mal fonctionné, c'est pourquoi un zéro-offset VSP n'est pas disponible dans ce puits.

Concernant le matériel, seules des pannes des hydrophones sont à déplorer : en effet, la température maximale de fonctionnement annoncée étant de 185°C, ceux-ci n'ont pas supporté les 200°C qui règnent au fond des puits vers 5000 m. En revanche, des craintes portaient sur leurs membranes qui sont en général sujettes à un éclatement lors de la diminution de pression subie à la remontée, en raison d'une concentration d'hélium dans les parties caoutchouteuses. Heureusement, ce problème n'a pas été rencontré. Des infiltrations d'eau ont également été relevées dans les outils. Les géophones garantis jusqu'à 200°C ont bien résisté à la température. De manière générale, les données enregistrées au fond des puits étaient assez bruitées, notamment à cause de bruits générés par les systèmes de préamplification embarqués qui supportaient mal les hautes températures. Pour palier à cela, les cycles de sweeps étaient répétés, mais ceci expose les outils plus longtemps à ces températures élevées.

|        |                |     |       |           | logged in   | terval (m) | GPK3   | GPK4              | Total    | GPK3       | GPK4                                      | Observation                 |  |
|--------|----------------|-----|-------|-----------|---|------------|--------|-------------------|----------|------------|---|-----------------------------|--|
| Date   | Source         |     |       |           | GPK3  | GPK4       | length | length length ASR |          | ASR V      | SP Tool number                            |                             |  |
| 29/6   | 29/6 data pos. |     |       | Vibrator  | TD 5014   | TD 5060    |        | ( e:              | xploitab | ole)       |   |                             |  |
| dd/m   | Run            | set | nber  | Positions |   |            |        |                   |          | Hy = Hydr  | ophone                                    |                             |  |
| 30/3   |                |     |       |           | Intallation + surface tests of all field equipments |            |        |                   | nents    | 3192       |   |                             |  |
| 2/4    | 1              |     |       | A0-A10b*  | source move A10b to E4, reach TD on both wells      |            |        |                   | wells    | 3190,Hy3   | 3191,Hy2                                  | Test run; tool 3191 fails   |  |
| 3/4    | 2              | 1   |       | A0-E4*    | 4500-3220   | 4500-3220  |        |                   |          | 3190,Hy3   | 3192,Hy2                                  |                             |  |
| 4/4    | 3              | 1   |       | A0-E4*    | 3200  | 3200-100   |        |                   |          |            | 3192,Hy2                                  | Failure tool 3190           |  |
| 5/4    | 4              | 1   | 1-2   | A0-E4*    | 4800-4500-  | -3080-3200 |        |                   |          | 3192,Hy2   |   | test GPK4 cable + 3190      |  |
| Sub    | total          | 1   | 1     | A0        | 3200-4800   | 100-4500   | 1600   | 4400              | 6000     | 06-09/04/2 |   | 007: Easter week end OFF    |  |
| of dat | aset 1         | 1   | 2     | E4*       | 3080-4800   | 1500-4500  | 1720   | 3000              | 4720     | A          | dditionnal VSP tools ordered to the field |                             |  |
| 10/4   | 5              | 2   | 3-4   | A3-C5*    | 4800-3800   | 4800-3800  | 1000   | 1000              | 4000     | 3192       | 3447                                      |                             |  |
| 11/4   | 6              | 3   | 5-6   | A2-A7*    |   | 4800-4620  |        | 180               |          | 3192       | 3447,Hy3                                  | problems on 3192 & Hy3      |  |
| 12/4   | 7              | 3   | 5-6   | A2-A7*    | 3900-4800   |            | 900    |                   | 1800     | 3192       | 3447, Hy3                                 | Failure Hy3                 |  |
| 13/4   | 8              | 4   | 7-8   | C3-D2*    | 3540-4800   | 3540-4800  | 1260   | 1260              | 5040     | 3192       | 3446                                      |                             |  |
| 16/4   | 9              | 5   | 9-10  | B4b-C7*   | 3900-4900   | 3900-4900  | 1000   | 1000              | 4000     | 3192       | 3446                                      |                             |  |
| 17/4   | 10             |     |       | A5-B7*    | 4000-4980   | 4000-4980  | 980    | 980               | 3920     | 3192       | 3446,Hy2                                  |                             |  |
| 18/4   | 11             | 6   | 11-12 | A5-B7*    | 3980-3000   | 3980-3000  | 980    | 780               | 3520     | 3446,Hy2   | 3192                                      | 3680-3480: problem 3192     |  |
| 19/4   |                |     |       |           |   |            | V      | vater in          | tool 34  | 46, Hydro2 | , replaced b                              | oy tool 3447, no more Hydro |  |
| 19/4   | 12             | 7   | 13-14 | A4-A10a*  | 3680-4920   | 3620-4920  | 1240   | 1300              | 5080     | 3447       | 3192                                      |                             |  |
| 20/4   | 13             | 8   | 15-16 | B2-E6*    | 3800-4900   | 3800-4900  | 1100   | 1100              | 4400     | 3192       | 3447                                      |                             |  |
| 23/4   | 14             | 9   | 17-18 | D3-D6*    | 3500-4900   | 3500-4900  | 1400   | 1400              | 5600     | 3447       | 3192                                      |                             |  |
| 24/4   | 15             | 10  | 19-20 | F1-C4*    | 3260-4900   | 3260-4900  | 1640   | 1640              | 6560     | 3447       | 3192                                      |                             |  |
| 25/4   | 16             | 11  | 21-22 | E3-C2*    | 3500-4900   | 3500-4900  | 1400   | 1400              | 5600     | 3447       | 3192                                      |                             |  |
| 26/4   | 17             | 12  | 23-24 | B1-D1*    | 3800-4760   | 3800-4900  | 980    | 1100              | 4160     | 3447       | 3192                                      | tool arm 3447 fails >4760m  |  |
| 27/4   | 18             | 13  | 25-26 | G1-F4*    | 3800-4900   | 3800-4900  | 1100   | 1100              | 4400     | 3447       | 3192                                      |                             |  |
|        |                |     |       | T         | DTAL Lo   | ogged Le   | ngth   | (km)              | 68,8     |            |   |                             |  |

Vib I downsweep: 88 - 8 Hz {-+-+} - Vib II\* upsweep: 8 - 88 Hz {--++}

Fig. 10 : Quelques statistiques sur la campagne de VSP de 2007 (d'après Naville, 2008). L'acquisition simultanée avec deux camions et deux outils dans deux puits revient à enregistrer 4 profils par jours. Les profondeurs indiquées sont des profondeurs mesurées (MD).

Pour résumer, la majeure partie des données est donc acquise en trois composantes, avec parfois le signal additionnel de l'hydrophone.

Par ailleurs, la descente d'outils quelques mois avant cette acquisition avait été problématique en raison de blocages certainement liés au cisaillement des puits dans le casing ou dans les sections ouvertes. Cette expérience laissait craindre un réel danger pour les outils de VSP. Mais par chance aucun incident de ce type n'est arrivé, malgré le nombre important de montées et descentes des outils.

Les câbles se sont bien comportés et n'ont pas engendré de problème de connexion comme cela était redouté d'après les résultats préoccupants de leurs tests. Le câble de rechange est donc resté inutilisé. Cependant, aucune donnée de calibration n'est disponible sur l'allongement sous charge des deux câbles utilisés. Or, la profondeur des outils était directement rapportée à la longueur de câble déroulée, sans prendre en compte le biais induit par l'allongement. Une correction a donc été introduite : la longueur de câble à dérouler pour que l'outil touche les fonds de puits a été calée avec la même longueur déroulée avec un câble calibré lors d'un logging précédent mené par Schlumberger. La trajectoire du puits a ensuite été prise en compte pour déduire la profondeur vraie de chaque station d'outil dans les puits ; lors du pré-traitement, cette information a été indiquée dans les étiquettes des traces pour chaque fichier de données (Naville 2008).

Des problèmes liés aux signaux ont été remarqués, notamment des anomalies de polarité dans GPK4, et les sweeps descendants générés par l'un des vibrateurs ont montré quelques disfonctionnements. Ces deux problèmes peuvent heureusement être réglés lors du pré-traitement, sans incidence notoire sur la qualité des données.

Aucun dégât sur des installations n'a été signalé (excepté une coloration et une saveur anormales de l'eau potable signalée avant le début de l'acquisition...). En réalité, les vibrations sont très rarement ressenties à plus d'une vingtaine de mètres des camions. Seul un chemin agricole bétonné a été endommagé au point B7 sur la surface de la plaque vibrante. Une procédure de réparation a immédiatement été lancée.

Le tuage des puits a été efficace puisque le rabattement dans les deux puits loggés est resté à une valeur proche de 150 m. Ainsi l'acquisition n'a pas été interrompue par une injection de saumure.

Il faut également signaler que des conditions météorologiques idéales ont très grandement facilité les opérations. Le temps était très sec et ensoleillé, la pluviométrie en avril a été estimée à 1 mm, contre 40 à 50 mm en moyenne à cette période. Aucune difficulté de circulation des camions dans les chemins potentiellement boueux n'a retardé l'équipe, et aucun dégât n'a été rapporté depuis l'acquisition. De plus le déploiement des grues n'est autorisé qu'avec un vent inférieur à 45 km/h, ce qui a été le cas durant un mois.

Concernant les données, il apparaît que le système de cardans n'est efficace que pour des valeurs d'inclinaison du puits supérieures à 12° par rapport à la verticale (Del Mar, 2007).

# Conclusion

Pour conclure, cette campagne d'acquisition peut donc être considérée comme un franc succès, puisque plus de 70 km de profil (Fig. 10) ont été enregistrés depuis 26 sources (Fig. 9) avec 3 composantes avec un bon rapport signal sur bruit, le tout sur 19 jours de travail effectif et sans incident majeur. Ceci a été possible grâce à la bonne coordination d'équipes qui n'avaient jamais travaillé ensemble. Cette réussite justifie le choix d'avoir fait intervenir ces équipes composites qui ont acquis bien plus de données qu'un seul contracteur, à budget équivalent.

Les disfonctionnements des hydrophones sont regrettables car un jeu de données en 4 composantes aurait été idéal pour la fiabilité des interprétations. Suite à cette acquisition, il apparaît que le développement de capteurs et de leur électronique associée capable de fonctionner à haute température (200-250°C) serait très intéressant pour d'autres applications géothermiques par exemple. Aussi des progrès dans les systèmes électroniques de commande des vibrateurs pourraient être appréciables. Enfin, une sensibilité accrue des systèmes de cardans permettrait de réduire le temps de prétraitement (Del Mar, 2007). Le prétraitement des données est documenté dans les rapports de Del Mar (2007) et Naville (2008).

# **Références**

- Naville C., 2008. Rapport d'une prestation d'assistance à une opération de sismique de puits effectuée au printemps 2007, pour la caractérisation des failles et fractures dans les puits profonds et chauds du réservoir géothermique de Soultz-sous-Forêts. Rapport de l'Institut Français du Pétrole, Rueil-Malmaison, France.
- Del Mar Mesa Salgado M., 2007. Pre-processing and orientation of 4 component multi-source/multioffset VSP survey in Soultz-sous-Forêts. Rapport final de Master II, Université Pierre Et Marie Curie, Institut Français du Pétrole, Paris, France

# RÉSUMÉ

La caractérisation des circulations de fluides dans les milieux fracturés est complexe car l'accès aux réservoirs est généralement restreint aux seuls forages, et la résolution des méthodes géophysiques est limitée avec la profondeur. L'objectif de ce travail est d'identifier les chemins de circulation de fluides au sein de deux massifs fracturés, constitués par des granites varisques affectés par l'ouverture du rift ouest européen (ECRIS).

Le site pilote de géothermie profonde de Soultz-sous-Forêts (fossé Rhénan) constitue le premier chantier. L'investigation du réseau structural hectométrique du réservoir fracturé a été abordée par sismique de puits (VSP). Les données révèlent que des réflexions d'ondes (avec conversion de mode P-S) se produisent sur des structures de fort pendage, et vraisemblablement perméables. La cartographie 3D de ces réflecteurs a été réalisée par modélisation de temps de trajets, fournissant une image 3D intégrée au modèle statique préexistant du réservoir. Ceci révèle une importante structuration typique de l'héritage varisque local, jusqu'alors sous-estimée, et dont la réactivation s'explique dans le contexte actuel de la poussée alpine. Le réseau structural hectométrique ainsi imagé comporte les chemins de circulation les plus efficaces entre les puits.

Un affleurement choisi dans les Chaînes Côtières Catalanes a permis une analyse de la structuration d'un batholite, continûment de l'échelle centimétrique à kilométrique. Un réseau structural percolé lors d'une phase de paléocirculations a été reconnu en exploitant des veines carbonatées. L'étendue kilométrique de ces marqueurs de circulation, et leurs conditions de précipitation, autorisent à considérer ces formations comme un réservoir géothermique fossile.

Ce type de marqueurs de circulation, étudiés sur cet analogue et à Soultz-sous-Forêts, ainsi que les données hydrauliques de ce dernier site, ont permis d'identifier différents styles de drainage d'un granite fracturé. Le drainage peut varier entre une localisation sur des structures majeures, ou au contraire une distribution plus régulière ou aléatoire à l'échelle du massif, impliquant des circulations importantes dans les blocs de protolithe. Par ailleurs, il a été montré que l'altération supergène a pour effet d'amplifier l'altération au niveau des failles de socle. Ce fait peut contribuer à expliquer la perméabilité importante du toit des socles cristallins maintenant enfouis sous une couverture sédimentaire. De plus, sur l'exemple de Soultz-sous-Forêts, la structuration de la couverture sédimentaire n'est que partiellement représentative de celle du socle sous-jacent, notamment en raison du découplage des déformations induit par des décollements localisés dans les niveaux triasiques. Enfin, un modèle synthétique de réservoir est proposé, de façon à replacer les différents objets étudiés et les résultats obtenus dans un schéma global.

### ABSTRACT

The characterisation of fluid flow in fractured media is complex due to the fact that the access to the reservoirs is restricted to the boreholes, and the resolution of geophysical methods decreases with depth. Two fractured variscan granites have been selected to investigate the fluid flow paths; both of them are located within the European Cenozoic Rift System (ECRIS).

The first case study is the experimental geothermal site at Soultz-sous-Forêts (Rhine Graben). Borehole seismic (VSP) has been used to investigate the structure network developed at the hectometre scale. The data reveal some reflections with P-S mode conversion, occurring on highly dipping and generally permeable structures. A 3D map produced by travel time modelling has been integrated into the existing static reservoir model. The structural pattern revealed by this way suggests a clear expression of the variscan inheritance. The activation of the structures can be explained by the current stress field controlled by the Alpine push. The network imaged by this approach explains the major hydraulic connections between the wells.

A continuous structural analysis from centimetre to kilometre scales has been carried out on a batholith outcropping in the Catalan Coastal Ranges. A network of carbonate veins has been considered as a witness of paleo-circulations. Both the extent and the conditions of precipitations allow to consider the outcrop as a fossil geothermal reservoir.

The veins studied in this analogue outcrop and at Soultz-sous-Forêts, considered with the hydraulic data from this geothermal site, allowed to identify different drainage patterns developed in a fractured granite. At the kilometre scale, the drainage may either be localised in the major structures, or be more homogeneously or randomly distributed, implying an important contribution of the protolith. In addition, the alteration is shown to be emphasised whether a fault zone is exposed to a supergene alteration. This fact could contribute to explain the favourable reservoir conditions locally observed at the top of basements covered by sediments. The Soultz-sous-Forêts case study also showed that the structures in the sedimentary cover reflect only a partial amount of the structures affecting the basement, in part because of decollements located in Triassic levels. A reservoir model is then proposed, in order to position the structures and the results detailed in this work within a global sketch.

#### **KEY WORDS**

Fractured reservoir, Enhanced Geothermal System (EGS), granite basement, sedimentary cover, analogue outcrop, vein, supergene alteration, decollement, Rhine Graben, Catalan Coastal Ranges.

Vertical Seismic Profiling (VSP), seismic reflection, subsurface geophysics, statistical analysis, 3D static modelling.