



AVERTISSEMENT

Ce document est le fruit d'un long travail approuvé par le jury de soutenance et mis à disposition de l'ensemble de la communauté universitaire élargie.

Il est soumis à la propriété intellectuelle de l'auteur. Ceci implique une obligation de citation et de référencement lors de l'utilisation de ce document.

D'autre part, toute contrefaçon, plagiat, reproduction illicite encourt une poursuite pénale.

Contact : ddoc-theses-contact@univ-lorraine.fr

LIENS

Code de la Propriété Intellectuelle. articles L 122. 4

Code de la Propriété Intellectuelle. articles L 335.2- L 335.10

http://www.cfcopies.com/V2/leg/leg_droi.php

<http://www.culture.gouv.fr/culture/infos-pratiques/droits/protection.htm>

NANCY-UNIVERSITÉ
INSTITUT NATIONAL POLYTECHNIQUE DE LORRAINE
École Nationale Supérieure de Géologie de Nancy
Laboratoire Environnement, Géomécanique & Ouvrages
École Doctorale RP2E

THÈSE

présentée en vue de l'obtention du grade de
DOCTEUR DE L'I.N.P.L.
Specialité :
Génie Civil - Hydrosystèmes - Géotechnique

par
Enrique Diego MERCERAT

**Sismicité induite et modélisation numérique
de l'endommagement dans un contexte salin**

soutenue publiquement le 14 Septembre 2007
devant la Commission d'Examen

Membres du Jury :

Pascal BERNARD (Prof. IPG Paris)	Directeur de thèse
Lynda DRIAD-LEBEAU (INERIS)	Examineur
Jean Pierre JOSIEN (Directeur GEODERIS)	Examineur
Richard KASTNER (Prof. INSA Lyon)	Rapporteur
Jack Pierre PIGUET (Directeur ENSM Nancy)	Président
Marc PIRSON (SOLVAY)	Invité
Mountaka SOULEY (INERIS)	Co-Directeur de thèse
Jean VIRIEUX (Prof. UNSA Nice)	Rapporteur

Résumé

Dans le cadre d'un programme de recherche mené par le GISOS (Groupement d'Intérêt Scientifique de Recherche sur l'Impact et la Sécurité des Ouvrages Souterrains), le site pilote de Cerville-Buissoncourt (Lorraine, France) a fait l'objet d'une importante instrumentation géophysique et géotechnique pour assurer la surveillance d'une cavité saline à 200 m de profondeur, depuis son état stationnaire jusqu'à l'effondrement des terrains du recouvrement. Les objectifs principaux de cette thèse consistaient à : 1) valider la technique de surveillance basée sur l'écoute microsismique dans un contexte salin, et 2) modéliser numériquement le comportement mécanique complexe du recouvrement, particulièrement l'initiation des microfissures et leur propagation.

L'analyse de la sismicité induite enregistrée a permis de caractériser l'état initial de la cavité en terme d'activité microsismique. Deux types d'événements ont été identifiés : les événements isolés correspondant aux ruptures localisées, et les événements en rafale, d'une dizaine de secondes de durée. D'après les résultats de localisation d'hypocentres, la totalité de la sismicité enregistrée est générée au niveau de la cavité dans le gisement de sel, ou bien dans les faciès marneux qui composent le toit immédiat de la cavité actuelle. Les déclenchements en rafale seraient liés à des phénomènes de délitement puis de décrochement de blocs de marne, suivis des chutes de blocs dans la cavité remplie de saumure.

Le travail de modélisation numérique a été focalisé sur la possibilité de rendre compte de l'endommagement dans les couches fragiles du recouvrement. Nous avons mis en oeuvre un modèle géomécanique hybride à l'échelle du site pilote qui intègre les différentes formations géologiques présentes dans le recouvrement, ainsi que l'initiation, la propagation et la coalescence des microfissures dans le banc raide, à l'aide des logiciels FLAC et PFC^{2D}. La calibration du modèle discret PFC^{2D} pour reproduire le comportement en traction du banc raide a été vérifiée numériquement à l'échelle du site pilote. Cette vérification a été basée sur la comparaison, en termes de la réponse élastique et d'apparition des ruptures dans le banc raide, entre l'approche hybride FLAC-PFC^{2D} et la modélisation purement continue avec FLAC. Le modèle hybride ainsi défini pourra être utilisé dans le cadre d'une retro-analyse une fois que les mesures in-situ, notamment les enregistrements microsismiques et les données de déformation, seront disponibles à Cerville-Buissoncourt.

Mots-clés : Sismicité induite, cavité saline, modélisation numérique, endommagement de roches, FLAC, PFC^{2D}

Abstract

Within the framework of a research program carried out by the GISOS (Scientific Grouping of Research Interest on the Impact and Safety of Underground Works), the pilot site of Cerville-Buissoncourt (Lorraine, France) was the subject of a large geophysical and geotechnical instrumentation to ensure the monitoring of a salt cavity at 200 m depth, from its stationary state to the final overburden collapse. The main objectives of this work consisted on : 1) the validation of the microseismic monitoring technique in a salt mine environment, and 2) the numerical modelling of the mechanical behavior of the overburden, particularly the initiation and the propagation of microcracks.

The analysis of the recorded induced seismicity allowed to characterize the initial state of the cavity in terms of microseismic activity. Two types of events were identified : isolated events corresponding to localized ruptures, and swarms of events, of tens of seconds of duration. According to hypocenter location results, the totality of the recorded seismicity is generated either in the cavity surroundings within the salt layer, or in the marly facies of the current cavity roof. Swarms would be related to delamination of clayey marls in the immediate roof, followed by rock debris falling in the brine filled cavity.

The numerical modelling was focused on the possibility of accounting for the damage in the fragile layers of the overburden. We implemented a hybrid geomechanical model of the pilot site which integrates the various geological formations present in the overburden, as well as the initiation, the propagation and the coalescence of microcracks in the stiff layer, using FLAC and PFC^{2D} softwares. The calibration of the discrete PFC^{2D} model to reproduce the tensile behaviour of the stiff layer was numerically checked on the site scale. The validation was based on the comparison, in terms of the elastic response and the damage onset in the stiff layer, between the hybrid approach FLAC-PFC^{2D} and the purely continuous modelling using FLAC. The hybrid model thus defined would be used for back-analysis studies once in-situ measurements, in particular microseismic recordings and deformation data, will be available at Cerville-Buissoncourt.

Keywords : Induced seismicity, salt cavity, numerical modelling, rock damage, FLAC, PFC^{2D}

Avant-propos

Ce travail de thèse réalisé dans le cadre d'un programme de recherche du GISOS, a été financé complètement par la Direction de l'Action Régionale, de la Qualité et de la Sécurité Industrielle du Ministère de l'Écologie, du Développement et de l'Aménagement Durables (MEDAD). L'appui technique et les données provenant de SOLVAY S.A. pour la caractérisation du site pilote sont également remerciés.

Merci à tous ceux qui, pendant ces quatre années de recherche, m'ont apporté leur aide dans la découverte des innombrables domaines comme la Mécanique des Roches, la Sismologie, la mise en page L^AT_EX, et naturellement, la Grammaire française.

Cette thèse est entièrement dédiée à ma famille et à mes amis : ceux qui sont ici, ainsi que ceux qui sont *là-bas*, hélas ! À eux, toute ma gratitude. *Gracias*.

à Ivana, Nicanor et Joaquina

Table des matières

Introduction générale	1
I Site pilote de Cerville-Buissoncourt	5
1 Présentation du site pilote	7
1.1 Contexte géographique et géologique	7
1.2 Méthode d'exploitation	7
1.3 Instrumentation géophysique et géotechnique	11
1.4 Situation actuelle de l'exploitation	12
II Sismicité induite dans le contexte salin de Cerville-Buissoncourt	15
2 Sismicité induite dans un contexte salin	19
2.1 Auscultation microsismique des cavités souterraines	19
2.2 Objectifs de l'analyse de la sismicité induite sur le site de Cerville-Buissoncourt	21
3 Réseau microsismique de Cerville-Buissoncourt	23
3.1 Description du réseau	23
3.2 Calage du réseau microsismique	25
3.2.1 Description de la campagne de tomographie sismique	25
3.2.2 Analyse de polarisation et orientation des sondes	27
3.2.3 Orientation des sondes 3D	30
3.2.4 Définition d'un modèle de vitesse	36
3.3 Analyse de l'atténuation	42
3.3.1 Détermination du facteur Q	42
3.4 Synthèse des résultats	43
4 Analyse de la microsismicité induite	47
4.1 Caractéristiques générales des événements	47
4.1.1 Analyse Temps-Fréquence	48
4.2 Évolution temporelle de l'activité microsismique	48
4.3 Essai de pression Octobre 2005	50

4.4	Localisation spatiale	52
4.5	Analyse de polarisation	54
4.5.1	Événements en rafale	54
4.5.2	Événements isolés	57
4.6	Analyse des paramètres de la source	57
4.7	Discussion sur l'origine des rafales	67
5	Conclusions	69
III	Modélisation numérique de l'endommagement dans un contexte salin	73
6	Modélisation numérique de l'endommagement : stratégie et outils numériques	77
6.1	Contexte et objectifs de la modélisation numérique	77
6.2	Approche adoptée : couplage continu - discret	78
6.3	Présentation du logiciel FLAC	79
6.4	Présentation du logiciel PFC ^{2D}	80
6.5	Couplage FLAC-PFC ^{2D} : méthodologie	82
7	Calibration des microparamètres PFC^{2D}	85
7.1	Généralités	85
7.2	Choix des microparamètres	86
7.3	Calibration des tests biaxial et brésilien	88
7.3.1	Données expérimentales	88
7.3.2	Préparation de l'échantillon numérique	90
7.3.3	Modélisation de tests biaxial et brésilien	91
7.3.4	Analyse des résultats	93
7.3.5	Influence de l'arrangement et de la taille des particules	94
7.4	Calibration avec un essai de flexion 3 points	99
7.4.1	Description de l'essai	99
7.4.2	Données expérimentales	102
7.4.3	Analyse de résultats	103
7.4.4	Relation entre K_{Ic} et la résistance à la traction	103
7.5	Réduction de la résistance à la traction du modèle BPM	105
7.6	Synthèse des résultats	107
8	Conception du modèle géomécanique à grande échelle	111
8.1	Mise au point du modèle	111
8.1.1	Géométrie et géologie	111
8.1.2	Conditions aux frontières et conditions initiales	115
8.1.3	Modélisation de la vidange progressive de la cavité	115
8.2	Comportement mécanique des matériaux du recouvrement	116
8.2.1	Caractérisation mécanique des roches au laboratoire	117

8.2.2	Études précédentes	119
8.3	Présentation des différentes modélisations géomécaniques	120
8.3.1	Définition du modèle de base	120
8.3.2	Modalités supplémentaires	121
8.4	Résultats de modélisation FLAC	125
9	Modélisation hybride FLAC-PFC^{2D}	135
9.1	Génération de l'inclusion PFC ^{2D} à grande échelle	135
9.2	Résultats de la modélisation hybride FLAC-PFC ^{2D}	138
9.2.1	Vérification numérique du modèle hybride en élasticité	138
9.2.2	Comparaison FLAC / FLAC-PFC ^{2D}	138
9.2.3	Synthèse des résultats de la modélisation hybride	147
10	Conclusions	151
IV	Conclusion générale	155
V	Annexes	159
A	Lois de comportement dans PFC^{2D}	161
A.1	Loi force-déplacement entre particules	161
A.2	Loi force-déplacement dans le ciment	162
B	Profils de déplacements verticaux et de contraintes principales	165
B.1	Modalité 'Mohr-Coulomb'	166
B.2	Modalité 'Laboratoire -50%'	168
C	Inclusion PFC^{2D} : calculs hybrides additionnels avec $\sigma_c/\tau_c = 1$	171
	Bibliographie	175

Introduction générale

Contexte de l'étude

Cette thèse s'inscrit dans le cadre d'un vaste programme de recherche mené par le GISOS (Groupe d'Intérêt Scientifique de Recherche sur l'Impact et la Sécurité des Ouvrages Souterrains) constitué par le BRGM (Bureau de Recherches Géologiques et Minières), l'INERIS (Institut National de l'Environnement Industriel et des Risques), l'INPL (Institut National Polytechnique de Lorraine) et l'Ecole des Mines de Paris. La mission du GISOS est de caractériser, analyser et modéliser les phénomènes physiques et chimiques qui interviennent et interagissent dans les mines après l'arrêt de l'exploitation, afin de prédire et prévenir les conséquences techniques et socio-économiques, ainsi que les conséquences en termes de sécurité publique.

Dans le contexte spécifique de la gestion des risques dans les bassins salifères de l'Est de la France, parmi d'autres axes de recherche, le GISOS réalise des suivis *in-situ* d'effondrements de cavités souterraines et met au point des modèles géomécaniques de comportement des cavités en cours d'exploitation ou abandonnées. Il s'agit d'implémenter et valider des outils et des méthodologies permettant, d'une part de définir des moyens de surveillance géophysique ou géotechnique, adaptés au contexte minier, en particulier celui du sel ; et d'autre part, d'améliorer la connaissance sur le comportement et l'évolution des cavités souterraines, et de son impact sur la stabilité du recouvrement.

Lors de l'analyse de stabilité d'un massif rocheux, il est recommandé de faire appel aux techniques non-intrusives, comme la surveillance microsismique, pour l'évaluation du degré d'endommagement dans le massif. L'identification des mécanismes de rupture associés aux microséismes induits en milieu minier se heurte à des difficultés majeures. En effet, si les mécanismes classiques de cisaillement en double couple s'appliquent bien aux séismes naturels d'origine tectonique, la spécificité des sites miniers tient à la création de cavités de grandes dimensions. Le champ de contraintes naturelles est modifié, et on peut s'attendre à la présence de ruptures de traction et d'un mécanisme avec une composante implosive significative. Par ailleurs, les phénomènes d'atténuation liés à la propagation des ondes sismiques dans un milieu complexe et perturbé par la présence des cavités, jouent un rôle prépondérant sur les signaux enregistrés à distance. Pour une meilleure connaissance des mécanismes de rupture à l'origine des séismes induits en milieu minier, les outils de modélisation numérique couplés aux mesures sismiques et mécaniques *in situ* sont indispensables.

Objectifs et plan de la thèse

Dans le contexte précité, le site pilote de Cerville-Buissoncourt (Lorraine, France), exploité par la société SOLVAY S.A., a fait l'objet d'une importante instrumentation géophysique et géotechnique, gérée par le GISOS, pour assurer le suivi et la surveillance d'une cavité à 200 m de profondeur, depuis son état stationnaire jusqu'à l'effondrement et l'apparition de dégâts en surface. Parmi les méthodes géophysiques, l'écoute microsismique est mise en œuvre par l'installation d'un réseau local sur le site pilote, pour identifier d'éventuels signes précurseurs de l'initiation de la dégradation du toit de la cavité, de son évolution, et de l'initiation de la fracturation des bancs raides du recouvrement, avant l'effondrement délibéré de la cavité saline. Les résultats des mesures *in situ*, ainsi que la bonne connaissance de la géométrie de la cavité étudiée et du comportement mécanique des matériaux du recouvrement, permettront d'aborder, dans des conditions favorables, la problématique de la modélisation de l'endommagement dans le massif rocheux.

Cette thèse a donc pour objectifs principaux :

1. la validation de la technique de surveillance basée sur l'écoute microsismique dans un contexte salin, ce qui entraîne le suivi et l'analyse de l'activité sismique pour la caractérisation des ruptures induites par l'exploitation en fonction de son avancement,
2. la modélisation numérique du comportement mécanique complexe du recouvrement, particulièrement l'initiation des microfissures et leur propagation, ce qui permettra à terme une comparaison avec la sismicité enregistrée sur site.

La première partie de la thèse est une présentation générale du site pilote de Cerville-Buissoncourt, englobant le contexte géographique et géologique, ainsi que la méthode d'exploitation mise en place par SOLVAY. Une présentation succincte des différentes techniques instrumentales déployées sur le site sera abordée. La technique basée sur l'écoute microsismique sera particulièrement détaillée. Nous finirons par la description de la situation actuelle de l'exploitation.

La deuxième partie de la thèse est consacrée à l'analyse de la sismicité induite associée à l'exploitation de la cavité de Cerville-Buissoncourt. Après un descriptif de la problématique de la surveillance microsismique des cavités souterraines, nous présenterons les travaux de calage du réseau microsismique du site pilote réalisés par l'analyse des tirs effectués lors d'une campagne de tomographie sismique menée par le BRGM en Octobre 2004. En suite, nous aborderons l'analyse de la sismicité enregistrée par le réseau entre Janvier 2005 et Décembre 2006. Enfin, les conclusions et les perspectives seront présentées.

La troisième partie présente la modélisation numérique de l'endommagement et des déformations associées à l'exploitation de la cavité de Cerville-Buissoncourt. La modélisation complexe du recouvrement suite à la diminution de la pression de saumure dans la cavité doit prendre en compte : (a) la géométrie actuelle de l'exploitation et la possibilité d'une évolution de la cavité dans le gisement de sel, (b) le comportement mécanique des différents matériaux présents dans le recouvrement qui est loin d'être homogène, et finalement (c) l'initiation des microfissures et leur propagation dans le recouvrement suite à la diminution de la pression de saumure dans la cavité. Dans le cadre de la modélisation numérique de l'endommagement fragile, une méthodologie *hybride* continue-discrète est développée et justifiée vis-à-vis des objectifs de la modélisation numérique. L'utilisation d'un modèle micromécanique discret pour une partie du modèle, entraîne une procédure de calibration des microparamètres nécessaire pour reproduire la réponse mécanique macroscopique des roches. Ensuite,

nous intégrerons les résultats d'une caractérisation physique et mécanique des roches du recouvrement, ainsi que l'information basée sur des études préalables, dans un modèle numérique couplé continu-discret à l'échelle du site pilote. Les résultats des différentes modélisations géomécaniques seront discutés. Pour conclure, une discussion sur la possibilité réelle d'une modélisation dynamique des phénomènes de rupture dans le recouvrement sera abordée.

Finalement, dans la quatrième et dernière partie, les conclusions générales et les perspectives sur la compréhension des mécanismes de rupture fondamentaux mis en oeuvre dans une telle exploitation de proche surface seront fournies. L'approche de recherche proposée devrait guider les études appliquées sur d'autres sites similaires d'exploitation souterraines.

Première partie

Site pilote de Cerville-Buissoncourt

Chapitre 1

Présentation du site pilote

1.1 Contexte géographique et géologique

La concession saline de Cerville-Buissoncourt, exploitée par la société SOLVAY S.A., est située en Lorraine dans le département de Meurthe-et-Moselle, à environ 20 km à l'est de la ville de Nancy (Figure 1.1).

Le gisement de sel d'origine marine appartient au Keuper (Age du Rhétien, Trias supérieur 200 Ma) associé à la formation du Bassin Parisien. Il s'étend sur une distance de 200 km de sa limite Est (près de Lunéville) où il est peu profond, jusqu'à sa limite Ouest (en Champagne) où sa profondeur atteint 1500 mètres. La largeur dans la direction Nord-Sud est d'environ 100 km. Dans la région de Cerville, le gisement de sel est proche de la surface (entre 180 et 220 mètres) ce qui constitue un atout pour son exploitation. L'épaisseur exploitée est d'environ 80 mètres. Le gisement comporte des couches d'argiles et d'anhydrites variant de quelques centimètres à quelques mètres d'épaisseur, intercalées dans les couches de sel gemme. Au total, le sel pur équivaut à une épaisseur de 60 mètres environ (SOLVAY S.A., 1998). Malgré une variabilité géologique importante dans la région, un niveau repère est toujours retrouvé dans tous les sondages de cette partie est du Bassin Parisien : la Dolomie de Beaumont, autour de 125 m de profondeur dans la région de Cerville-Buissoncourt.

La stratigraphie du site de Cerville-Buissoncourt est caractérisée par des strates plus ou moins continues qui seront détaillées par la suite dans la section 8.1.1 de cette thèse. Une coupe géologique schématisée est montrée sur la Figure 1.2. Du point de vue tectonique, c'est une région très stable et on ne retrouve aucune évidence de failles ou de discontinuités importantes aux alentours du site pilote.

1.2 Méthode d'exploitation

Parmi les différentes méthodes d'exploitation de sel par dissolution utilisées dans le bassin salifère lorrain, SOLVAY S.A. a mis en place la technique dite de *pistes de sondages* (également appelée méthode *intensive* d'exploitation). La méthode est illustrée sur la Figure 1.3. Une piste est constituée d'une série de forages (sondages) espacés de 50 mètres, alignés selon une direction bien précise, et

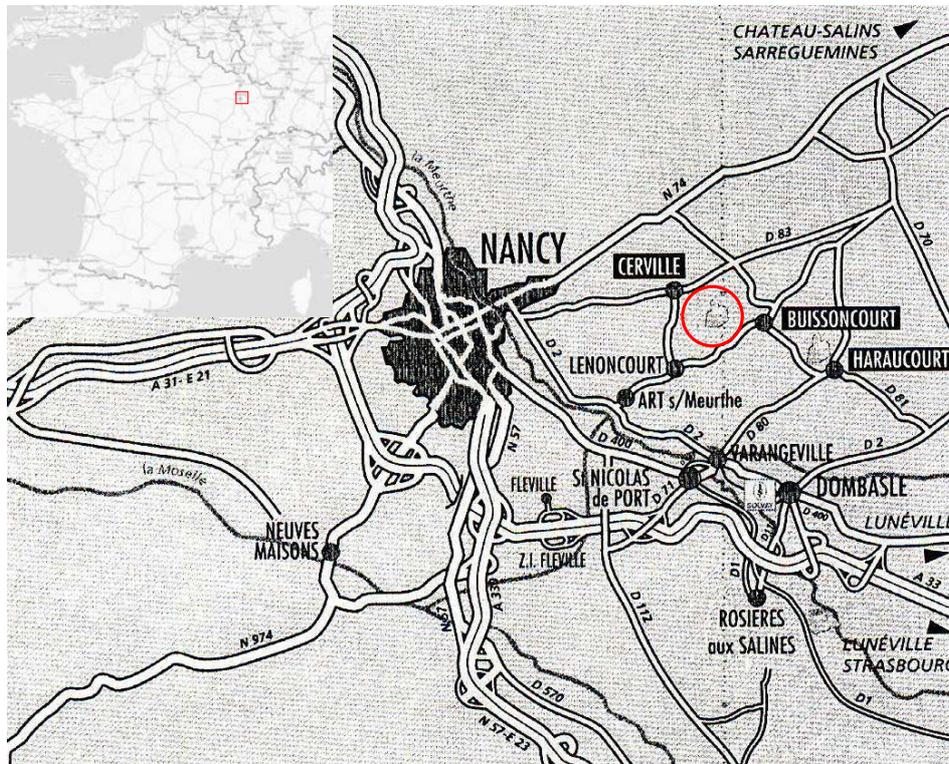


FIG. 1.1 – Carte géographique de la localisation de la concession de Cerville-Buissoncourt (cercle rouge).

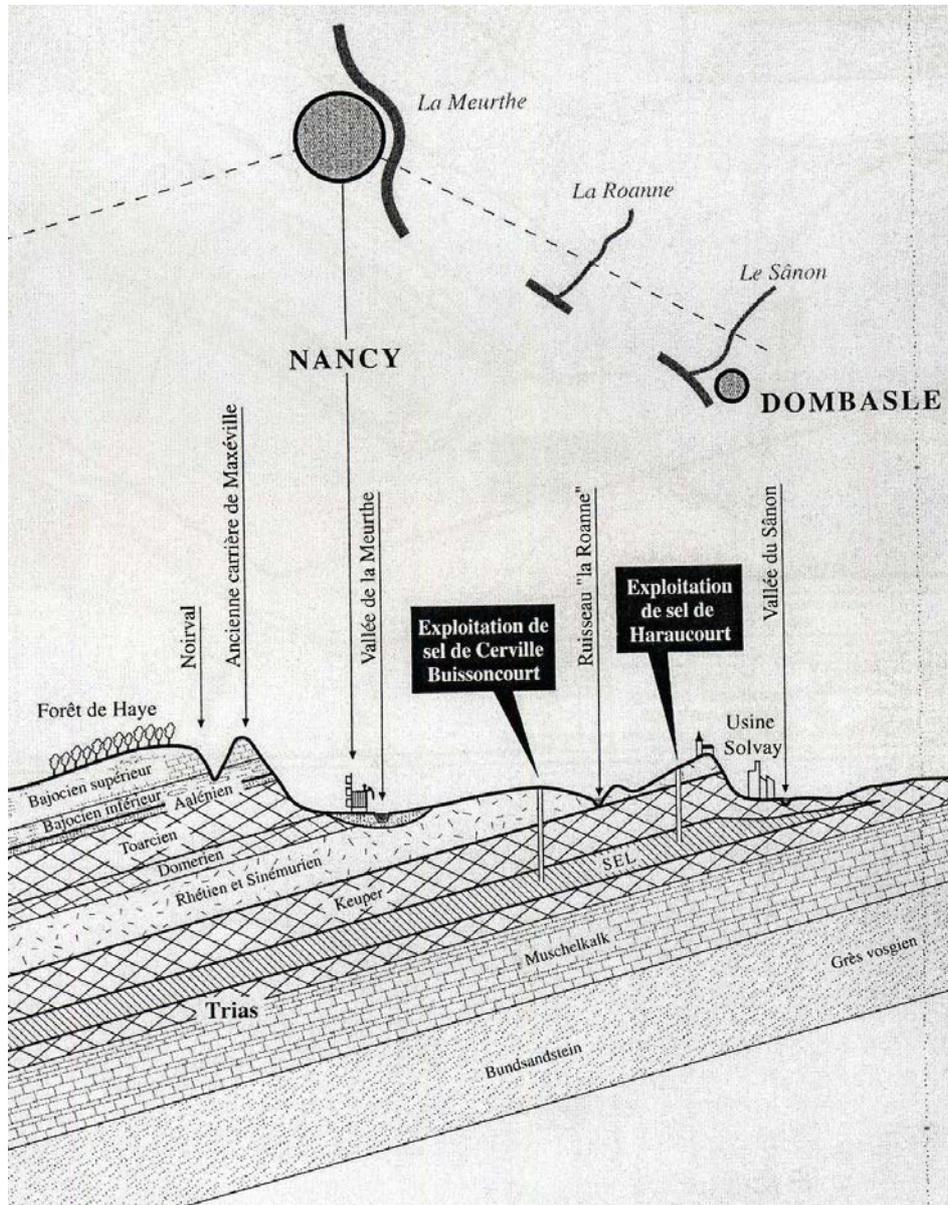


FIG. 1.2 – Coupe géologique de la partie est du Bassin Parisien. D'après SOLVAY S.A. (1998)

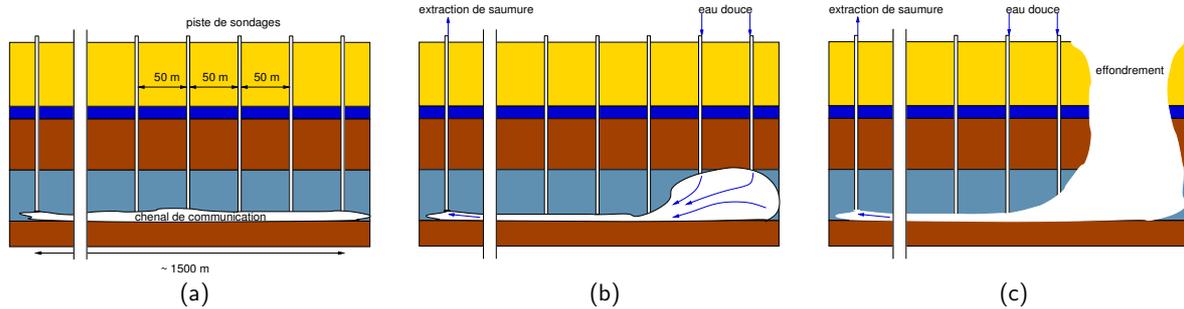


FIG. 1.3 – Différentes étapes d'une exploitation par pistes de sondages : (a) le chenal de communication est créé à la base du gisement, (b) la cavité est créée à l'amont des pistes, en s'agrandissant jusqu'à atteindre le toit du gisement, et (c) les terrains du recouvrement s'effondrent progressivement dans la cavité, formation de cratères en surface. La dissolution se poursuit vers l'aval des pistes.

forés jusqu'à la base du gisement de sel. Les extrémités inférieures des sondages sont mises en communication grâce à la création d'un chenal obtenu par dissolution horizontale du sel à ce niveau. Dès que le chenal de communication est créé, l'exploitation industrielle est engagée. Cela consiste à créer une cavité à l'extrémité des pistes par injection d'eau douce exclusivement par un ou deux sondages. La dissolution se développe dans toutes les directions au voisinage des sondages introducteurs d'eau. La saumure saturée est soutirée par d'autres sondages de plus gros diamètre situés à l'autre extrémité de la piste (extraction). La cavité s'agrandit et finit par atteindre le toit du gisement. L'injection d'eau est alors reportée sur d'autres sondages qui comportent encore du sel. Quand les terrains de couverture ne sont plus soutenus par le sel dissous, l'effondrement dans la cavité a lieu et apparaît en surface un cratère dont la dimension correspond sensiblement à celle de la cavité créée par dissolution.

L'exploitation du site de Cerville-Buissoncourt a commencé en 1997 par deux pistes de sondages (2100 et 2200) parallèles en direction Nord-Sud, séparées d'une distance d'environ 80 mètres. Une cavité a été créée à l'amont des pistes, et elle présente aujourd'hui une forme sensiblement cylindrique avec un diamètre maximal de 180 mètres et 50 mètres de hauteur (Figure 1.4). Selon une étude préalable réalisée par le GISOS, le site s'avère adapté pour tester des méthodes de surveillance et d'auscultation et permettre l'acquisition des données indispensables pour la compréhension des mécanismes d'évolution d'une cavité dans le sel pour les raisons suivantes :

- ◇ la cavité par dissolution possède une géométrie connue. Elle va évoluer, en s'agrandissant et en remontant dans les terrains du recouvrement jusqu'à son effondrement et l'apparition d'un cratère en surface. Ainsi les étapes depuis l'évolution de la cavité jusqu'à son effondrement pourront être suivies par l'instrumentation ;
- ◇ SOLVAY a interrompu en 2003 l'exploitation des deux pistes de sondages 2100 et 2200, de sorte que la cavité concernée n'a pas considérablement évolué depuis ce temps-là (étape (b) de la Figure 1.3). La mise en place de l'instrumentation avant la reprise de l'exploitation permet d'assurer un suivi préliminaire, en dehors de toute perturbation liée à l'exploitation. Il s'agit d'une situation idéale pour évaluer *in-situ* l'ensemble du dispositif expérimental et qualifier l'état 'zéro' du site pilote.

1.3 Instrumentation géophysique et géotechnique

Le programme d'instrumentation géré par les différents partenaires du GISOS, est présenté ci-après (l'organisme responsable est placé entre parenthèses). Pour chacune des méthodes nous présentons brièvement le principe et les objectifs vis-à-vis du suivi de l'évolution de la cavité (pour un rapport plus détaillé, voir [Senfaute et Daupley \(2004\)](#)).

- ◇ ** coute microsismique** (INERIS) : la fracturation du massif rocheux génère des ondes élastiques qui se propagent dans le milieu et sont enregistr es par des capteurs à distance. L'objectif de l'écoute microsismique dans le cadre de l'exploitation du sel par dissolution, est d'obtenir des signes précurseurs de l'initiation de la dégradation du toit marneux, de son évolution et de la fracturation de la Dolomie de Beaumont, avant que l'effondrement n'apparaisse en surface. L'étude de cette technique est d velopp e dans la Partie I de cette thèse.
- ◇ ** coute hydro-acoustique** (BRGM) : complémentaire de la microsismique, cette technique repose sur l'analyse des signaux enregistrés par des hydrophones placés dans un milieu fluide. Dans le cas particulier du site pilote, les capteurs sont placés dans des sondages remplis de saumure à la profondeur de la Dolomie de Beaumont. La gamme de fréquences, allant jusqu'au la centaine de kiloHertz, a pour but l'enregistrement des événements liés à la microfissuration des roches fragiles au voisinage des capteurs ( missions acoustiques).
- ◇ **Suivi  lectrique** (BRGM) : le déplacement d'un fluide ionique dans un milieu poreux génère un courant électrocinétique qui peut être caractérisé par le champ électrique et magnétique qu'il engendre à la surface. Cette méthode est de plus en plus utilis e dans la surveillance des migrations de fluides associ es aux périodes d'activité volcanique ou sismique. Dans le cas de Cerville, la chute de blocs dans la cavité devrait entraîner l'apparition de courants électriques transitoires significatifs en périodes de crise proche de l'effondrement.
- ◇ **Tomographie sismique** (BRGM) : l'objectif est d'étudier, par l'intermédiaire de l'imagerie sismique, l'évolution mécanique des terrains du recouvrement. Les mesures sont constitu es de campagnes ponctuelles de tomographie sismique  tal es dans le temps. La réalisation d'images tomographiques de la cavité initiale, pendant son évolution et après l'effondrement final, a pour but de mieux comprendre l'état de fracturation du milieu induit par l'évolution de la cavité. Dans un premier temps, une campagne de tomographie sismique a été r alis e en octobre 2004 pour caractériser le recouvrement de la cavité et évaluer la applicabilité de la technique dans le contexte d'une exploitation saline. Les données issues de la campagne de tirs d'octobre 2004 seront utilisés pour le calage du réseau microsismique installé sur site (Partie I de cette thèse).
- ◇ **Déformation en forage** (BRGM) : le mécanisme de rupture du haut toit de la cavité est un fléchissement progressif des terrains du recouvrement jusqu'à la rupture. Il sera intéressant de comparer le suivi de l'amplitude de ces mouvements aux résultats de modélisation numérique dans des études de rétro-analyse. Un extensomètre multipoints a été installé dans un forage profond au sommet de la cavité. Des ancrages métalliques à différentes profondeurs sont reliés par des tiges à une tête de mesure plac e en surface.
- ◇ **Nivellement de surface** (SOLVAY-INERIS) : la rétro-analyse des cas d'effondrement d'autres pistes a pu montrer que bien avant l'effondrement, des affaissements centimétriques étaient mesurés au droit des zones concern es. Le réseau de nivellement actuel comporte, à part les têtes de sondages, une ligne de mesure perpendiculaire aux pistes et passant au-dessus de la cavité. Le nivellement de surface, réalisé mensuellement, est assuré par SOLVAY, avec une précision de 5 mm. En complément, un tachéomètre a été installé par l'INERIS avec une cadence régulière de quelques

minutes pour suivre l'affaissement de la surface du terrain avec une précision submillimétrique (des tests sont en cours sur le site, pour corroborer la précision attendue).

- ◇ **Piézométrie-Pression dans la cavité** (SOLVAY) : des mesures de pression de saumure dans la cavité sont réalisées régulièrement par SOLVAY à partir du niveau piézométrique de la saumure dans les sondages des pistes 2100 et 2200. A présent, le niveau de la nappe de saumure est stable à environ 20 m de la surface. Cela induit une pression d'environ 1.9 MPa sur le toit de la cavité à 180 m de profondeur.
- ◇ **Campagnes Sonar** (SOLVAY) : il s'agit de suivre soigneusement la géométrie de la cavité par la technique des sondes à ultrasons. La méthode consiste à insérer un émetteur/récepteur des ondes acoustiques dans un puits où l'on mesure le temps entre l'émission et la réception d'un écho ainsi que la position de la sonde pour pouvoir localiser un point de la paroi de la cavité. Dans la cavité concernée, SOLVAY a réalisé un sonar en 2001 et le dernier en 2003. Les résultats de ce dernier seront utilisés par la suite pour la modélisation numérique.
- ◇ D'autres techniques font partie du dispositif expérimental telles que les mesures hydrochimiques (BRGM) et la composition de l'atmosphère en sondage (INERIS).

1.4 Situation actuelle de l'exploitation

La cavité instrumentée a été créée par dissolution durant la période 1997-2003 à l'amont de deux pistes d'exploitation 2100 et 2200 (Figure 1.4). En 2003, les dimensions de la cavité étaient devenues telles qu'une poursuite de la dissolution aurait pu conduire assez rapidement à un effondrement. Cet événement devant se produire trop tôt, SOLVAY ne disposerait pas de solution relais durable d'approvisionnement de saumure de son usine de Dombasle. En effet, il faut savoir que lors de l'effondrement de la cavité d'une piste, la saumure est polluée par les matériaux insolubles durant plusieurs semaines ou plusieurs mois et par conséquent, ne peut pas être traitée par l'usine.

SOLVAY a donc entrepris la réalisation des nouvelles pistes (3100-3200), parallèles aux deux précédentes, afin de prendre le relais de production de saumure lors de l'effondrement. En attendant, l'instrumentation géophysique et géotechnique de la cavité à l'amont des pistes 2100 et 2200 a eu lieu. Depuis juillet 2003, SOLVAY a réalisé les 31 forages des nouvelles pistes, puis l'opération de formation qui consiste à créer par dissolution un chenal de communication à la base du gisement, reliant tous les sondages. Une fois cette opération terminée, la piste est opérationnelle pour l'exploitation industrielle. Cette étape devait se terminer courant 2005 et permettre la reprise de la dissolution dans les pistes 2100 et 2200. Au terme de ce délai, la communication entre quelques sondages de la piste 3100 n'était pas réalisée. Les opérations de formation de la piste 3100 se poursuivent depuis ce moment-là pour obtenir ces communications. A la fin 2006, trois communications restaient encore à établir. Ce retard est sûrement lié à des irrégularités très localisées dans le gisement de sel.

Les dernières informations transmises par l'exploitant ne permettent d'envisager l'obtention des communications restantes qu'après l'été 2007, dans le meilleur des cas.

Deuxième partie

Sismicité induite dans le contexte salin de Cerville-Buissoncourt

La création, et a posteriori, l'évolution de la cavité du site pilote de Cerville-Buissoncourt par dissolution du sel entraîne des changements significatifs du champ de contraintes dans le massif rocheux, susceptibles de provoquer des ruptures et de générer une activité microsismique. C'est un cas typique de sismicité *induite* par une exploitation minière, en opposition à la sismicité d'origine purement tectonique. Le suivi de l'évolution de la cavité par écoute microsismique est une technique non-intrusive de surveillance, dont le but principal est d'identifier des signes précurseurs (développement des fractures) avant qu'un effondrement n'apparaisse en surface.

Dans la partie précédente, nous avons vu que l'exploitant de la concession de Cerville-Buissoncourt a pris du retard dans la réalisation de nouvelles pistes (3100-3200), parallèles aux deux pistes 2100-2200 correspondant à la cavité saline instrumentée, pour prendre le relais de production de saumure lors de l'effondrement provoqué. En outre, l'exploitation de la cavité actuelle a été reportée. Le site est donc dans une phase dite *stable*, où la cavité remplie de saumure n'évolue pas de manière significative. Par conséquent, le recouvrement se déforme peu et il est loin de la phase critique de l'effondrement. L'analyse de la sismicité induite présentée dans cette partie de la thèse, servira à la caractérisation de l'état *initial* du site, et à l'évaluation d'une méthodologie de traitement des signaux.

Dans cette deuxième partie de la thèse, nous présenterons les travaux et les résultats relatifs à :

1. l'étude de calage du réseau microsismique installé sur le site pilote,
2. l'analyse de l'activité microsismique de janvier 2005 à décembre 2006,
3. la caractérisation de l'état *initial* du site en dehors de toute perturbation liée à la dissolution.

Chapitre 2

Sismicité induite dans un contexte salin

Dans un premier temps, nous présenterons la problématique de la surveillance microsismique dans le contexte minier, plus particulièrement dans les cavités (ou cavernes) créées par dissolution de gisements de sel en profondeur. Ensuite, nous spécifierons le contexte scientifique de cette étude, pour terminer par la définition des objectifs de l'analyse de la sismicité induite par l'exploitation de la cavité saline de Cerville-Buissoncourt.

2.1 Auscultation microsismique des cavités souterraines

L'auscultation et la surveillance microsismique dans le contexte minier sont utilisées depuis le début des années 1970, lorsque les équipements sismologiques atteignaient le degré d'évolution nécessaire pour être appliqué aux conditions particulières de l'activité minière. En effet, l'introduction de systèmes d'acquisition digitale a permis l'implantation d'une surveillance à l'échelle locale en temps réel, en quantifiant la réponse du massif rocheux aux perturbations induites par les exploitations.

L'avantage principal de l'écoute microsismique réside dans la possibilité de localiser la déformation sismique à distance, à partir de l'enregistrement des ondes élastiques émises par la source d'instabilité. Les ondes enregistrées par les capteurs acoustiques sont influencées par les caractéristiques de la source elle-même (état de contrainte, résistance mécanique de la roche, taille de la source et vitesse de déformation), par les effets liés au parcours de la perturbation dans le milieu rocheux (scattering, atténuation anélastique), et par les caractéristiques des capteurs eux-mêmes (bande passante, type de capteur). Pour la description quantitative de la source sismique, des corrections et/ou hypothèses sur les caractéristiques du milieu doivent être prises en compte pour minimiser les effets de ces deux derniers facteurs.

Une activité sismique est la conséquence d'un réajustement des contraintes au sein du massif rocheux par fracturation ou bien par glissement sur des fractures préexistantes. D'un point de vue sismologique, il n'y a pas de différence fondamentale entre la génération de sismicité induite par des exploitations minières et d'un séisme d'origine tectonique. En outre, les événements enregistrés par les réseaux de surveillance microsismique dans des milieux miniers montrent des caractéristiques similaires aux enregistrements de séismes tectoniques habituels (phases P et S, conversions, atténuation). Les

outils d'analyse et d'interprétation restent donc presque identiques. Cette observation conforte l'idée d'une loi d'échelle entre la taille d'un séisme et le moment sismique, avec une chute de contrainte indépendante de la taille du séisme (Aki et Richards, 1980; Scholz, 1990). Bien que ce phénomène d'auto-similarité des séismes reste encore une hypothèse (Ide et Beroza, 2001), les derniers travaux sur la sismicité induite dans le contexte minier, suggèrent que les processus de rupture dynamique des microséismes sont similaires à ceux des séismes à l'échelle corticale (Oye *et al.*, 2005; Yamada *et al.*, 2007).

D'autre part, la présence de volumes vides en profondeur, inhérents au milieu minier, perturbe certaines composantes du champ de contrainte (quelques ordres de grandeur selon la profondeur de la mine), et favorise donc la génération de sismicité. Plusieurs études sur ces événements montrent clairement la présence de composantes implosives dans les tenseurs du moment sismique issus des inversions, incompatibles avec des solutions classiques en double couple (mécanisme pur en cisaillement) (Rudajev et Sileny, 1985; Wong *et al.*, 1989; McGarr, 1992a). Ils sont parfois associés aux fermetures rapides (i.e. réductions de volume) provoquées par l'effondrement des chambres ou galeries (McGarr, 1992a;b). A une échelle mineure ($M_w < 0$), les études des mécanismes de source dans le tunnel URL (Underground Research Laboratory, Canada) (Gibowicz *et al.*, 1991; Feignier et Young, 1992) montrent que, à part les événements bien représentés par un mécanisme en double couple, des événements présentant des composantes implosives ou extensives significatives, sont générés à proximité des zones de 'breakout' au toit du tunnel. De plus, dans le cas de notre étude, l'existence d'une cavité remplie de saumure sur pression provoquerait des instabilités susceptibles de générer une activité sismique proche de celle observée dans des environnements volcaniques et/ou hydrothermales (voir Konstantinou et Schlindwein (2001) et les références citées). Pour un récapitulatif complet des observations de sismicité avec caractéristiques extensives ou implosives voir Miller *et al.* (1998).

Une cavité souterraine peut être perçue comme une mine en profondeur, la différence étant que pour cette dernière, l'accès du personnel est généralement possible. Il existe donc une maîtrise *directe* sur l'avancement des travaux, ainsi que la possibilité d'instrumentation *in-situ* proche des sources d'instabilités, par l'intermédiaire des forages à partir des galeries en profondeur. Il en découle que la plupart des travaux cités sur la sismicité induite dans des milieux miniers, sont basés sur des données de bonne qualité, enregistrées sur plusieurs sondes trois composantes installées à proximité des sources (trajets source-sonde relativement courts). La notion de *cavité* (ou *caverne*) souterraine est liée davantage à l'impossibilité d'accès, et par conséquent de reconnaissance *directe*, d'une part, de son évolution en fonction du temps (au delà des campagnes de type sonar et autres), et d'autre part, des caractéristiques mécaniques des roches du toit ou des parois. La reconnaissance et l'évaluation du risque d'effondrement par des méthodes microsismiques de cavités naturelles créées par dissolution a été récemment utilisée par Wust Bloch et Joswig (2006) sur des cavités, situées entre 10 m et 50 m de profondeur, dans une région proche de la Mer Morte (Israël). Le manque de connaissance des caractéristiques des événements induits par impacts et/ou cavitations dans un milieu peu consolidé; et d'autre part, le faible rapport signal sur bruit, ont amené l'équipe de recherche à développer des outils d'analyse temps-fréquence pour l'identification des phénomènes, tels que les chutes de blocs, ou les avalanches de débris, dans des cavités vides ou partiellement remplies de saumure.

Plus spécifiquement, dans le contexte des exploitations industrielles de sel, certains travaux ont été réalisés pour évaluer la sismicité induite par la création et évolution des cavités créées par dissolution. De nombreuses cavités de ce type ont été utilisées pour le stockage de hydrocarbures et ont fait l'objet d'importantes expérimentations *in-situ*. Ainsi, Albright et Pearson (1984) ont détecté l'activité microsismique pendant la dépressurisation d'une cavité de stockage (4.1 MPa à 3.0 MPa) dans un dôme

de sel près de Freeport, Texas (Etats Unis). Les événements enregistrés étaient localisés dans la zone proche du sondage à 600 m de profondeur, et seraient associés à des glissements de plans de failles préexistantes de longueur décamétrique. D'autre part, [Maisons *et al.* \(1994\)](#) ont réalisé des expérimentations de fracturation hydraulique dans des cavités entre 1800 m et 2800 m de profondeur avec un réseau microsismique de surface et une sonde placée près de la cavité. De plus, [Fortier *et al.* \(2006\)](#) ont étudié la surveillance microsismique des cavités salines pour le stockage d'hydrocarbures dans une région sismiquement active à Manosque (France). L'objectif principal était de différencier les signaux d'origine tectonique de ceux induits par l'exploitation des cavités salines. Par ailleurs, le travail de [Maisons *et al.* \(1997\)](#) a montré les qualités de la méthode microsismique pour la surveillance d'une opération de fermeture de cavités à grand profondeur (2000 m) dans la région de Vauvert (France). Il a été souligné que la sismicité est générée autour des forages en exploitation exclusivement dans la couche de sel, corrélée d'une part, avec l'augmentation de pression de saumure dans un forage injecteur, et d'autre part avec les variations soudaines de pression (chutes de pression) provoquées par inversion des forages injecteur-producteur. Également, [Branston \(2003\)](#) consacre un chapitre à l'étude de la surveillance microsismique de cavités salines dans différents sites au Royaume-Uni. Leurs caractéristiques (formations géologiques, profondeur des cavités, instrumentation) sont très proches de celles de la cavité de Cerville-Buissoncourt. Nous reviendrons sur ce travail au moment de la caractérisation des signaux enregistrés par le réseau du site pilote.

Finalement, à une échelle mineure, nombre de travaux ont abordé le suivi et l'analyse des microfissures générées dans le sel à partir des émissions acoustiques enregistrées autour des exploitations de sel ([Dahm *et al.*, 1998; 1999; Dahm, 2001](#)). En général, ils correspondent aux expérimentations dans des exploitations de sel effectuées par des techniques minières souterraines classiques (chambres et piliers, galeries). Une couverture optimale des réseaux permet, au delà d'une localisation très précise, l'analyse fine de mécanismes de source associés à des fractures hydrauliques de petite échelle ([Dahm, 2001; Moriya *et al.*, 2006](#)).

2.2 Objectifs de l'analyse de la sismicité induite sur le site de Cerville-Buissoncourt

Dans le cadre du programme de recherche du GISOS concernant les risques associés à l'effondrement des cavités souterraines, il s'agit de mettre au point et de valider des méthodologies de surveillance adaptées au contexte salin. Pour y parvenir, le site pilote de Cerville-Buissoncourt a été choisi pour installer un dispositif expérimental de mesures diverses, dans le but d'évaluer et de comparer l'apport de chacune des méthodes pour la détection et/ou prévision de l'effondrement.

Dans cette partie de la thèse, nous étudierons spécifiquement l'écoute de l'activité microsismique enregistrée par le réseau installé sur le site pilote et géré par l'INERIS. L'analyse de la sismicité induite de la cavité saline de Cerville-Buissoncourt a pour objectifs :

1. dans un premier temps, de réaliser le calage du réseau microsismique afin d'analyser a-posteriori la sismicité induite. Cela consiste à déterminer un modèle de vitesse et d'atténuation du site, et d'autre part, à estimer les erreurs de localisation des foyers, à partir des sources connues (tirs explosifs) ;
2. d'analyser la sismicité enregistrée par le réseau entre Janvier 2005 et Décembre 2006 pour caractériser l'étape initiale en dehors de toute perturbation liée à l'exploitation. Cette étape

consiste à (1) localiser les hypocentres, (2) classifier les signaux en termes de contenu fréquentiel et degré de polarisation, et (3) caractériser si possible les paramètres de la source (magnitude, taille de la source, chute de contrainte) ;

3. d'analyser la sismicité enregistrée pendant un essai contrôlé de pression réalisé en Octobre 2005 par l'exploitant. L'objectif est d'obtenir d'une part, un premier retour d'expérience sur le comportement mécanique de la cavité et du recouvrement et d'autre part, d'adapter une surveillance fine et maîtrisée de l'évolution de la cavité pendant la future phase de dissolution.

Notons que l'exploitation de la cavité a cessé depuis 2003. L'activité microsismique analysée représente le 'bruit de fond' de la cavité saline dans son état stable. Des événements significatifs sont attendus lors de la reprise de la dissolution qui entraînera inéluctablement l'effondrement des tous les terrains du recouvrement. À ce moment là, une comparaison avec les résultats de la modélisation numérique est envisageable pour une compréhension appropriée des mécanismes de rupture.

Chapitre 3

Réseau microsismique de Cerville-Buissoncourt

Dans ce chapitre, nous présenterons le réseau microsismique installé sur le site pilote de Cerville-Buissoncourt, ainsi que le calage réalisé à partir de données issues des tirs d'une campagne de tomographie sismique réalisée par le BRGM en Octobre 2004. Ce calage comprend : (1) l'orientation des sondes tridirectionnelles du réseau, (2) la détermination d'un modèle de vitesse du site, et (3) une analyse de l'atténuation anélastique du milieu. Par la suite nous aborderons ces différents points, et nous achèverons par la synthèse des résultats du calage du réseau microsismique.

3.1 Description du réseau

Le réseau microsismique de Cerville-Buissoncourt est constitué de 4 sondes unidirectionnelles (M1, M2, M4 et M61) et 4 sondes tridirectionnelles (M3, M5, M63, et M62) installées en fond de forages implantés autour de la cavité (Figure 3.1). Elles sont placées à des profondeurs variables entre 30 m et 125 m. Les coordonnées de chaque station sont présentées dans le Tableau 3.1. Le forage le plus profond, réalisé au centre de la cavité actuelle, a été équipé de deux sondes tridirectionnelles à 62 m (M62) et 125 m (M63) de profondeur, juste au niveau de la Dolomie de Beaumont, et une sonde unidirectionnelle en surface (M61)¹. Chaque sonde est composée d'un (sondes monodirectionnelles) ou trois (sondes tridirectionnelles) géophones avec fréquence de coupure de 40 Hz et permettant d'enregistrer des signaux jusqu'à 1 kHz (Figure 3.2). La fréquence d'échantillonnage a été fixée à 10 kHz ($\Delta t = 0.1$ ms). Le système d'acquisition utilise un seuil de déclenchement équivalent à 10 fois le niveau du bruit ambiant (estimé à 20 digits = $1.3 \cdot 10^{-7}$ m/s) pour l'enregistrement des événements microsismiques. La durée de chaque fichier d'enregistrement est de 1 seconde.

Notons que pour des problèmes techniques, l'orientation des sondes lors de l'installation n'a pas été possible. La connaissance a priori des angles d'azimut et du pendage des tirs de calage permettra de réorienter les sondes par analyse de polarisation que nous verrons plus loin.

¹Capteur non-opérationnel au moment de la campagne de tirs.

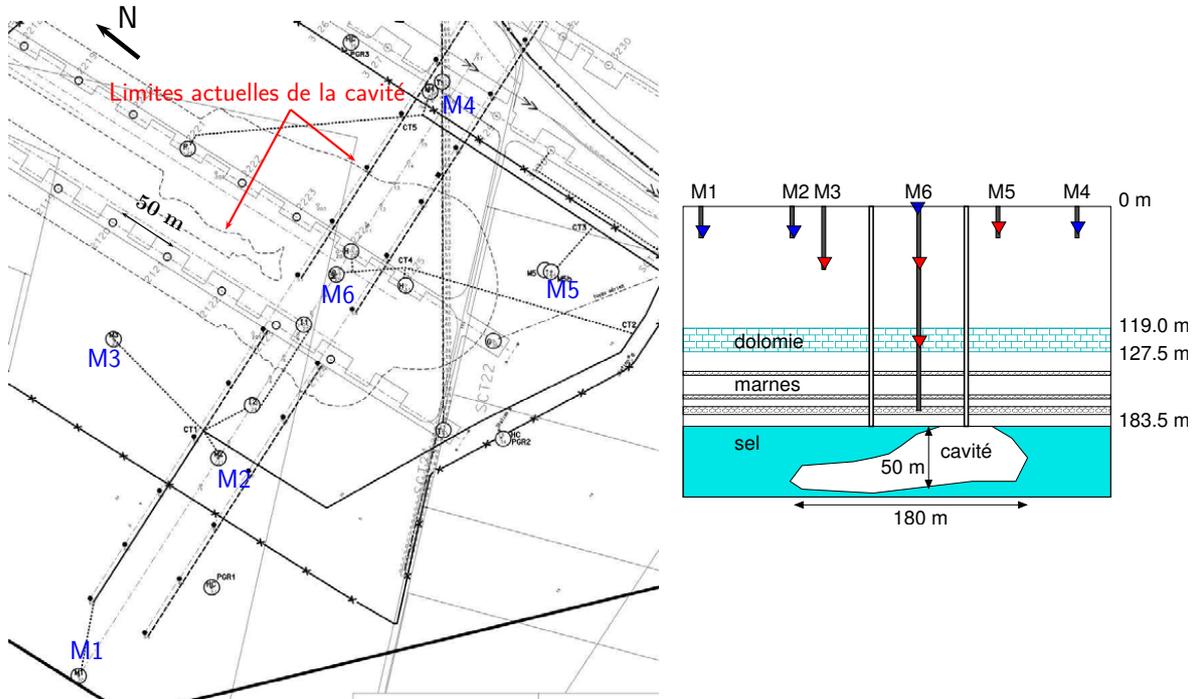


FIG. 3.1 – (Gauche) Plan du site pilote de Cerville-Buissoncourt avec position des sondes microsismiques. Les limites actuelles de la cavité en trait pointillé. (Droite) Coupe géologique schématique dans la direction E-W (perpendiculaire aux pistes de sondages) avec localisation des sondes microsismiques : rouge 3D, bleue 1D.

TAB. 3.1 – Coordonnées des sondes microsismiques en mètres. Sur la coordonnée verticale, les profondeurs (surface du terrain à $Z = 229$ m) sont montrées entre parenthèses.

	M1	M2	M3	M4	M5	M61	M62	M63
X	892946	893146	893164	893470	893423	893314	893314	893314
Y	116163	116192	116315	116256	116095	116217	116217	116217
Z	201 (31)	201 (31)	164 (65)	191 (35)	201 (28)	229 (0)	167 (62)	104 (125)

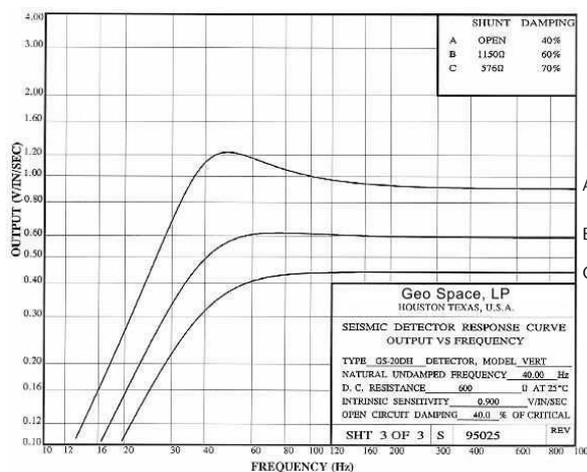


FIG. 3.2 – Réponse instrumentale des géophones GS-20DH de sondes microsismiques ([http : //www.geospacelp.com](http://www.geospacelp.com)). La courbe B correspond à la modalité utilisée à Cerville-Buissoncourt.

3.2 Calage du réseau microsismique

Le calage du réseau microsismique consiste à : (1) déterminer l'orientation des sondes par rapport à un repère géographique de chaque composante horizontale², (2) déterminer un modèle de vitesse et d'atténuation du site et (3) estimer l'erreur de localisation spatiale des événements. Pour y parvenir, des enregistrements dits contrôlés ont été effectués à partir de sources connues (tirs explosifs). Les signaux issus de ces tirs de calage ont été analysés en vue de valider la technique de localisation des foyers et d'appréhender les phénomènes de propagation d'onde tels que l'effet de l'atténuation dans le contexte général du site pilote.

3.2.1 Description de la campagne de tomographie sismique

En Octobre 2004, pour les besoins de l'expérimentation de tomographie sismique entre forages proposée par le BRGM, une série de tirs d'explosifs a été effectuée sur le site pilote. L'objectif était d'une part, de réaliser l'imagerie sismique de la structure du recouvrement de la cavité en terme de variation de vitesses, et d'autre part, d'évaluer le potentiel de la technique de sismique de réflexion pour une surveillance de l'évolution de la cavité. Les travaux consistaient à réaliser une première acquisition suivant un profil sismique 2D déployé en surface avec un total de 78 tirs explosifs réalisés tous les 5 m le long de la ligne (stations 100 à 567) (Figure 3.3). Une deuxième acquisition assurée par deux flûtes d'hydrophones installées dans les forages SCT21 et 3128 a permis de réaliser des Profils Sismiques Verticaux (PSV). De plus, quatre tirs supplémentaires (positions 201, 202, 203 et 204) ont été effectués au centre du réseau microsismique afin d'obtenir une couverture azimutale plus importante pour l'orientation des sondes (Figure 3.3).

Les tirs ont été enregistrés parallèlement par le réseau d'auscultation microsismique. Cependant, ce dernier, n'étant pas relié au système d'acquisition de tomographie sismique, il n'a pas enregistré le

²on suppose que la troisième composante est verticale.

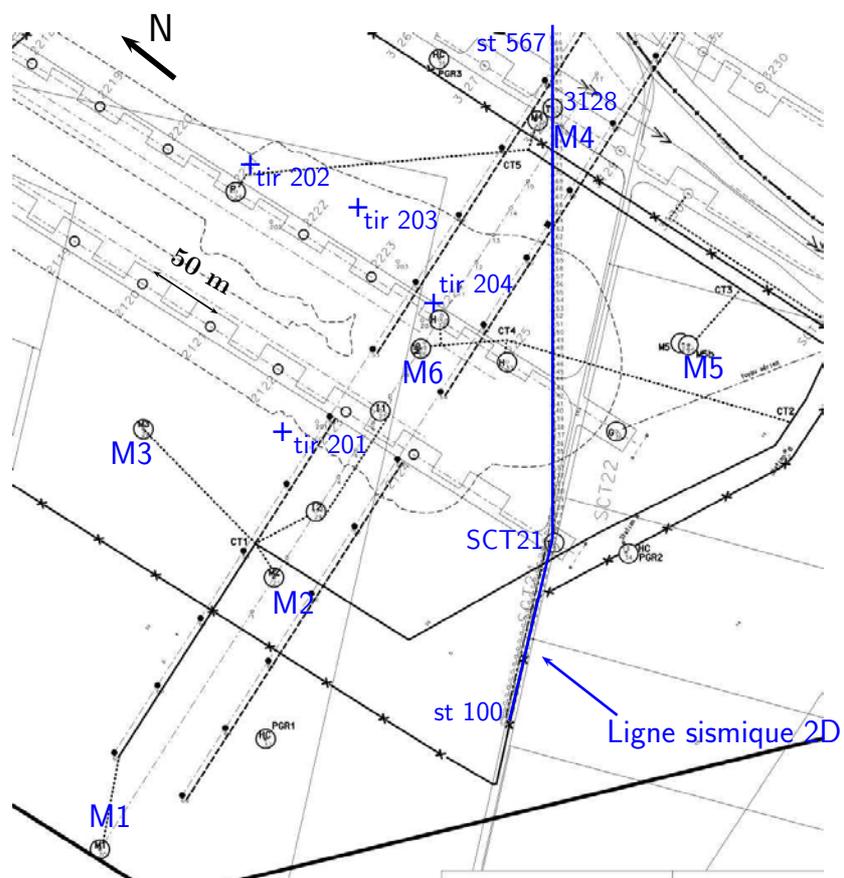


FIG. 3.3 – Plan du site avec ligne de tirs sismiques (stations 100-576) et tirs hors ligne (201-204).

temps d'origine de chaque détonation. Cette contrainte ne nous a pas permis de réaliser une analyse classique des ondes réfractées pour évaluer les vitesses moyennes de propagation des ondes dans le recouvrement et pour le calcul d'un modèle de vitesse du site.

Globalement, les signaux enregistrés par le réseau, issus des tirs de calage (Figure 3.4), présentent une première arrivée clairement observée (onde directe P). Les autres phases converties et/ou réfléchies, apparaissent plus tardivement sur certains enregistrements, dont la durée est plus ou moins longue selon le trajet de l'onde. Notons que tous les tirs ont été enregistrés sur l'ensemble des sondes, sauf pour certains tirs plus éloignés du centre du réseau. La gamme de fréquences exploitables se situe entre 25 Hz et 75 Hz en moyenne, gamme typique pour le type de source utilisée. Le rapport signal sur bruit (SNR > 10) est suffisant pour l'exploitation des signaux.

3.2.2 Analyse de polarisation et orientation des sondes

Méthodologie d'analyse

Il s'agit de déterminer l'orientation des sondes tridirectionnelles par l'analyse des erreurs systématiques estimées sur le calcul de l'azimut par rotation d'onde des signaux issus des tirs de calage. Pour ce faire, le programme *supolar* du package Seismic Unix (Stockwell et Liner, 2007) a été utilisé. Ce programme permet d'analyser la polarisation à partir de la matrice de covariance temporelle M_i des signaux tridirectionnelles x, y, z , définie par,

$$M_i = \begin{pmatrix} Var(x) & Cov(x, y) & Cov(x, z) \\ Cov(y, x) & Var(y) & Cov(y, z) \\ Cov(z, x) & Cov(z, y) & Var(z) \end{pmatrix} \quad (3.1)$$

avec,

$$Cov(x, y) = \frac{1}{N} \sum_{k=-N/2}^{N/2} [x_{k+i} - \mu_x][y_{k+i} - \mu_y], \quad (3.2)$$

$$Var(x) = \frac{1}{N} \sum_{k=-N/2}^{N/2} [x_{k+i} - \mu_x]^2, \quad (3.3)$$

où N est la largeur (en pas d'échantillonnage) de la fenêtre utilisée pour calculer la covariance, et μ_x, μ_y les valeurs moyennes des séries temporelles.

La polarisation d'un signal est une propriété dépendante du temps. Un compromis existe toujours entre la résolution et la stabilité du calcul du degré de polarisation. La matrice de covariance du signal M_i est définie sur une fenêtre temporelle de largeur N . Cette largeur doit être plus grande que la période moyenne du signal contenant l'arrivée de la phase à analyser (Jurkevics, 1988; Maercklin, 2001). En effet, si la fenêtre d'analyse est trop large, la résolution temporelle de la polarisation est détériorée ; si elle est trop petite, l'analyse de polarisation risque d'être indéterminée ou trop bruitée.

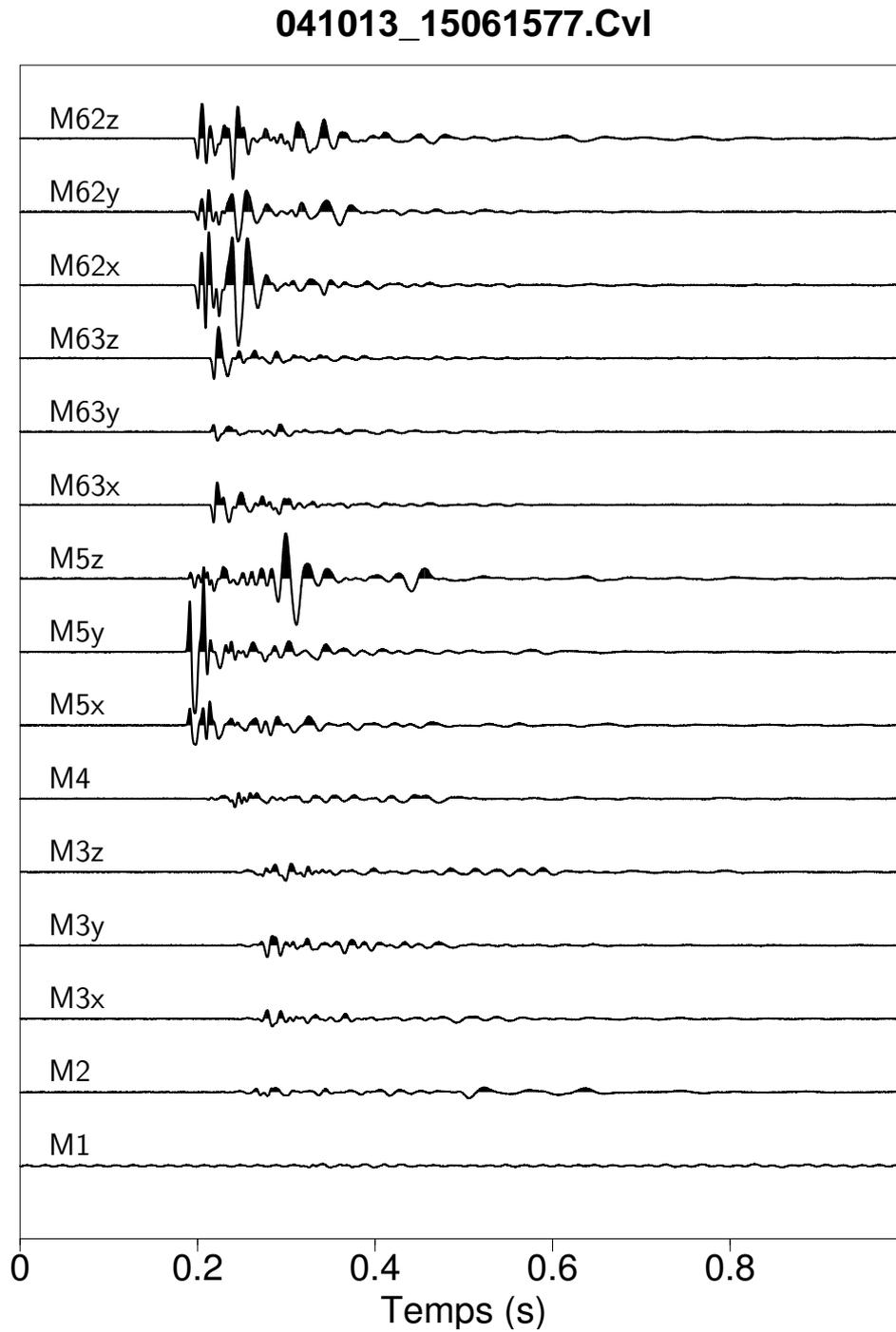


FIG. 3.4 – Exemple d'enregistrements correspondant à un tir de calage. Le temps initial est arbitraire.

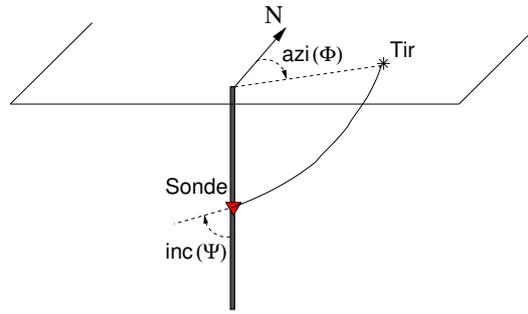


FIG. 3.5 – Définition des angles d'azimut Φ et d'inclinaison Ψ d'un rai sismique.

Une ellipsoïde de polarisation est ajustée à cette matrice, où les trois axes principaux sont définis par les vecteurs propres V_1 , V_2 et V_3 . Le vecteur V_1 correspondant à la valeur propre maximale λ_1 , donne la direction de polarisation. D'après les valeurs propres λ_1 , λ_2 et λ_3 ordonnés du majeur au mineur et les composantes des vecteurs propres, plusieurs paramètres de polarisation peuvent être calculés.

Direction de polarisation

L'identification de la direction de polarisation est généralement utilisée pour la localisation des événements par rotation d'onde, ainsi que pour réduire le bruit sismique et/ou isoler certaines phases sismiques (Benhama *et al.*, 1988; Kanasewich, 1990).

La direction de polarisation est représentée par l'azimut Φ dans le plan horizontal, et la déviation de la verticale ou l'angle de inclinaison Ψ :

$$\Phi = \arctan\left(\frac{X}{Y}\right), \quad \Psi = \arccos(|Z|), \quad (3.4)$$

où X, Y, Z sont les composantes du vecteur V_1 (cosinus directeurs). L'orientation d'ellipsoïde de polarisation présente une ambiguïté de 180° (si l'on modifie X, Y, Z pour $-X, -Y, -Z$ le résultat est inaltéré).

Dans le cas spécifique de notre étude, l'orientation des sondes sera déterminée en estimant les erreurs entre les angles d'azimut et de pendage réels (position des tirs connues) et calculés.

Qualité de la polarisation

Il existe plusieurs paramètres pour établir le degré de polarisation linéaire ou elliptique d'un signal polarisé (Maercklin, 2001). Dans le cas des tirs de Cerville, nous nous intéressons aux premières arrivées de l'onde P des enregistrements des sondes 3D (les phases converties ne sont pas considérées).

Nous avons choisi la rectilinearité RL comme le paramètre exprimant la qualité (linéarité) de la polarisation du signal,

$$RL = 1 - \left(\frac{\lambda_2 + \lambda_3}{2\lambda_1}\right). \quad (3.5)$$

Ce paramètre est égal à 1 pour une arrivée linéaire pure ($\lambda_1 \neq 0, \lambda_2 = \lambda_3 = 0$) telle que les ondes de volume P et S, et 0 pour une sphère ($\lambda_1 = \lambda_2 = \lambda_3$), cas typique du bruit sismique non-corrélé.

Détermination de l'azimut et pendage des tirs

L'utilisation de *supolar* permet d'obtenir, entre autres paramètres d'intérêt, ceux définis ci-dessus. Il est possible de traiter automatiquement un groupe d'événements en considérant une fenêtre temporelle $\Delta t = N\delta t$ (δt pas d'échantillonnage du signal) pour le calcul de la matrice de covariance, comme seul paramètre fixé par l'opérateur.

Sur la Figure 3.6 est présenté un exemple des courbes d'azimut, pendage et rectilinearité en fonction du temps. Les trois composantes du signal enregistrées sur la sonde M3 sont désignées en traits noirs. La fenêtre temporelle glissante de $\Delta t = 0.02$ s utilisée, permet d'inclure en principe la première arrivée de l'onde P (fréquence moyenne autour de 50 Hz) et d'obtenir des résultats stables. Cependant, il est possible que des interférences avec d'autres phases réfléchies viennent polluer l'arrivée directe. En effet, la représentation du mouvement particulaire réalisé sur les signaux analysés (Figure 3.6) indique clairement l'existence de deux phases sismiques entre 0.04 s et 0.1 s (traits rouge et bleu). Par ailleurs, la vue horizontale du mouvement particulaire montre que les deux phases ont le même azimut (au delà de l'ambiguïté de 180°). Cette observation suggère fortement que la deuxième phase correspondrait à une onde P réfléchie au niveau d'une interface géologique et/ou au toit de la cavité. Ceci implique une variation du pendage et non de l'azimut. Finalement, l'onde P directe n'est observée que dans une fenêtre temporelle restreinte à 0.04 - 0.06 s (en rouge sur la Figure 3.6).

Pour réaliser l'orientation des sondes, on s'intéressera seulement à la valeur d'azimut. En effet, les sondes sont positionnées verticalement dans les trous de forages, dont on négligera d'éventuelles déviations. En théorie, les pendages calculés et mesurés devraient être identiques, si l'on admet qu'il n'y a pas de variations latérales de vitesses (couches planes et homogènes). Nous verrons que ce cas se présente pour certaines sondes.

Les données de sortie de *supolar* forment un ensemble de paramètres de polarisation du signal en fonction du temps. Chaque valeur calculée est assignée au centre de la fenêtre glissante de $\Delta t = 0.02$ s utilisée pour le calcul de l'ellipsoïde de covariance. Dans un cas stable, les valeurs d'azimut et du pendage ne devraient pas varier beaucoup avec le temps. Les résultats de l'analyse de polarisation pour les 4 sondes 3D et tous les tirs sur la ligne (78 tirs : station 100 - station 567) sont présentés sur les Figures 3.7. Dans le souci d'automatiser la procédure, nous avons choisi de calculer les valeurs moyennes (avec les écarts type) de l'azimut, du pendage et de la rectilinearité entre 0.05 s et 0.1 s. Par conséquent, pour certains couples tir-sonde l'écart type est relativement important³. Cependant, l'azimut retenu pour un couple tir-sonde donné est estimé à partir de sa valeur moyenne, si l'écart type est inférieur à 3° et la rectilinearité au-dessus de 75%.

3.2.3 Orientation des sondes 3D

L'évaluation de la différence systématique entre l'azimut calculé et l'azimut géographique (azimut réel du rai tir-sonde) permet de déterminer la direction des composantes horizontales des sondes par

³Principalement dû à l'intervalle de temps choisi qui ne correspond pas exactement à l'arrivée de l'onde P directe. Une analyse individuelle de ces tirs pourrait améliorer la détermination.

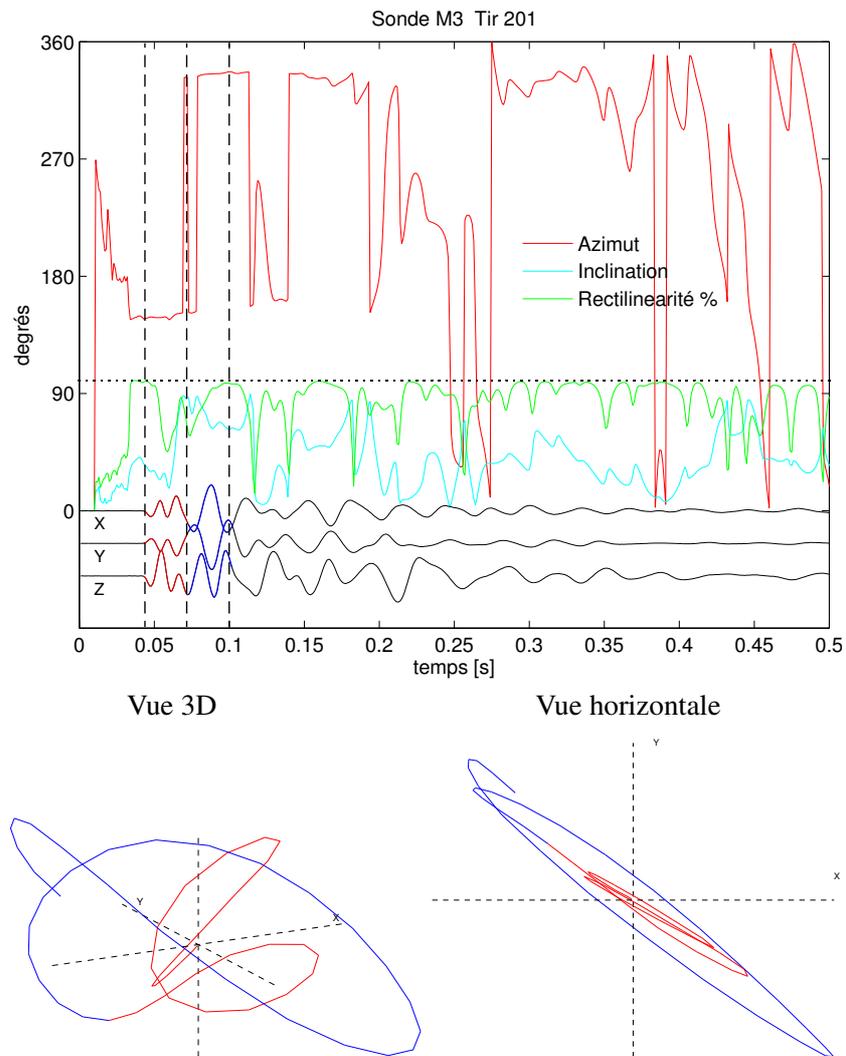


FIG. 3.6 – (Haut) Exemple d'analyse de polarisation par *supolar* pour le Tir 201 sur la sonde M3. L'azimut reste stable entre 0.04 et 0.1 s (au delà du saut de 180°), deux phases P (directe et réfléchie) sont identifiées (rouge/bleu). (Bas) Représentation du mouvement particulière, où nous distinguons les deux arrivées.

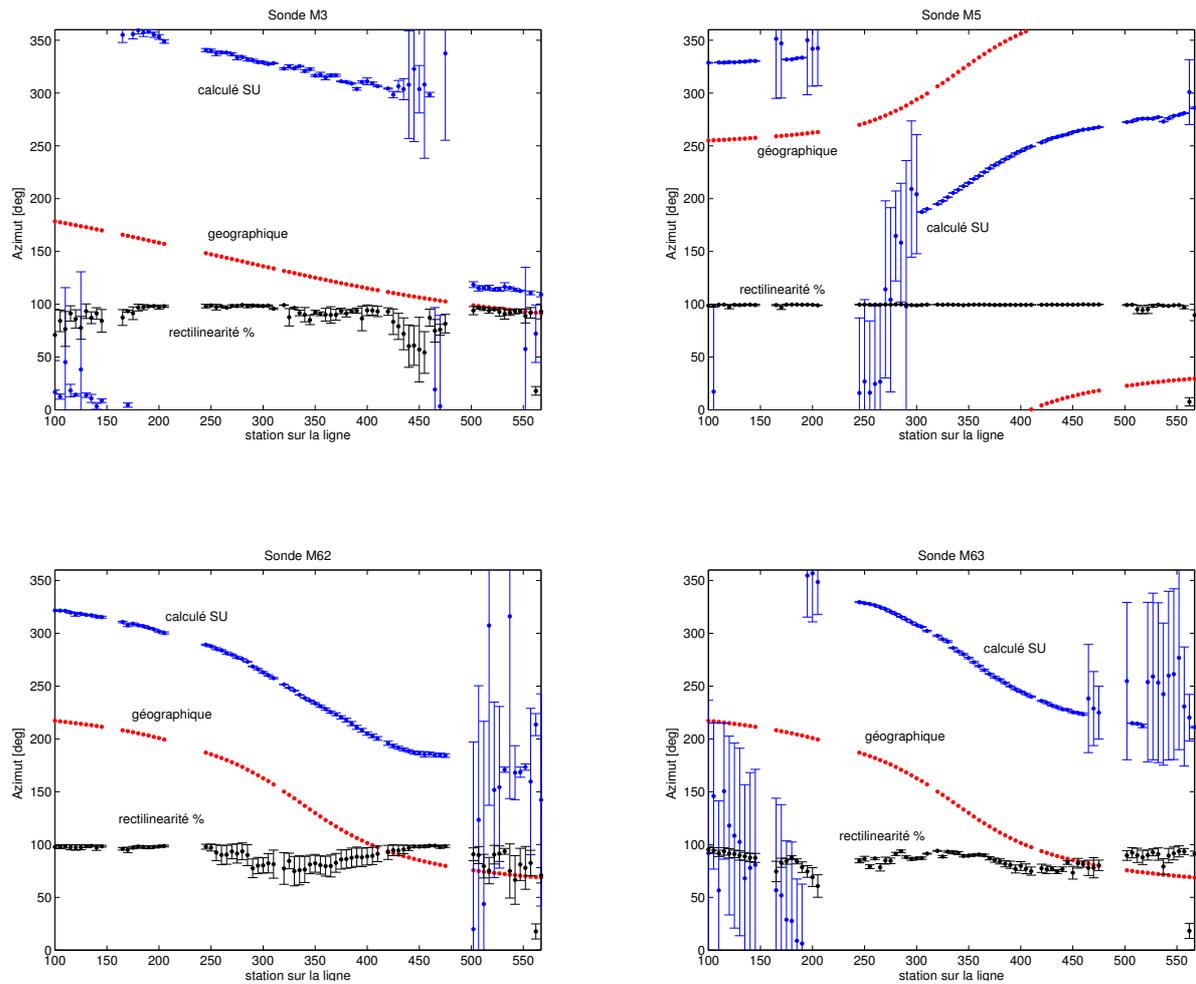


FIG. 3.7 – Estimation des azimuts pour les sondes M3, M5, M62 et M63. En général, la détermination est stable pour les tirs réalisés au centre du réseau. La rectilinearité varie entre 70% et 90 %. Les écarts type sont représentés par des barres verticales.

TAB. 3.2 – Orientation des sondes 3D du réseau microsismique de Cerville-Buissoncourt

Sonde 3D	Azimut [°] Axes OX/OY
M3	256/166 ± 4.3
M5	202/112 ± 3.4
M62	348/258 ± 3.5
M63	308/218 ± 2.1

rapport au Nord géographique. Nous disposons pour l'analyse des 78 tirs sur la ligne (stations 100 à 567) et 4 tirs hors ligne (stations 201 à 204). Notons que seuls les rais tir-sonde pour lesquels l'azimut est bien déterminé sont utilisés pour l'orientation. Plus de la moitié des tirs respectent cette condition comme il est montré sur la Figure 3.7. Le résultat est résumé dans le Tableau 3.2.

Variations latérales de vitesse

Après l'orientation des sondes, une simple comparaison des azimuts observés et azimuts réels peut nous donner une idée sur une éventuelle variation latérale de vitesse. Cela aurait un effet sur la courbure des rais (par conséquent, sur l'azimut observé) qui traversent des zones relativement rapides ou lentes selon le trajet.

Compte tenu du nombre élevé de tirs, nous n'avons retenu que ceux pour lesquels les résultats sont stables (Figure 3.8). Il est normal que l'on trouve des points plus ou moins dispersés autour de la droite à 45°, car ces mêmes points ont été utilisés pour estimer l'orientation de chaque sonde (en faisant la moyenne sur les couples tir-sonde acceptables). S'il y avait des variations latérales de vitesse (i.e. courbure des rais), les points devraient s'éloigner de la droite à 45° systématiquement pour certains azimuts. Nous concluons donc que les variations latérales de vitesse sont trop faibles pour perturber la direction des rais dans le plan horizontal. Nous verrons par la suite que ce n'est pas le cas dans la direction verticale.

Analyse du pendage : anomalie de vitesse ou forage incliné ?

Au delà de l'orientation des sondes 3D utilisant exclusivement l'azimut calculé de chaque rai, il est possible d'analyser leur pendage ou angle d'inclinaison (0°/90° rai vertical/horizontal, voir Figure 3.5). Cela permettra une analyse qualitative des vitesses sismiques en profondeur, afin de mieux contraindre la définition du modèle de vitesse du site. Les résultats sont montrés sur la Figure 3.9. Les valeurs 'théoriques' d'inclinaison sont calculées en supposant un demi-espace de vitesse homogène (hypothèse du rai droit entre tir et sonde). Les résultats pour chaque sonde 3D sont présentés comme suit :

- ◇ **Sonde M3** (60 m de profondeur) : c'est la sonde la plus éloignée de la ligne de tirs et les distances épacentrales sont par conséquent plus importantes. Les rais devraient arriver avec un pen-

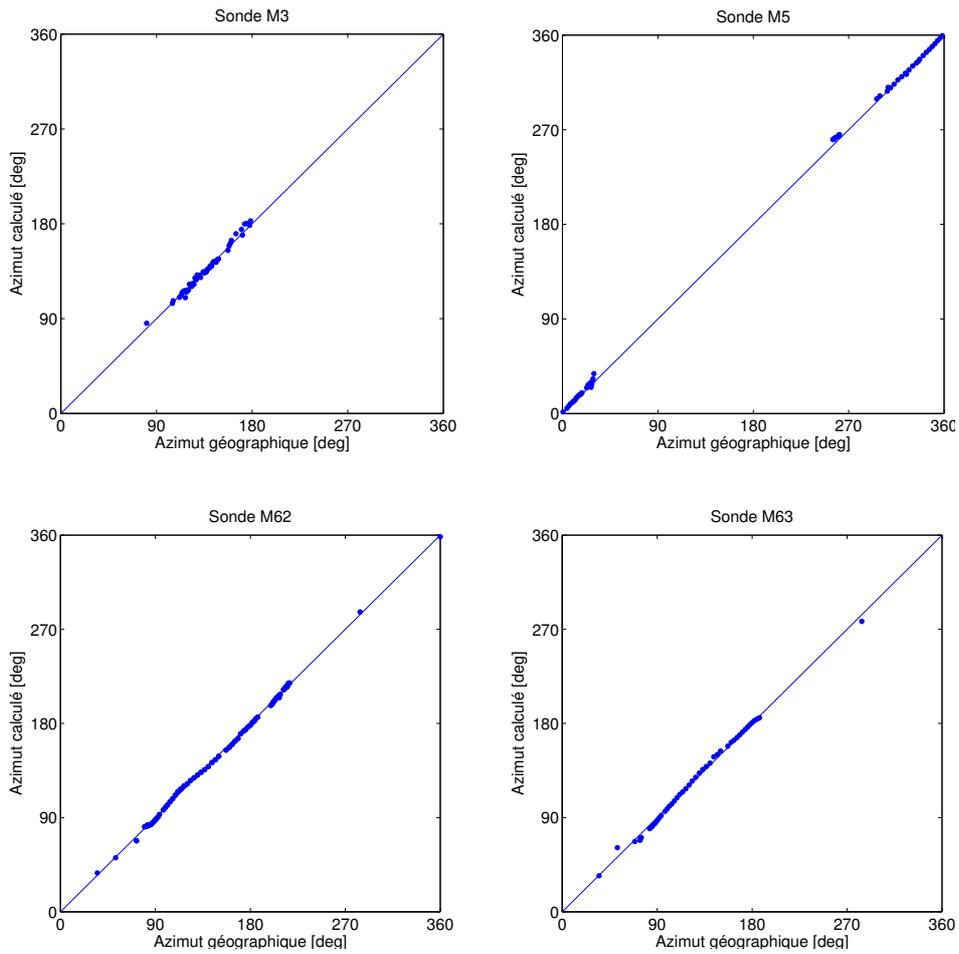


FIG. 3.8 – Comparaison entre azimuth calculé - azimuth géographique pour les 4 sondes 3D. Il n'existe aucune différence notable en fonction de l'azimut des rais.

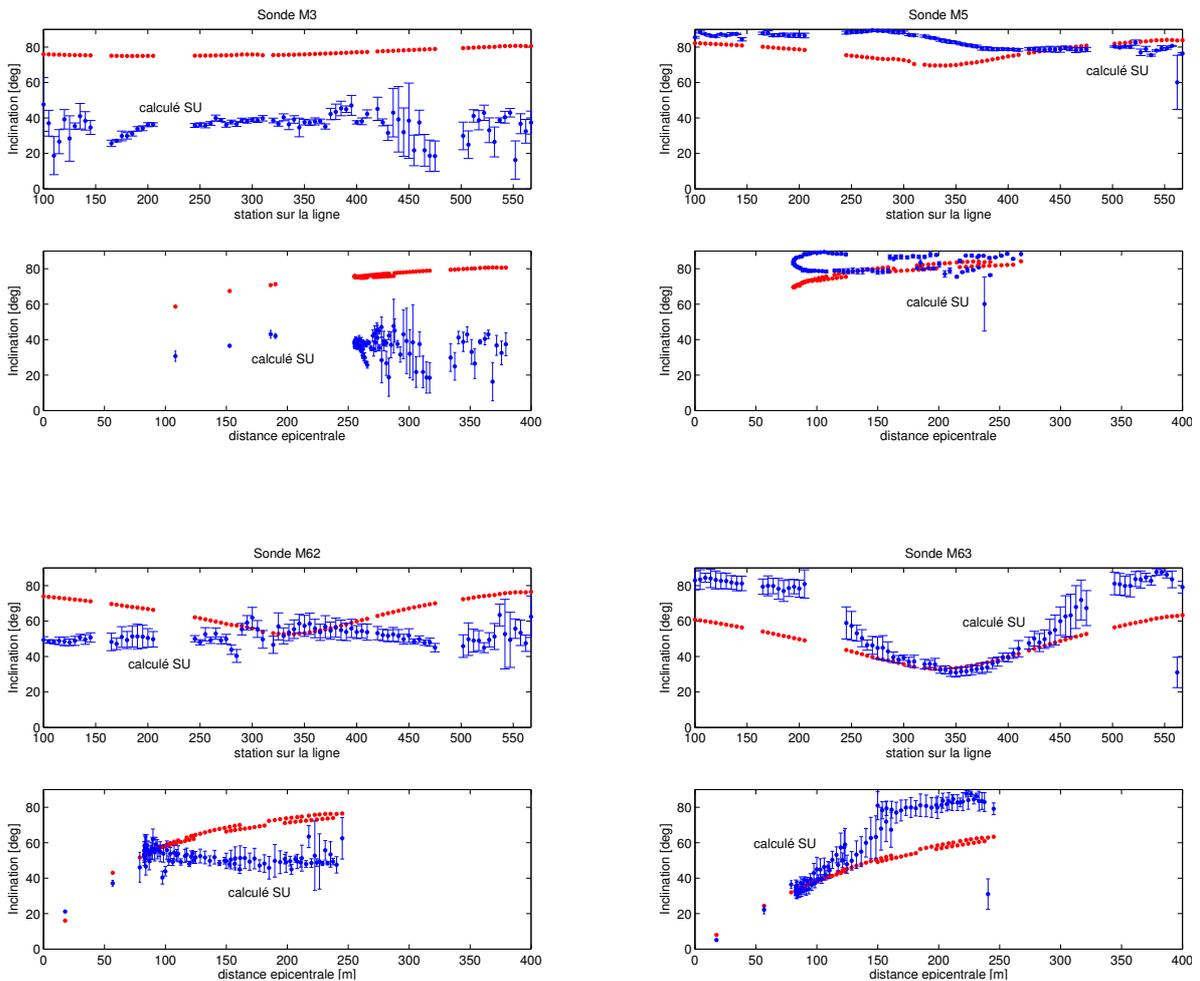


FIG. 3.9 – Estimation des pendages pour les sondes M3, M5, M62 et M63 en fonction de la position sur la ligne de tirs et la distance épiscopentrale. Les valeurs 'théoriques' (points rouges) sont calculées en supposant un milieu de vitesse homogène. Les écarts type sont représentés par barres verticales.

dage supérieur à 60° . On remarque la différence systématique d'environ 30° pour tous les tirs. Nous reviendrons plus loin sur les possibles explications de ce phénomène.

- ◇ **Sonde M5** (30 m de profondeur) : cette sonde est la plus proche de la ligne de tirs et la moins profonde. Les rais directs devraient donc arriver presque horizontaux sur cette sonde.
- ◇ **Sonde M62** (60 m de profondeur) : pour des distances épiscopentrals inférieures à 100 m, la différence entre pendage théorique et pendage calculé par *supolar* se trouve dans les barres d'incertitude de la détermination. Pour des distances épiscopentrals plus importantes, des rais plus horizontaux sont attendus (en accord avec une augmentation de la vitesse en profondeur). Cependant les pendages calculés restent stables autour de 50° .
- ◇ **Sonde M63** (125 m de profondeur) : c'est la sonde la plus profonde dans le forage M6, située dans le banc raide de la Dolomie de Beaumont. Les pendages sont cohérents pour les tirs proches du forage M6 (distances épiscopentrals inférieures à 100 m). Au-delà, nous retrouvons une horizontalisation des rais, cette fois-ci en accord avec une augmentation de la vitesse en profondeur.

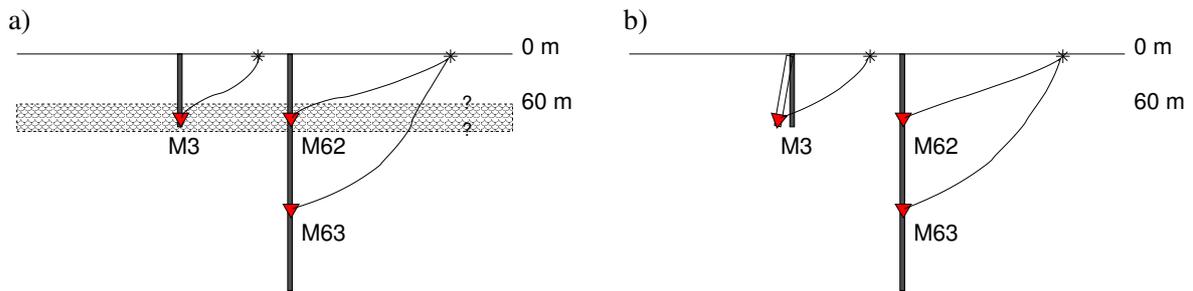


FIG. 3.10 – Hypothèses sur l'origine de valeurs de pendage pour les sondes M3 et M62 : a) Présence d'une couche lente aux alentours des sondes. b) Légère inclinaison du forage en M3.

Les résultats inattendus correspondent à la différence systématique des valeurs de pendage sur la sonde M3 et le pendage sensiblement constant sur la sonde M62. Notons que ces deux sondes se trouvent à la même profondeur (60 m). Cela pourrait indiquer une zone de vitesse relativement lente autour de cette profondeur, qui pourrait localement 'verticaliser' les rais. La couche serait peu épaisse, car les pendages pour la sonde M63 sont cohérents avec une augmentation de vitesse en profondeur, i.e. les rais sont plus horizontaux au fur et à mesure que la distance epicentrale augmente (Figure 3.9).

Par ailleurs, tous les tirs enregistrés sur les sondes M62 et M3, présentent une première arrivée avec un mouvement particulière suivant une direction verticale négative (vers le bas) correspondant à une onde provenant de la surface. Cependant, il est probable que des arrivées converties polluent fortement le calcul du pendage, comme on l'a vu dans l'exemple de la Figure 3.6.

Finalement, nous ne pouvons pas écarter la possibilité d'une déviation du trou de forage de la sonde M3, ce qui sous-estimerait systématiquement le pendage calculé. Sur la Figure 3.10, nous présentons schématiquement les différentes alternatives.

3.2.4 Définition d'un modèle de vitesse

La localisation des événements sismiques en 3D consiste à obtenir les coordonnées X, Y, Z du foyer d'un événement, ainsi que le temps d'origine t_0 , à partir des données de temps d'arrivée des différentes phases aux stations, et/ou des données de polarisation du signal. Dans le cas général, il s'agit d'un problème inverse non-linéaire, à cause de la relation non-linéaire entre la position du foyer (paramètres) et les données (temps d'arrivée ou polarisation). Indépendamment de la méthode de résolution, pour la simulation de la propagation des rais sismiques (problème directe), un modèle de vitesse réaliste est indispensable.

Dans le cas du réseau de Cerville-Buissoncourt, nous avons intégré des données provenant du log géologique du site et les résultats de la tomographie sismique 2D réalisée par le BRGM, pour définir un modèle de vitesse et localiser les événements sismiques.

Une description lithologique détaillée du recouvrement est présentée plus loin dans le Chapitre 8. Pour la définition du modèle de vitesse, nous avons considéré un recouvrement constitué du gisement de sel d'épaisseur 80 m, de marnes intercalées d'épaisseur totale 60 m, du banc raide du recouvrement constitué par la Dolomie de Beaumont d'épaisseur 8.5 m, et une série de marnes, carbonates, grès, et argiles jusqu'à la surface du terrain (Figure 3.11).

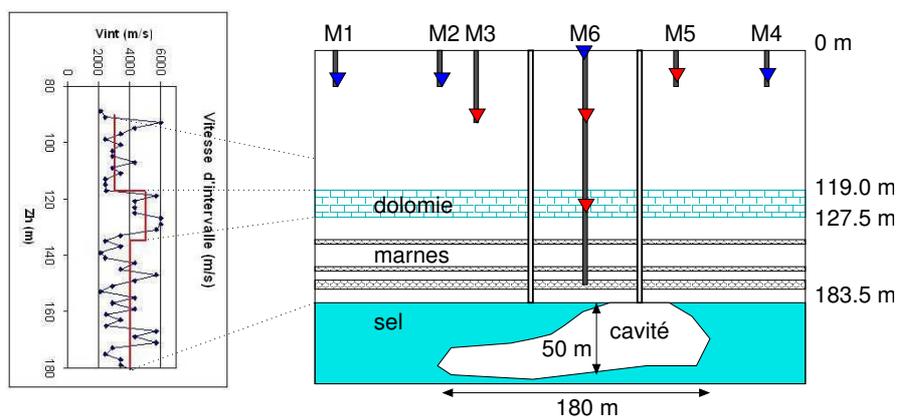


FIG. 3.11 – (Gauche) Vitesses d'intervalle d'onde P issues des mesures PSV faits par le BRGM (Suffert *et al.*, 2006). (Droite) Schéma de la coupe lithologique du site de Cerville-Buissoncourt. Les sondes microsismiques (3D/1D) sont représentées par des triangles (rouges/bleus).

TAB. 3.3 – Modèle de vitesse de base avec $V_p/V_s=1.73$ assumé.

Profondeur [m]	Vitesse P [m/s]
0 – 120	3000
120 – 130	5000
130 – ...	4000

Le modèle de vitesse est essentiellement inspiré des données provenant du Profil Sismique Vertical (PSV) réalisé lors de la campagne de tomographie sismique du BRGM (Suffert *et al.*, 2006). Sur la Figure 3.11, les données brutes de vitesses d'intervalle entre 90 m et 180 m de profondeur sont montrées. Il est possible de retrouver une couche située entre 110 m et 120 m qui correspond au banc raide de la Dolomie de Beaumont, caractérisé par des vitesses sismiques relativement élevées (voir Tableau 7.3).

Dans un premier temps, un modèle 1D de vitesses (couches planes et parallèles) est considéré (Tableau 3.3). Pour sa validation, ce modèle est testé par la localisation des tirs de calage (sources connues) enregistrés par le réseau microsismique.

Localisation des tirs de calage

Des tests de localisation ont été effectués à partir des temps d'arrivée d'ondes P, en utilisant le logiciel *NonLinLoc* (Lomax, 2006). Ce logiciel est basé sur une approche probabiliste de l'inversion (Tarantola et Valette, 1982), par des méthodes non-linéaires de recherche globale dans l'espace des paramètres. Ainsi, il est important de noter que l'algorithme ne nécessite aucune prélocalisation ou foyer *a priori*. Tout d'abord, les temps de parcours des ondes P et S entre chaque station et tout point du modèle sont calculés par tracé des rais (problème directe). Les erreurs de pointé (erreurs observationnelles), ainsi que les erreurs dans le calcul du problème direct (incertitudes dans le modèle de vitesse) sont supposées gaussiennes. Cela permet d'obtenir, par intégration, la densité de probabilité a

posteriori des coordonnées spatiales de l'hypocentre qui constitue la solution complète du problème inverse (Tarantola et Valette, 1982; Moser *et al.*, 1992). Dans le cas général, cette densité de probabilité peut être irrégulière et multimodale, car la relation entre coordonnées hypocentrales et temps de parcours est non-linéaire dans un modèle de vitesse complexe. La solution du problème consiste donc à échantillonner la densité de probabilité a posteriori, à partir des grilles de temps calculées au préalable. Pour ce faire, différentes méthodes sont disponibles dans *NonLinLoc* (Lomax, 2006). Nous avons notamment choisi d'utiliser l'approche *Oct-Tree* basée sur des divisions successives (cellules) de l'espace des paramètres contrôlées par leur valeur de probabilité. A la fin de la procédure, les cellules se concentrent dans les parties les plus probables de l'espace. Un hypocentre optimal (maximum likelihood hypocentre) est déterminé comme le point avec l'écart minimal (probabilité maximale) entre les temps calculés et les temps observés à chaque station. Pour évaluer les incertitudes, il est important de tenir compte de la fonction de densité de probabilité a posteriori dans une localisation. De plus, les valeurs d'estimateurs gaussiennes, telles que la moyenne et la matrice de covariance, sont aussi calculées pour donner une idée des intervalles de confiance (confiance limits) associées à chaque localisation.

Résultats de la localisation des tirs

Plus de 400 signaux issus des tirs de calage ont été pointés manuellement sur l'arrivée de l'onde P. L'incertitude dans la détermination des temps d'arrivée est estimée à $5 \cdot 10^{-3}$ s (50 pas d'échantillonnage). Il faut souligner que la plupart des tirs ont été enregistrés par toutes les sondes, à l'exception de quelques-uns sur la sonde M1, la plus lointaine. Nous avons choisi 6 tirs sur la ligne sismique 2D (stations 255, 285, 320, 350, 380, et 410) et les 4 tirs hors ligne (201, 202, 203 et 204) pour l'analyse et la validation du modèle de vitesse.

Une étude paramétrique a été réalisée sur les vitesses des premières couches du sous-sol (jusqu'au toit de la Dolomie de Beaumont à 110 m de profondeur) pour améliorer le modèle simple à trois couches défini dans la Section 3.2.4. Ainsi, nous avons considéré 3 modèles alternatifs présentés dans le Tableau 3.4. Suite à une série de tests, dont les résultats en termes d'erreur de localisation des tirs (position connues) sont montrés sur la figure 3.12, nous avons choisi de garder le modèle qui présente une première couche avec une augmentation linéaire de vitesse de l'onde P de 2400 m/s en surface jusqu'à 3000 m/s au toit de la Dolomie (Modèle dit 'final' dans le Tableau 3.4).

Sur la Figure 3.13 sont montrés les résultats de localisation de 10 tirs obtenus avec le modèle dit 'Final'. Les résidus aux stations sont tous inférieurs à 0.01 s, sauf pour la sonde la plus éloignée M1. Notons que la partie du modèle 'échantillonné' par les rais issus des tirs de calage reste très superficielle⁴. D'après les erreurs montrées sur la Figure 3.12, il est clair que la détermination des coordonnées epicentrales suivant la direction Est-Ouest (Composante X) est mieux contrainte que suivant la direction Nord-Sud (Composante Y), à cause principalement de la géométrie du réseau microsismique. Par ailleurs, on peut remarquer la différence de précision entre les tirs hors ligne et les tirs sur la ligne, ces derniers étant largement mieux localisés.

Cela nous a amené à tester l'influence d'une station en particulier sur la localisation des tirs. La technique d'élimination propose de localiser des événements en enlevant une station, de sorte que l'on

⁴En effet, les rais provenant des différents tirs traversent essentiellement les 60 premiers mètres du recouvrement, avec une certaine pénétration additionnelle si l'on tient compte de la sonde M63 à 125 m de profondeur.

TAB. 3.4 – Modèles de vitesse alternatifs. Vp 3000 : modèle de base, Nova : modèle basé sur des données de Sismique Haute Résolution à proximité de Cerville (Piwakowski *et al.*, 2006), BRGM : modèle basé sur les résultats de tomographie sismique (Suffert *et al.*, 2006). Final : modèle final retenu, avec un gradient de vitesse dans la première couche.

Profondeur [m]	Formation	Modèle de vitesse P [m/s]			
		Vp 3000	Nova	BRGM	Final
0	Argiles	3000	1700	1500 + 10 z[m]	2400 + 5 z[m]
50	Grès		3000	3000	
120	Dolomie	5000	5000	5000	5000
130	Marnes	4000	4000	4000	4000

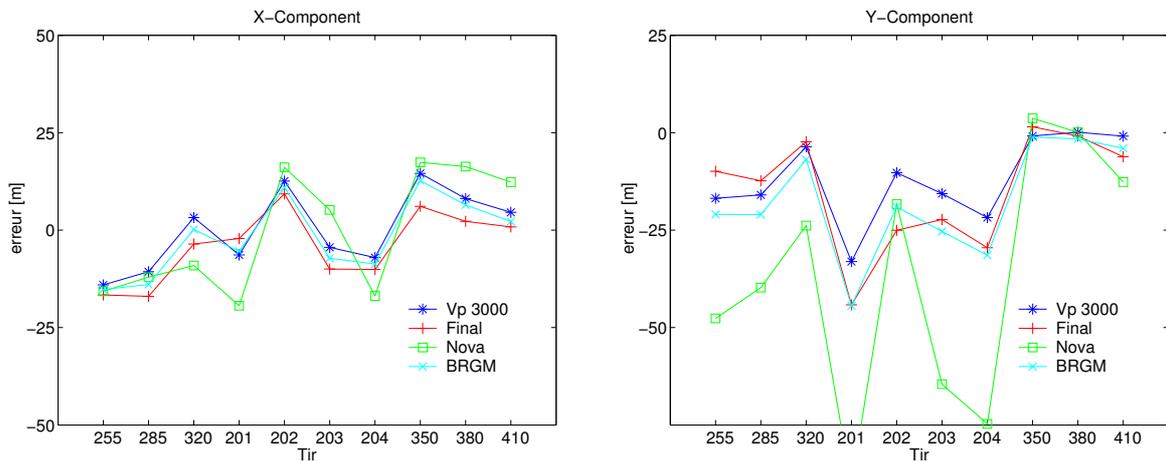


FIG. 3.12 – Erreur de localisation pour les différents modèles de vitesse du site. (Gauche) Composante Est-Ouest. (Droite) Composante Nord-Sud.

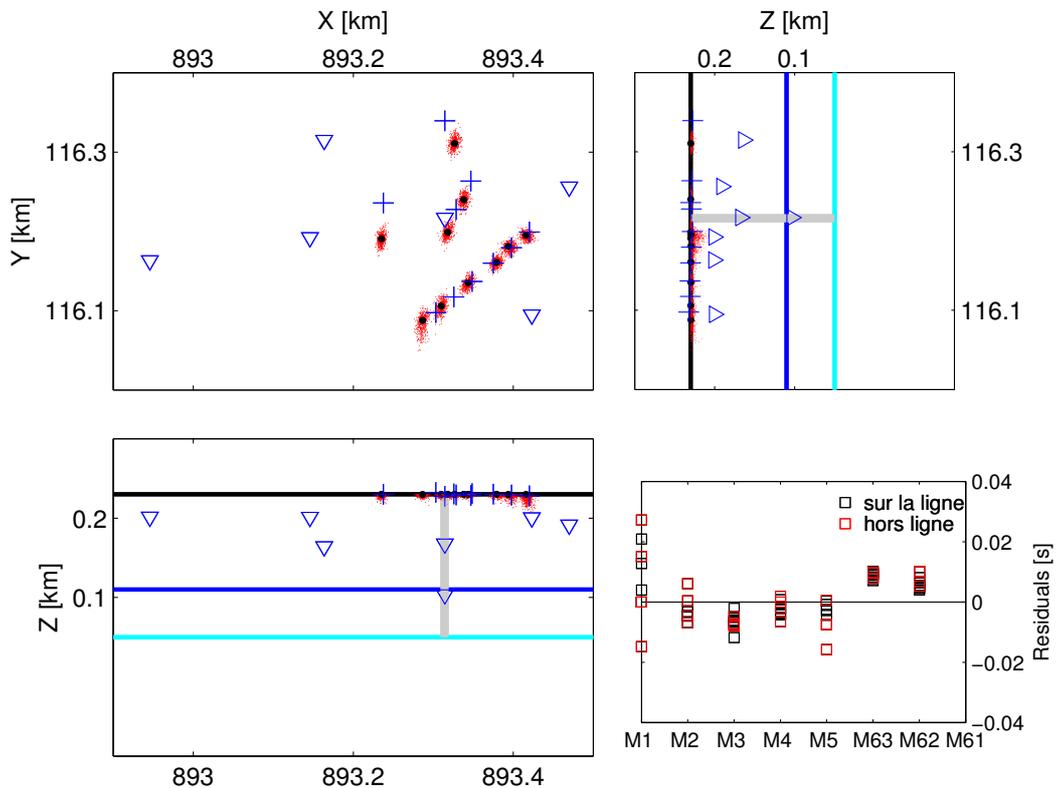


FIG. 3.13 – Localisation des tirs de calage. Positions réelles (+), meilleur hypocentre calculé (·), échantillonnage de la densité de probabilité (points rouges).

puisse apprécier la contribution de celle-ci par rapport à la localisation finale. Rappelons que certaines 'anomalies' ont été constatées sur la station M3 lors de l'analyse de polarisation (voir section 3.2.2). Nous avons appliqué la technique d'élimination à cette station. La figure 3.14 montre la localisation des tirs en enlevant les pointés sur M3. Nous pouvons remarquer que la localisation se dégrade, en particulier pour les tirs hors ligne, car ils se retrouvent complètement en dehors du réseau réduit (sans la sonde M3). Les résidus à cette station devient aussi plus importants (comparer avec la Figure 3.13). Nous pouvons en déduire que la station M3 est indispensable pour mieux contraindre la localisation en suivant la direction Nord-Sud.

En conclusion, les tests de localisation donnent des résultats satisfaisants avec une erreur moyenne allant de 5 m à 30 m dans le plan horizontal selon les tirs considérés. Comme prévu, les tirs plus éloignés du réseau d'écoute présentent des erreurs plus importantes. Il n'est pas possible de se prononcer sur les erreurs dans la direction verticale car les tirs ont été réalisés au bord supérieur du modèle (surface du terrain)⁵. La différence de précision entre tirs hors ligne et tirs sur la ligne de sismique 2D pourrait être liée à des variations latérales de vitesse aux alentours de la zone d'influence de M3. Des tirs supplémentaires autour de cette sonde, ainsi qu'en fond de forages, plus proches des zones où la sismicité est attendue, permettraient d'estimer directement la précision verticale de la localisation des foyers sismiques.

⁵Les échantillonnages de densité de probabilité se concentrent sur le bord supérieur du modèle (Figures 3.13 et 3.14).

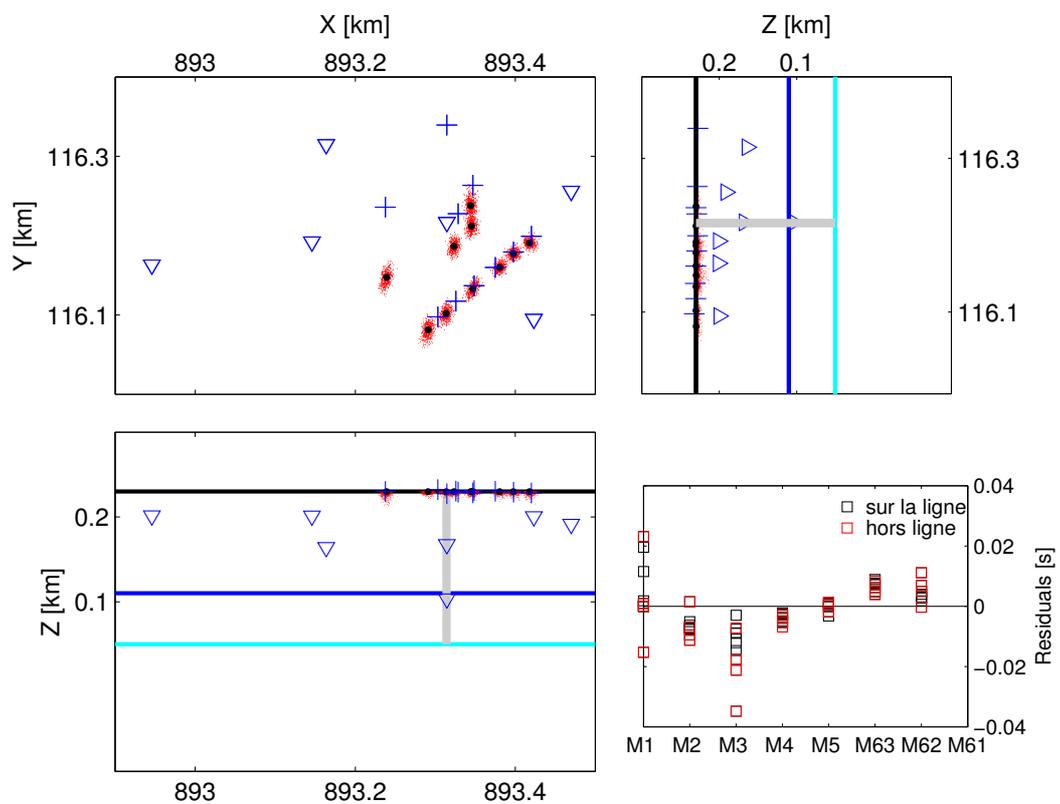


FIG. 3.14 – Localisation des tirs de calage, sans tenir compte des pointés sur M3. Les résidus sont calculés à toutes les sondes, y compris M3. Notons la dégradation de la localisation des tirs hors ligne par rapport à la Figure 3.13.

3.3 Analyse de l'atténuation

Toute onde sismique qui se propage dans un milieu rocheux est atténuée. Cette atténuation se traduit d'une part, par une décroissance d'amplitude au cours du temps, et d'autre part, par une perte sélective de contenu fréquentiel. Les causes principales, au delà de l'atténuation géométrique suivie par toute onde se propageant dans un milieu 3D, sont l'atténuation par absorption du milieu anélastique, c'est à dire la transformation d'énergie sismique en chaleur par friction interne ou granulaire (atténuation anélastique ou intrinsèque); et l'atténuation par redistribution d'énergie à cause des hétérogénéités présentes dans les roches (atténuation par diffusion)⁶. La détermination de l'atténuation des ondes sismiques le long du trajet source-recepteur est indispensable pour l'estimation quantitative des paramètres de la source sismique à partir des enregistrements faits à distance.

Dans le cas de Cerville-Buissoncourt, l'intérêt de caractériser l'atténuation du recouvrement de la cavité est primordial pour l'analyse spectrale des sources microsismiques. Les tirs de calage ayant été réalisés en surface, les ondes directes n'ont pas traversé les couches profondes (Dolomie de Beaumont, marnes et sel), où la plupart de la sismicité induite est attendue. Cependant, nous disposons de deux sondes 3D dans le forage profond M6, dont une (M63) est placée dans le banc raide de la Dolomie de Beaumont à 125 m de profondeur. Nous allons utiliser les données enregistrées sur ces deux sondes pour caractériser au mieux les formations marneuses au-dessus de la dolomie (entre 60 m et 125 m de profondeur). Les propriétés de ces dernières formations marneuses pourraient être associées à celles des marnes intercalées situées juste au-dessous de la Dolomie de Beaumont.

3.3.1 Détermination du facteur Q

L'atténuation est quantifiée par le facteur de qualité Q d'une roche, défini comme la quantité (adimensionnelle) égale au rapport entre l'énergie emmagasinée et l'énergie dissipée lors d'un cycle d'oscillation de l'onde (Aki et Richards, 1980). L'amplitude spectrale d'une onde de volume est donc modélisée par une fonction exponentielle dont l'exposant est proportionnel à la distance parcourue et à la fréquence, et inversement proportionnel au facteur de qualité et à la vitesse de propagation. Ce modèle traduit bien l'effet de l'atténuation anélastique responsable de la décroissance de l'amplitude spectrale avec la fréquence. En termes mathématiques, nous pouvons écrire,

$$A_i(f) = \frac{A_0(f)}{r_i} \exp\left(-\frac{\pi r_i f}{Q_{p,s} V_{p,s}}\right), \quad (3.6)$$

tel que $A_i(f)$ est l'amplitude spectrale à la fréquence f sur la station i , $A_0(f)$ l'amplitude initiale (au foyer) à la fréquence f , r_i la distance parcourue (distance hypocentrale), $Q_{p,s}$ le facteur de qualité et $V_{p,s}$ la vitesse des ondes sismiques. Le facteur en $1/r_i$ correspond à l'atténuation géométrique. Notons que le facteur de qualité Q dépend donc du milieu de propagation et du type d'onde considéré. Il s'avère que dans certaines conditions, il peut être à son tour dépendant de la fréquence $Q = Q(f)$.

Dans le contexte de la sismicité induite dans des milieux miniers, le travail de Feustel (1998) est un récapitulatif très complet des différentes techniques pour la détermination du facteur Q . Pour le cas de Cerville, nous avons décidé d'utiliser la technique du *rapport spectral* qui consiste à calculer

⁶Dans ce travail, aucune distinction entre atténuation par diffusion et par friction ne sera prise en compte.

simplement les spectres de fréquence de deux signaux enregistrés à distances hypocentrales différentes sur une bande de fréquences donnée. Notons que le rapport d'amplitude spectrale est proportionnel à l'exponentielle de la fréquence, ce qui permet d'estimer le facteur de qualité de la roche depuis la pente du rapport spectral, qui en représentation linéaire/log est le coefficient de l'exponentielle. Si on considère deux stations de mesure 1 et 2 avec des distances hypocentrales r_2 et r_1 , nous obtenons en utilisant (3.6),

$$\frac{r_2 A_2(f)}{r_1 A_1(f)} = \exp\left(-\frac{\pi(r_2 - r_1)f}{Q_{p,s} V_{p,s}}\right). \quad (3.7)$$

Sur la figure 3.3.1, nous pouvons apprécier l'analyse des rapports spectraux (moyenne des 3 composantes) des signaux enregistrés sur les sondes M62 et M63 pour des tirs réalisés sur la ligne sismique. Les tirs sont choisis proches du forage M6 afin de minimiser les effets de conversion des ondes. De plus, une fenêtre temporelle de 0.02 s autour de la première arrivée a été appliquée avant le calcul de spectre pour isoler l'onde directe, et calculer la perte d'énergie exclusivement le long du trajet direct. En supposant une vitesse P moyenne de 3000 m/s, nous avons trouvé que la plupart des pentes correspondent à une valeur de Q_p entre 10 et 30. La nature explosive des sources ne permet pas l'estimation du facteur de qualité des ondes S ⁷.

3.4 Synthèse des résultats

Dans ce chapitre, à partir des tirs explosifs réalisés en Octobre 2004 pour les besoins d'une étude de tomographie sismique (BRGM), nous avons caractérisé au mieux le site pilote de Cerville-Buissoncourt en terme de propagation des ondes sismiques. Tout d'abord, le calage du réseau microsismique a été réalisé en utilisant des outils d'analyse de polarisation en fonction du temps et de localisation d'hypocentres. L'orientation des sondes initialement inconnue, a été déterminée avec une erreur inférieure à 5°. Les tests de localisation spatiale à partir de temps d'arrivée suggèrent une précision horizontale entre 5 m et 30 m selon la position du tir, valeurs acceptables si l'on considère les dimensions du réseau d'écoute (400 m par 600 m) et les incertitudes initiales dans le modèle de vitesse. Le facteur de qualité Q_p entre 60 m et 125 m de profondeur, est estimé à 10-30, à partir des rapport spectraux sur des tirs proches du forage profond M6. Cette gamme est cohérente avec les valeurs trouvées dans la littérature pour la lithologie concernée (marnes peu indurées) (Johnston et Toksöz, 1980; Angeleri et Loinger, 1984; Talebi et Boone, 1998). Notons que cette valeur est déterminée pour une gamme de fréquences allant de 40 Hz (fréquence de coupure géophones) jusqu'au 200 Hz au maximum (fréquence maximale de la source explosive). L'extrapolation à d'autres lithologies présentes sur site, reste à confirmer.

Notons que le calage du réseau, ainsi que la caractérisation de l'atténuation anélastique, ont été effectués à partir des tirs réalisés à la surface du terrain. Par conséquent, le volume 'échantillonné' par ces tirs reste très superficiel. Ce point s'avère critique lors de la localisation des événements microsismiques attendus. La source de ces événements est en effet en profondeur et non en surface. En conséquence, nous ne pouvons pas nous exprimer sur la précision en profondeur des futures localisations. D'autre part, nous avons trouvé que la sonde M3 présente des valeurs anormales du pendage qui doivent être prises en compte lors d'une éventuelle localisation par rotation d'onde. Finalement,

⁷En général, on estime que $Q_p = a Q_s$, avec $1.5 < a < 3$, cette relation est dépendante de chaque site ou région étudié.

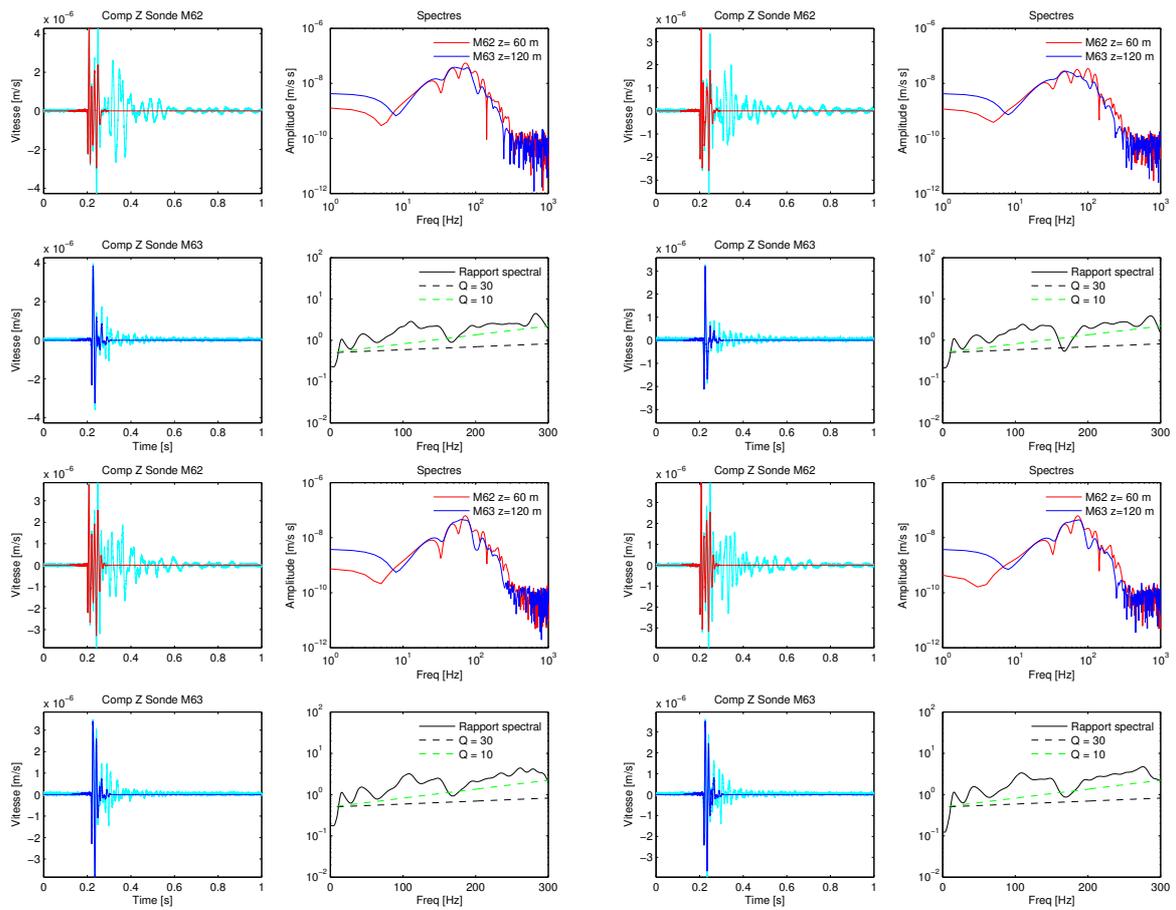


FIG. 3.15 – Exemple des rapport spectraux sur 4 tirs proches du forage M6. Les rapports spectraux, considérés entre 80 Hz et 200 Hz indiquent $10 < Q < 30$.

des tirs complémentaires, en particulier autour de la sonde M3, donneraient des informations pour trancher sur les possibles causes des pendages observés, et pour identifier des variations de vitesse sismique autour de cette sonde.

Chapitre 4

Analyse de la microsismicité induite

Dans le dernier chapitre de cette partie de la thèse, nous présentons l'analyse de la sismicité enregistrée par le réseau microsismique entre Janvier 2005 et Décembre 2006, pour caractériser l'état initial de la cavité en dehors de toute perturbation liée à l'exploitation du sel (arrêtée depuis 2003). Dans un premier temps, les caractéristiques générales des événements et l'évolution de l'activité microsismique enregistrée seront décrits. Ensuite, un essai de pression, réalisé en octobre 2005, dans la cavité remplie de saumure sera présenté. Il s'agissait d'un cycle transitoire de 3.5 bars d'amplitude maximale (environ 30 mètres de hauteur de saumure). La localisation spatiale, ainsi qu'une analyse spectrale de source sismique, sont abordées en utilisant particulièrement les données issues de cet essai. Nous finirons par les conclusions et quelques recommandations concernant la surveillance microsismique des cavités salines.

4.1 Caractéristiques générales des événements

Entre Janvier 2005 et Décembre 2006, plus de 500 événements ont été enregistrés par le réseau d'écoute microsismique. Par *événement*, nous entendons dans ce contexte, un fichier individuel enregistré par le logiciel d'acquisition *SytmisScop* développé par l'INERIS. L'acquisition étant en mode de déclenchement, l'événement n'est enregistré que si le seuil d'amplitude (fixé par l'opérateur auparavant) est dépassé dans au moins deux voies. Les événements enregistrés dans une fenêtre temporelle de 0.8 s avec une fréquence d'échantillonnage de 10 kHz ($\delta t = 0.1$ ms) sont de deux types :

1. Événements isolés

Il s'agit d'événements d'une durée inférieure à 0.5 seconde, caractérisés par une première arrivée d'onde P plus ou moins émergente, ce qui entraîne des difficultés de pointé sur certains événements. Par ailleurs, le contenu fréquentiel oscille entre 20 et 150 Hz, avec une composante dominante autour de 80 Hz. La reconnaissance d'ondes S n'est pas systématique. Lorsqu'elles sont observées, les arrivées S sont immergées dans la coda de l'onde P.

2. Rafales d'événements

Elles consistent en un déclenchement presque continu du système d'acquisition avec une durée totale de 3 à 20 secondes (3 à 30 fichiers événement). Les rafales peuvent être décrites comme suit :

- ◇ l'amplitude moyenne de ces événements se situe au-dessus du niveau de bruit ambiant du site ($\pm 10^{-7}$ m/s);
- ◇ le contenu fréquentiel est relativement bas (20-80 Hz) avec des pics de résonance essentiellement dans les basses fréquences ;
- ◇ immergés dans les rafales, se trouvent des 'paquets d'énergie' plus au moins concentrés dans le temps, qui correspondraient aux caractéristiques des événements isolés.

On notera la similitude entre les caractéristiques des événements isolés enregistrés par le réseau de Cerville, et celles rapportées par Branston (2003) dans des études sur différents sites de cavités salines à des profondeurs similaires (entre 100 m et 200 m), surveillés par la méthode microsismique à Preesall Brine Field (Blackpool, Royaume-Uni) et à Northwich (Cheshire, Royaume-Uni). Dans cette étude de Branston (2003), les caractéristiques des événements isolés sont interprétées comme suit : (1) les arrivées en onde P émergentes seraient provoquées par une forte atténuation des hautes fréquences dans un milieu très dégradé au toit des cavités, (2) l'absence des ondes S est due aux sources principalement extensives, et (3) un possible effet de masquage d'ondes S par les cavités remplies de saumure. Dans le cas de Preesall Brine Field, Branston (2003) montre aussi certains exemples d'enregistrements de rafales aux caractéristiques proches. Cependant, ces événements n'étaient pas enregistrés par toutes les stations du réseau (très faible rapport signal sur bruit).

De toute manière, notons qu'il n'y aurait pas de limite bien déterminée entre les deux groupes définis ci-dessus, car des enregistrements avec événements isolés qui se déclenchent l'un après l'autre ont aussi été observés. Cela constituerait un groupe intermédiaire entre les deux extrêmes : événements isolés - rafales (voir figure 4.1).

4.1.1 Analyse Temps-Fréquence

Cette analyse classique en traitement du signal correspond à une transformée de Fourier par fenêtre mobile (STFT *Short Term Fourier Transform*) tout le long de la trace (spectrogramme) pour identifier des variations de contenu fréquentiel en fonction du temps. Nous pouvons apprécier sur la Figure 4.1, des exemples typiques d'enregistrements des groupes identifiés auparavant avec les spectrogrammes correspondants. Une fenêtre de Hamming de 0.1 s est utilisée pour toutes les traces. Le contenu basse fréquence (< 80 Hz) des rafales avec des événements immergés présentant un contenu fréquentiel un peu plus large, allant jusqu'à 200 Hz. Les maxima des spectres sont toutefois inférieurs à 100 Hz.

4.2 Évolution temporelle de l'activité microsismique

Au delà d'une légère hausse de la microsismicité générée lors de l'essai de pression d'Octobre 2005 qui sera traité par la suite, il n'y a pas de variation nette de l'activité au cours du temps depuis que le réseau est opérationnel (Janvier 2005). D'après la figure 4.2 le nombre d'événements par jour est quasi-constant (moins de 5). Néanmoins, nous constatons une légère augmentation de l'activité entre les mois de Mai et Août 2006, qui pourrait être liée à une variation saisonnière. La série temporelle étant trop courte (< 2 ans) en plus d'une panne de réseau pendant l'été 2005, ne permettent pas de réaliser une étude plus approfondie de ce phénomène.

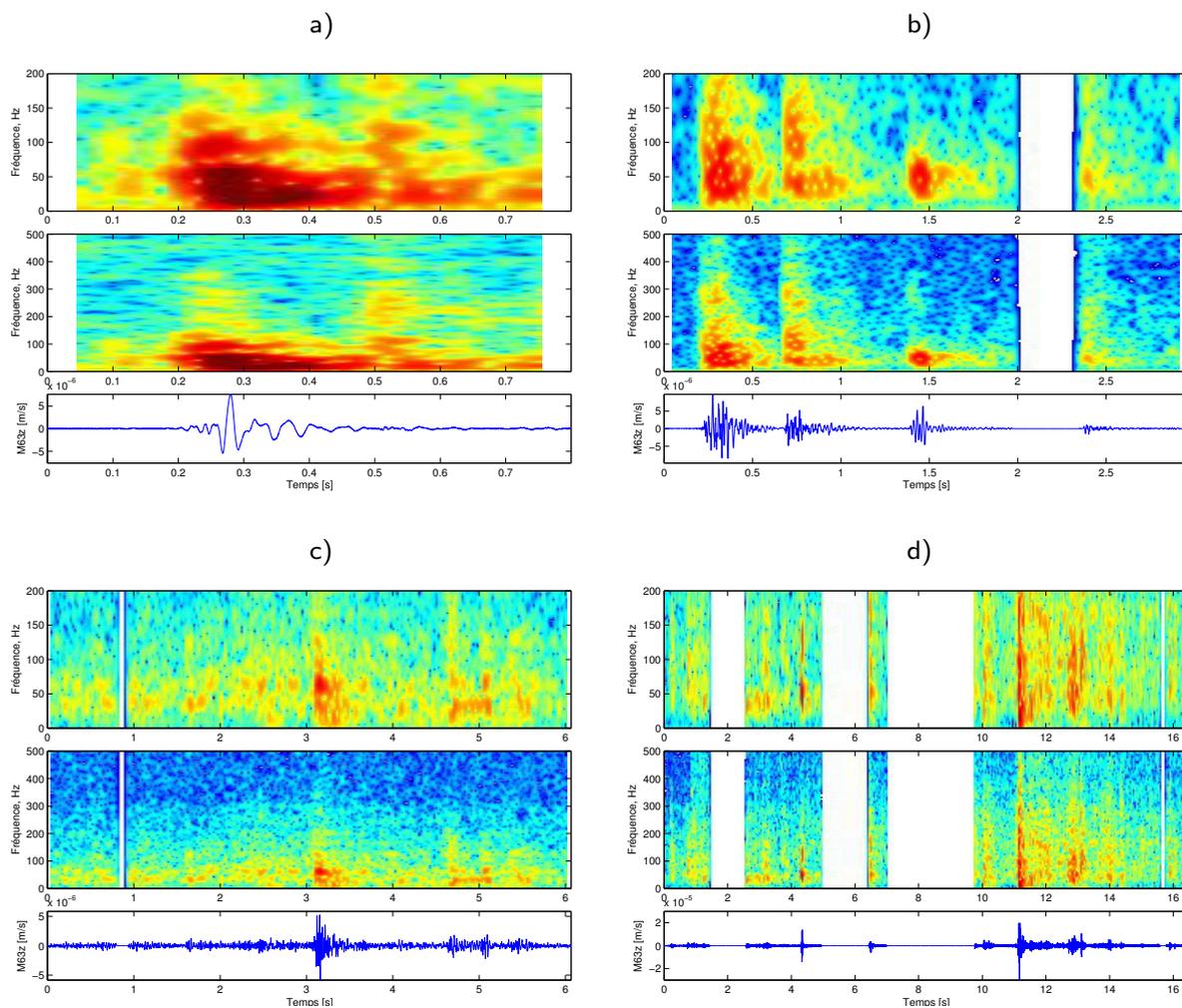


FIG. 4.1 – Spectrogrammes de la composante verticale de la sonde M63 pour différents événements : (a) événement isolé du 26/10/05, (b) quatre événements isolés déclenchés l'un après l'autre le 02/10/05, 3 secondes de durée totale, (c) rafale du 22/10/05 de 6 secondes, et (d) rafale du 17/10/05 de 16 secondes.

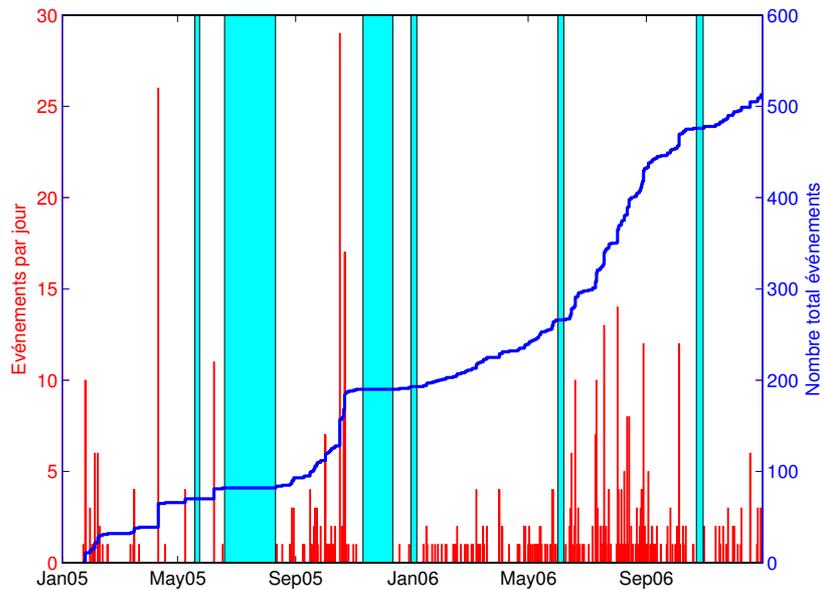


FIG. 4.2 – Sismicité enregistrée par le réseau de Cerville-Buissoncourt entre Janvier 2005 - Décembre 2006. En cyan, les périodes de panne.

4.3 Essai de pression Octobre 2005

Pendant le mois d'Octobre 2005, un essai de pression a été réalisé dans la cavité du site pilote ayant pour objectifs, d'une part, de tester l'instrumentation géophysique et géotechnique déployée sur site (opérationnelle au moment de l'essai) ; et d'autre part, d'évaluer la réponse du recouvrement suite à une dépressurisation de la cavité. L'essai d'une durée de trois semaines a été effectué suivant un cycle d'amplitude maximale de 0.36 MPa (30 m de hauteur de saumure).

Sur la figure 4.3, le nombre des événements en fonction du temps est représenté, ainsi que la pression au toit de la cavité, déduite du niveau de saumure dans les sondages de la piste 2100. L'analyse de ces mesures a permis de faire les observations suivantes :

- ◇ il n'existe pas de relation claire entre la dépressurisation et la génération de sismicité. Bien qu'il y ait quelques événements enregistrés pendant la phase de dépressurisation, ils ne sont pas plus nombreux qu'avant le démarrage de l'essai (pendant Septembre 2005, par exemple) ;
- ◇ une rafale est enregistrée le 17/10, à la fin de la phase de stabilité à 1.5 MPa d'une durée de 16 secondes ; et quatre autres les 21/10 et 22/10 d'une durée allant de 3 à 8 secondes, ont été enregistrées pendant la phase de remontée de pression ;
- ◇ les rafales se concentrent dans la phase de remontée de pression, les événements enregistrés pendant la descente appartiennent tous au groupe d'événements isolés ;
- ◇ les rafales observées ne sont pas *exclusives* à la période de l'essai de pression, puisqu'elles sont enregistrées par ailleurs, notamment pendant le mois d'Avril 2005, d'une durée de plus de 20 secondes.

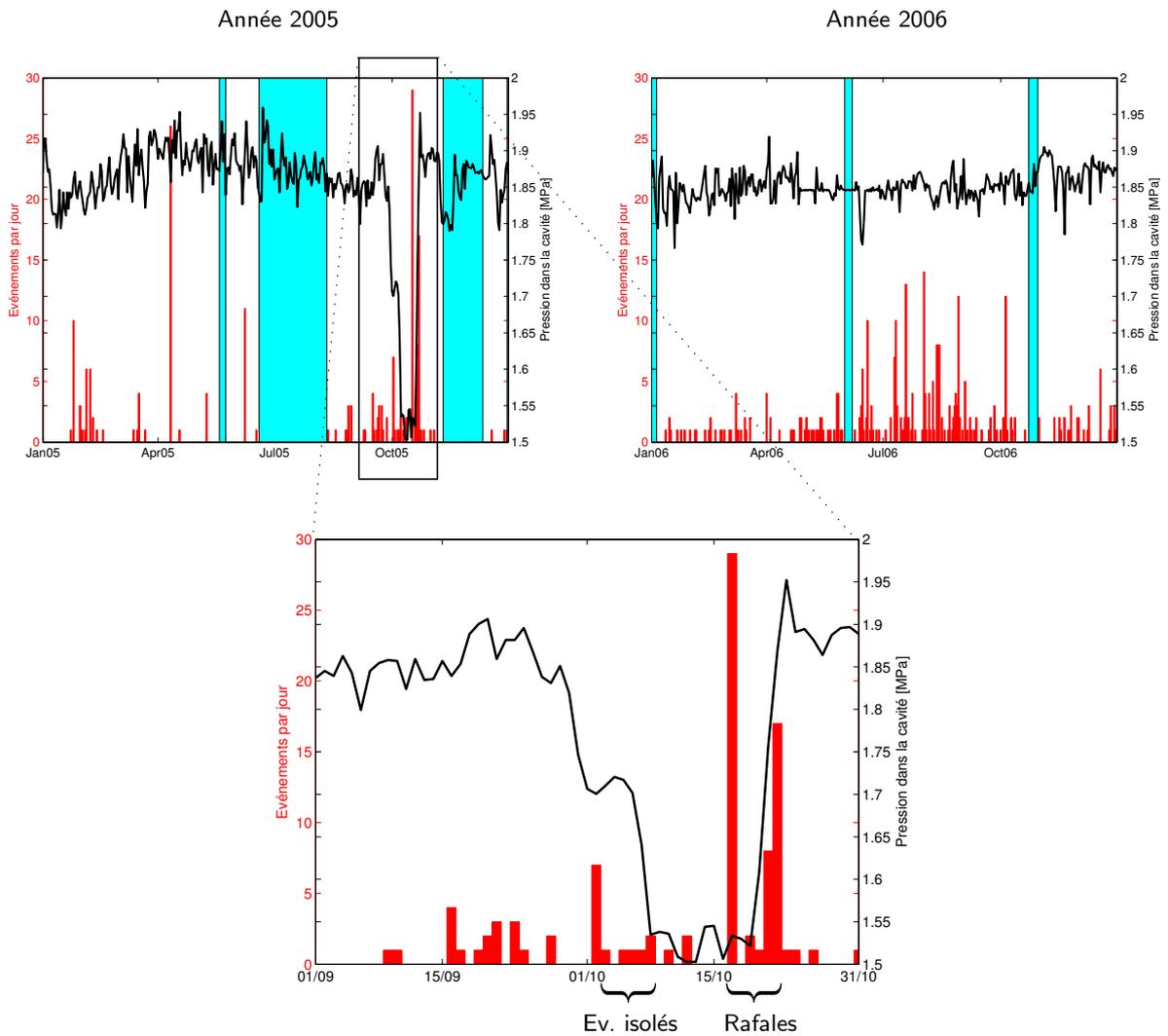


FIG. 4.3 – Sismicité enregistrée par le réseau en 2005 et 2006, exprimée par le nombre d'événements par jour (haut). Essai de pression d'Octobre 2005 (bas). La courbe de pression dans la cavité est issue du suivi de la hauteur de la nappe sur la piste 2100.

4.4 Localisation spatiale

La localisation spatiale a été calculée pour les événements dont le rapport signal sur bruit était satisfaisant et pour lesquels les pointés sont saisis avec une incertitude inférieure à $5 \cdot 10^{-3}$ s. Ainsi nous avons pointé manuellement les premières arrivées des événements des mois d'Avril, Septembre et Octobre 2005, indépendamment de leur typologie (isolés ou immergés dans une rafale). Dans cette période, 123 événements ont été enregistrés, dont 57 ont été pointés sur plus de 4 sondes (environ 50 % du total). Pour certains événements isolés, après l'analyse de polarisation du signal et la rotation d'onde, des pointés S ont pu être identifiés et utilisés pour la localisation par temps d'arrivée. Cette localisation a été réalisée en utilisant le logiciel *NonLinLoc* présenté dans la section 3.2.4.

Le modèle de vitesse utilisé pour la localisation correspond au Modèle dit 'Final' déterminé dans la Section 3.2.4 avec un rapport V_p/V_s égal à 1.73 (coefficient de Poisson = 0.25). Il s'agit en effet d'un modèle de vitesse 1D de la zone d'étude. L'hypothèse unidimensionnelle semble acceptable pour les premières couches du recouvrement, jusqu'au toit de la Dolomie de Beaumont. Il est probable qu'au-delà de ce niveau, la dégradation des matériaux localisés au toit immédiat de la cavité induit des variations de vitesse sismique importante, et par conséquent un modèle de vitesse tridimensionnel serait plus adéquat. Toutefois, nous ne disposons pas de données pour confirmer cette hypothèse et nous allons, en premier lieu, utiliser le modèle 1D pour la localisation. Notons que la présence de la cavité n'est pas considérée dans le modèle de vitesse. L'inclusion d'interfaces avec fort contraste d'impédance acoustique dans un modèle de vitesse utilisé pour la localisation de hypocentres, est un problème délicat. En effet, une faible erreur sur le positionnement d'une interface complexe peut biaiser fortement la localisation produisant des variations importantes sur le résultat final (Lomax *et al.*, 2000).

La localisation hypocentrale est une inversion non-linéaire des quatre paramètres : temps d'origine t_0 de l'événement, et les coordonnées spatiales X, Y, Z de l'hypocentre. La qualité d'une localisation par temps d'arrivée dépend principalement des facteurs suivants :

1. Position de l'hypocentre par rapport à la géométrie du réseau microsismique : les événements situés à l'intérieur du réseau sont mieux contraints que ceux localisés aux bords ou à l'extérieur du réseau. Dans le cas spécifique du réseau de Cerville-Buissoncourt, au centre du réseau (c'est à dire aux environs du forage M6), l'ouverture (absence de couverture azimutale) maximale entre deux sondes est d'environ 130° , valeur limite pour une localisation acceptable. Nous verrons plus loin que les incertitudes horizontales de localisation plus importantes se trouvent suivant cette direction. La couverture en profondeur est acceptable (sondes entre 0 m et 125 m de profondeur, exactement au niveau du banc de dolomie). Malheureusement, la sonde la plus profonde dans le forage M6, dont l'emplacement initialement prévu à 165 m de profondeur, ne répond plus depuis son installation. Cette sonde était importante pour la localisation précise des événements dans le banc de dolomie et au-dessous de celui-ci, pour mieux contraindre la localisation dans la direction verticale.
2. La qualité des pointés des ondes P et S : dans l'approche probabiliste du problème inverse, représentent les erreurs dites *observationnelles* (Tarantola et Valette, 1982). Cela dépend fortement des caractéristiques des signaux (arrivées émergentes ou impulsives), du niveau de bruit ambiant, et de la fréquence d'échantillonnage. Dans le cas de Cerville-Buissoncourt, le niveau de bruit moyen est de $\pm 10^{-7}$ m/s pour toutes les sondes¹, et la fréquence d'échantillonnage (10

¹Valeur déterminée en analysant le niveau de bruit avant l'arrivée des événements isolés.

kHz) largement suffisante. En revanche, la plupart des signaux présentent des arrivées émergentes et de faible amplitude, cela reste le point le plus critique pour une bonne détermination des pointés. Nous avons estimé une incertitude moyenne de $5 \cdot 10^{-3}$ s (50 pas d'échantillonnage) pour les pointés P pour toutes les sondes, sauf pour les 3D et 1D de surface du forage M6, pour lesquelles l'incertitude est respectivement de $2 \cdot 10^{-3}$ s et $3 \cdot 10^{-3}$ s. Dans *NonLinLoc*, cela est mis en oeuvre par des poids différents assignés à chaque station au moment de l'inversion des temps d'arrivée. Ces erreurs observationnelles sont toujours supposées gaussiennes.

3. L'exactitude dans le calcul du problème direct (temps de trajet hypocentre-station) : que constituent les erreurs *dans le modèle* ou erreurs dites *théoriques* (Tarantola et Valette, 1982). Cela constitue le type d'erreur le plus difficile à estimer a priori, car la méconnaissance du modèle de vitesse est souvent importante. En général, l'hypothèse gaussienne est adoptée avec des valeurs comparables à celles des erreurs observationnelles (Lomax *et al.*, 2001; Zollo *et al.*, 2002). Dans notre cas d'étude, nous avons supposé des erreurs gaussiennes non-corrélées de $5 \cdot 10^{-3}$ s à chaque sonde.

En admettant ces deux dernières hypothèses (erreurs théoriques et observationnelles gaussiennes), le calcul analytique du temps d'origine le plus probable ('maximum likelihood origin time') est possible à partir des valeurs de temps d'arrivée à chaque station. Par conséquent, le problème de localisation en 4D est réduit à un problème 3D de recherche des coordonnées hypocentrales dans l'espace tridimensionnel X,Y,Z (Tarantola et Valette, 1982; Moser *et al.*, 1992). Différentes méthodes de recherche globale sont proposées dans *NonLinLoc*, parmi lesquelles nous avons choisi la méthode *Oct-Tree*². Pour une estimation quantitative des incertitudes sur l'hypocentre le plus probable ('maximum likelihood hypocentre'), défini comme le point d'échantillonnage pour lequel la probabilité est maximale (misfit minimal), *NonLinLoc* offre la possibilité de calculer des *estimateurs* gaussiens classiques, tels que l'espérance ou la matrice de covariance, à partir de l'échantillonnage de la fonction de densité de probabilité. Une estimation de l'incertitude dans la localisation spatiale d'un hypocentre peut être ainsi représentée par exemple, par l'ellipsoïde de confiance à 68 %, calculé directement de la décomposition en valeurs singulières (SVD) de la matrice de covariance (Lomax *et al.*, 2000).

Les incertitudes ainsi estimées pour les événements au centre du réseau se trouvent dans la gamme de 20 m à 30 m dans le plan horizontal, et entre 50 m et 100 m sur la direction verticale. Ces incertitudes sont représentées dans les figures par les ellipsoïdes de confiance définis ci-dessus. La direction X est généralement mieux contrainte que la direction Y (axes d'ellipsoïdes systématiquement plus grandes dans cette direction), à cause de la géométrie du réseau microsismique. Par ailleurs, l'effet de l'ouverture des stations dans la direction NE (projection d'ellipsoïdes sur le plan horizontal inclinées systématiquement vers le NE) est appréciable.

Pour l'analyse de la localisation des hypocentres, nous avons décidé d'éliminer tous les événements dont l'axe maximal de l'ellipsoïde était supérieure à 100 m, et/ou le résidu maximal aux stations était supérieur à 0.05 s. Ainsi, parmi les 57 événements *localisables* (pointés sur plus de 4 sondes) en Avril, Septembre et Octobre 2005, nous avons réussi à localiser de manière satisfaisante 35 événements (plus de 60 %). Les résultats de localisation, illustrés sur les figures 4.4, 4.5, 4.6 et 4.7, sont résumés comme suit :

²Les différentes méthodes (Grid-Search, algorithme de Metropolis, et Oct-Tree Search) ont été testées par Lomax *et al.* (2000) avec résultats vraisemblables, la différence étant plutôt dans l'efficacité du calcul pour modèles de vitesse complexes (voir Lomax (2006) pour une analyse comparative détaillée).

- ◇ indépendamment de la catégorie d'événement (isolé ou appartenant à une rafale), la localisation spatiale se trouve autour de la cavité, avec un nombre importante de foyers au toit immédiat de la cavité, caractérisé par des marnes à anhydrite (Figure 4.4) ;
- ◇ il existe une corrélation claire entre les localisations et les limites actuelles de la cavité sur le plan horizontal (Figure 4.4) ;
- ◇ aucune évidence de ruptures dans le banc raide de la Dolomie de Beaumont et l'anhydrite (aucun événement localisé autour de ce niveau) ;
- ◇ les événements pointés de la rafale du 17 Octobre 2005 sont tous localisés dans une zone assez restreinte du toit de la cavité (Figure 4.9),
- ◇ les événements isolés avec des déclenchements très proches en temps, sont localisés dans la même zone, ce qui suggère une source (ou zone de source) commune (Figure 4.11). Cependant, le nombre faible d'événements localisés jusqu'à présent, ne nous permet pas une analyse statistique plus fine et/ou l'application d'une technique de relocalisation relative par Multiplet (Poupinet *et al.*, 1994; Spottiswoode et Milev, 1998).

4.5 Analyse de polarisation

La localisation par temps d'arrivée repose principalement sur une bonne détermination des pointés P et S des événements. Si le rapport signal sur bruit est insuffisant pour une détermination précise des temps d'arrivée³, d'autres techniques de localisation sont préconisées, telles que l'analyse de la cohérence du champ d'onde (Wassermann, 1997; Wassermann et Ohrnberger, 2001; Rubinstein et Beroza, 2007), ou l'analyse de polarisation et rotation d'onde (Klumpen et Joswig, 1993; Maisons *et al.*, 1997). Dans cette section, nous avons choisi quelques exemples de rafales et d'événements isolés pour illustrer l'information additionnelle apportée par l'analyse de polarisation dans la localisation d'événements.

4.5.1 Événements en rafale

La présence de rafales de longue durée enregistrées par le réseau suggère une analyse de polarisation pour mieux caractériser la source de ces événements. Ainsi nous pouvons déterminer, en première instance, si ces rafales proviennent d'une région localisée de l'espace ou non. Pour cela, l'analyse de polarisation du signal en fonction du temps a été réalisée à l'aide du logiciel *supolar*, utilisé dans l'étude de calage du réseau.

Nous avons analysé les rafales du 17 Octobre 2005 à 15 :27 hs (durée 16 secondes), et du 22 Octobre 2005 à 10 :15 hs (durée 6 secondes). La fenêtre mobile d'analyse est fixée à 0.02 s (une période d'une onde de 50 Hz de fréquence moyenne) pour les 4 sondes 3D. Notons que cette valeur de la fenêtre a une influence remarquable sur la stabilité des calculs de paramètres de polarisation (angles d'azimut et inclinaison), ainsi que sur la résolution temporelle. Dans une première approche, nous ne nous sommes pas intéressés à l'identification des différentes phases sismiques présentes dans les rafales. En revanche, on cherchera à obtenir une vision d'ensemble de la rafale, particulièrement sur

³Comme c'est souvent le cas dans la surveillance microsismique des volcans, ou dans l'analyse des tremors en général.

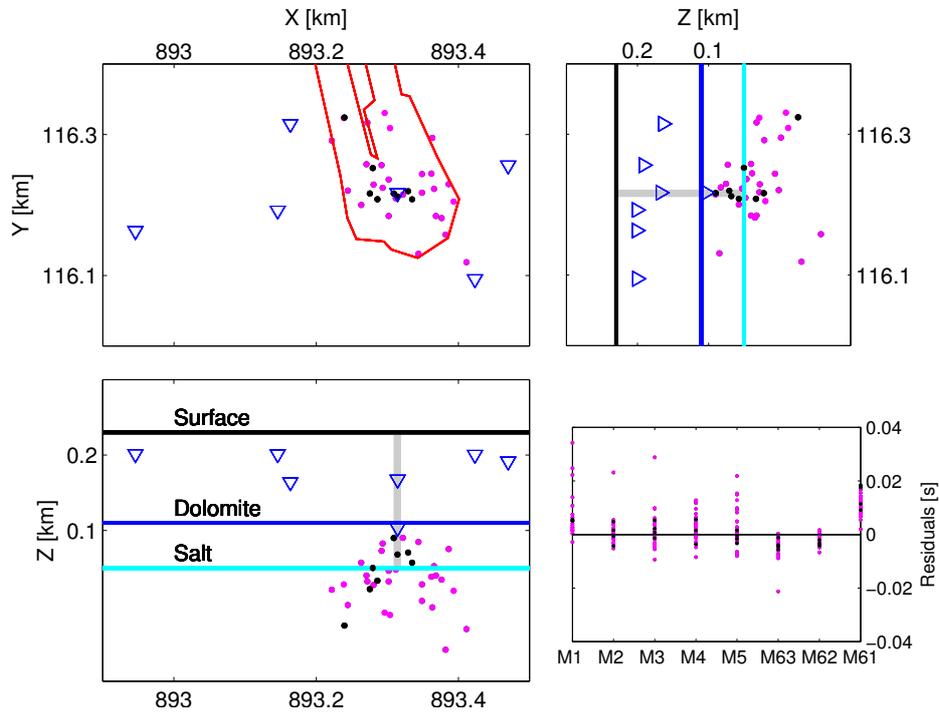


FIG. 4.4 – Localisation des événements du mois de Avril et Septembre 2005 (noir), et Octobre 2005 (rose).

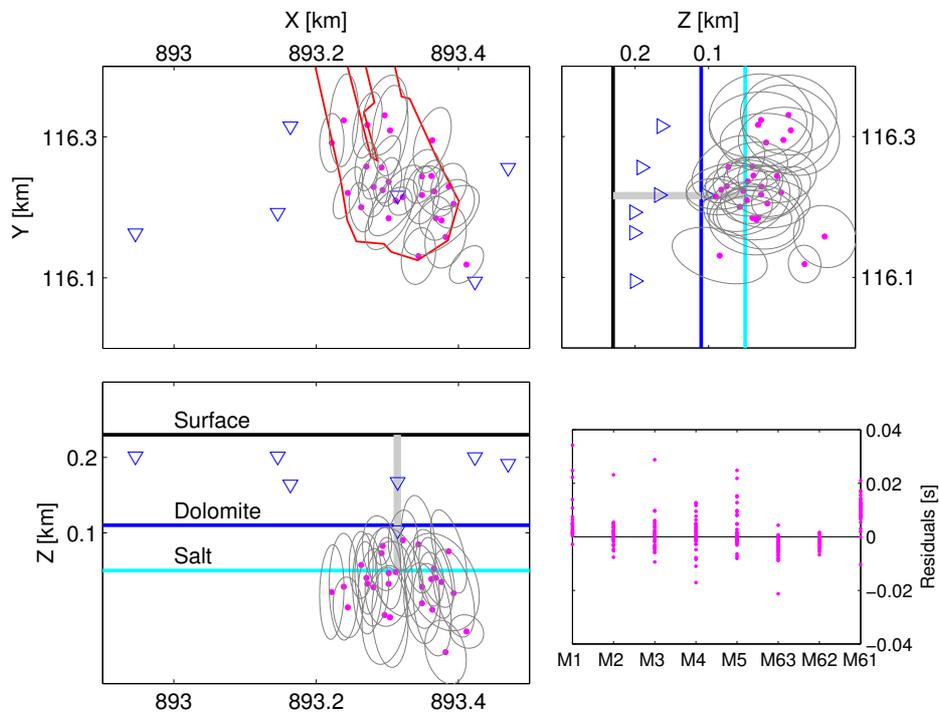


FIG. 4.5 – Localisation des événements relatifs à l'essai de pression d'Octobre 2005 avec ellipsoïdes de confiance à 68%.

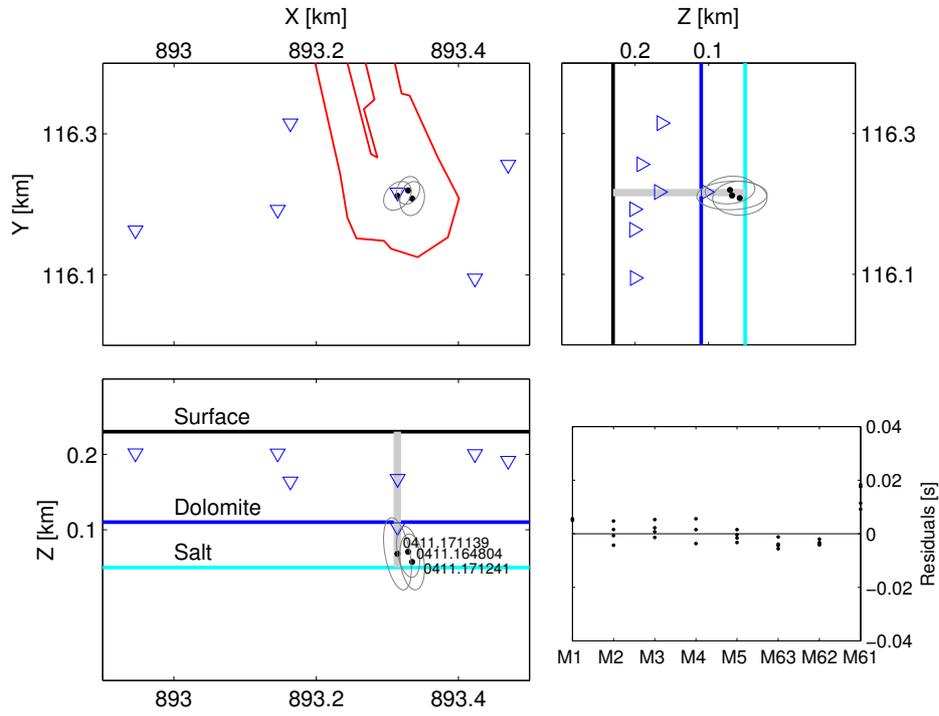


FIG. 4.6 – Idem Avril 2005.

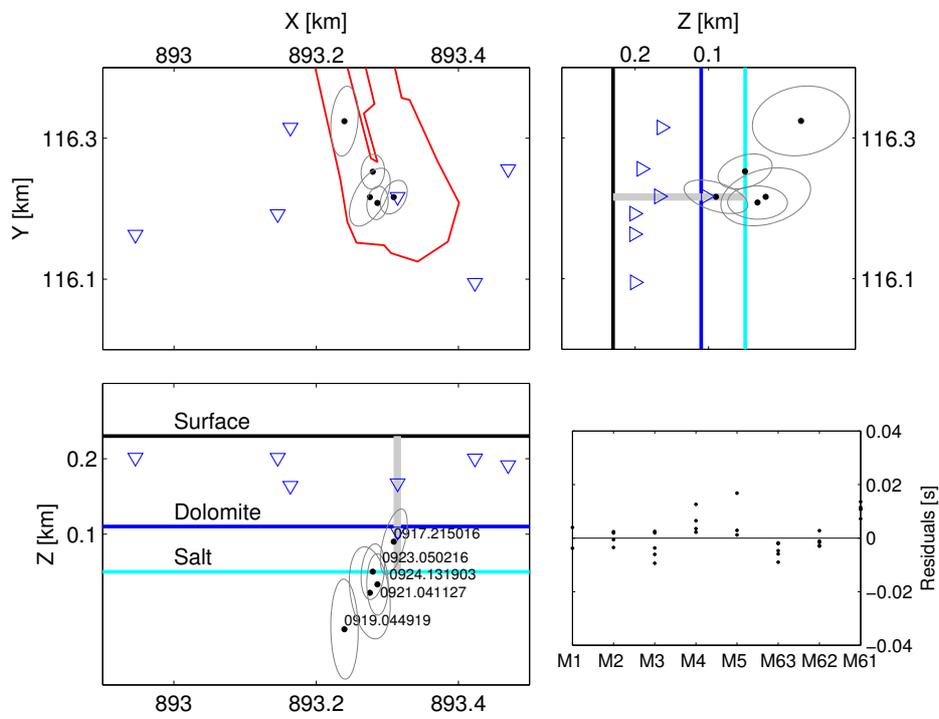


FIG. 4.7 – Idem Septembre 2005.

la(les) direction(s) prédominante(s) d'arrivée d'énergie à chaque sonde, information très utile pour une éventuelle localisation de la source.

Sur la figure 4.8, les analyses de polarisation des deux rafales sont montrées exclusivement pour la sonde M63. Les valeurs d'azimut et de l'inclinaison colorées correspondent à celles pour lesquelles la rectilinéarité est majeure à 0.75, et par conséquent nous supposons que la détermination est fiable pour la reconnaissance des ondes P. La rafale du 17 Octobre 2005 montre des valeurs d'azimut assez stables (au delà des sauts de 180°). En revanche, la rafale du 22 Octobre 2005 ne semble pas avoir de polarisation très stable. Il est fort probable qu'une analyse plus approfondie, en faisant varier la fenêtre temporelle d'analyse, permettrait une détermination plus convenable.

Sur la figure 4.9 est représenté l'azimut des 4 sondes 3D des événements contenus dans la rafale du 17 Octobre 2005. Les valeurs d'incertitude sur l'azimut de cette rafale, oscillent entre 10° et 40° (valeurs trop importantes pour une localisation précise). Cependant, la zone d'intersection des azimuts représentée par des éventails est bien calée sur la localisation par temps d'arrivée de quelques événements de la rafale. Notons que l'information serait plus intéressante avec une détermination plus précise de l'azimut.

Finalement dans cette première approche, la détermination de l'inclinaison (généralement plus instable que l'azimut) n'a pas été utilisée pour contraindre la localisation suivant la direction verticale. Rappelons que les valeurs d'inclinaison obtenues aux sondes M3 et M62 pour les tirs de calage ne sont pas très fiables (voir Section 3.2.4). En outre, si l'inclinaison doit être utilisée pour localiser des événements à venir, une analyse plus approfondie s'impose.

4.5.2 Événements isolés

Une analyse similaire à celle d'événements en rafale, a été réalisée sur un déclenchement de type continu d'environ 3 secondes composé de 4 événements individuels bien identifiés, qui constituerait un exemple intermédiaire entre les rafales et les événements isolés (Figure 4.1). Ces événements correspondent à une suite de 4 déclenchements (3 secondes au total) du 2 Octobre 2005 à 18 :05 hs. Parmi les quatre événements, deux d'entre eux ont été localisés par temps d'arrivée avec une bonne précision. D'autre part, l'analyse de polarisation représentée sur la figure 4.10, suggère une source localisée dans l'espace des 4 événements (angles d'azimut et d'inclinaison stables). Nous avons tracé les valeurs moyennes des azimuts sur chaque sonde, et ils se croisent dans la partie d'intersection entre les deux ellipsoïdes de confiance provenant de la localisation par temps d'arrivée (Figure 4.11). Cet exemple illustre la possibilité de contraindre la zone hypocentrale par analyse conjointe des deux méthodes : localisation par temps d'arrivée et polarisation.

4.6 Analyse des paramètres de la source

Classiquement, l'interprétation des événements microsismiques est basée sur les analyses de source réalisées en sismologie à l'échelle de la croûte terrestre, où l'hypothèse de mécanismes en cisaillement (double couple) est bien fondée. Les modèles spectraux de Brune (1970) et de Madariaga (1976) sont largement utilisés dans des études de sismicité induite par les exploitations minières pour l'estimation de la taille, de la chute de contrainte, et du glissement moyen des sources sismiques (McGarr *et al.*,

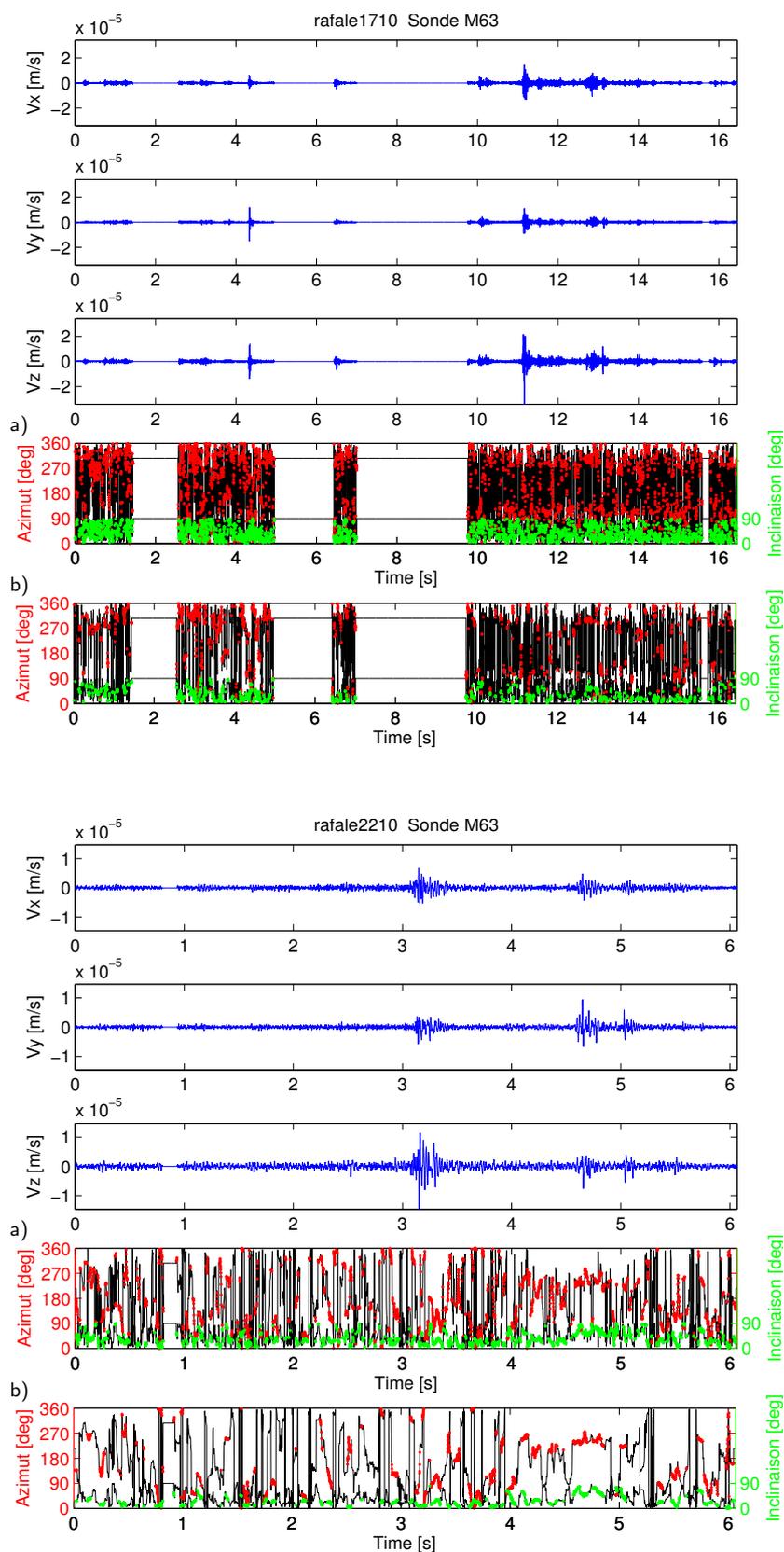


FIG. 4.8 – Analyse de polarisation des rafales du 17 Octobre 2005 (haut) et du 22 Octobre 2005 (bas). Noter la stabilité des résultats pour deux fenêtres d'analyse différentes : (a) 0.02 s, et (b) 0.04 s.

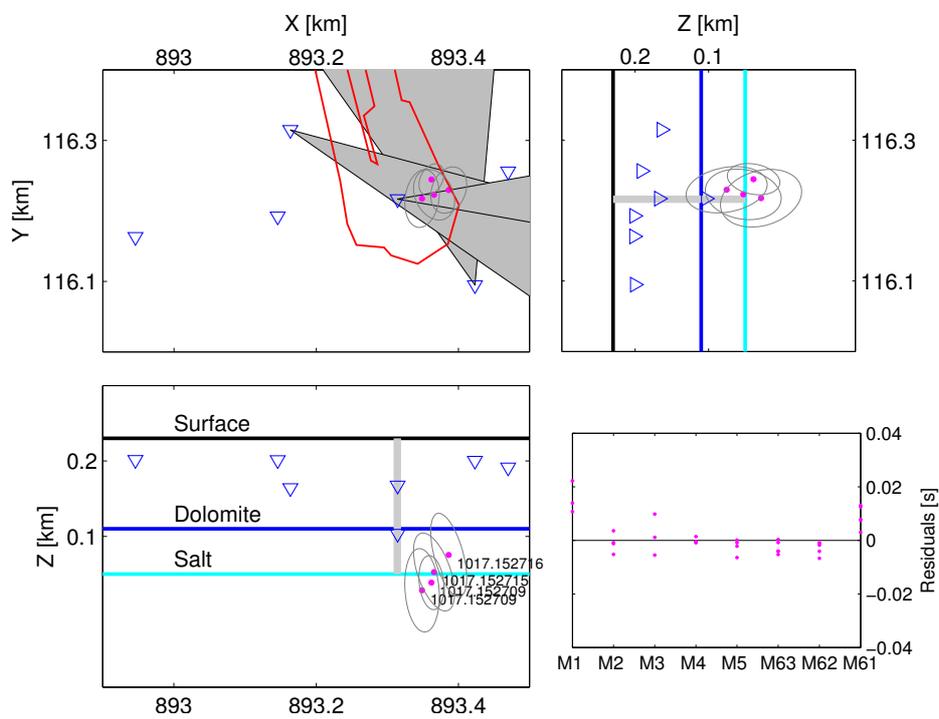


FIG. 4.9 – Localisation des hypocentres des 4 événements pointés dans la rafale du 17 Octobre 2005. La zone d'intersection d'azimuts à partir des 4 sondes 3D, correspond effectivement à la position des hypocentres localisés par temps d'arrivée.

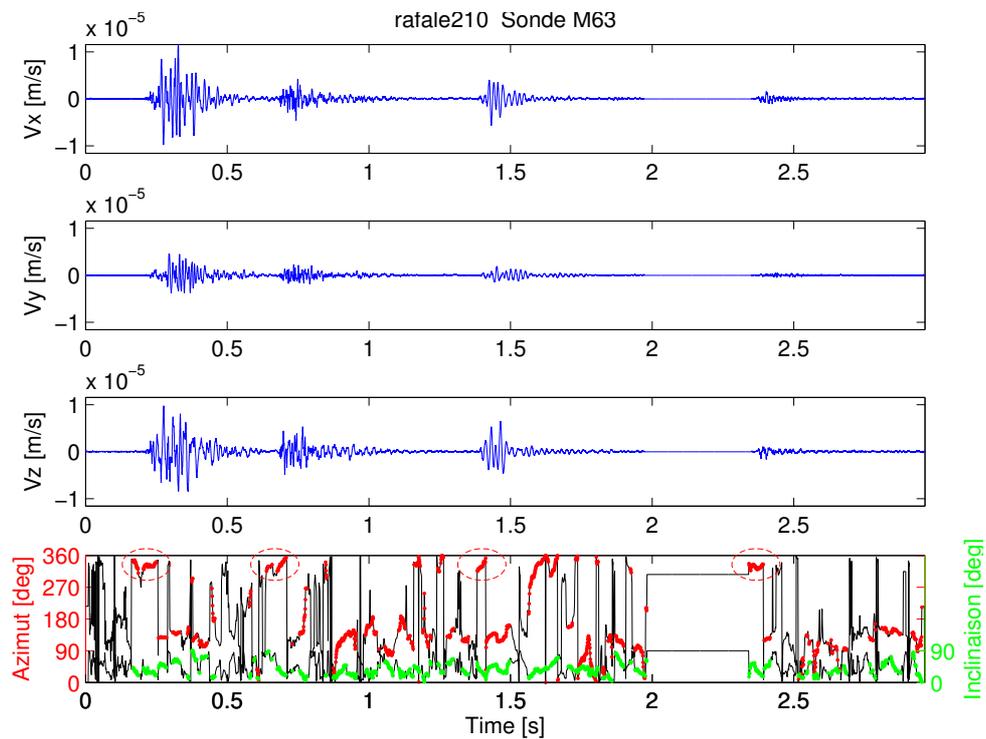


FIG. 4.10 – Analyse de polarisation des événements isolés du 2 Octobre 2005. Les ellipses rouges en pointillé montrent que l'azimut des quatre événements à la sonde M63 est stable autour de 300° . Les valeurs d'azimut sont moyennées pendant ces périodes de stabilité.

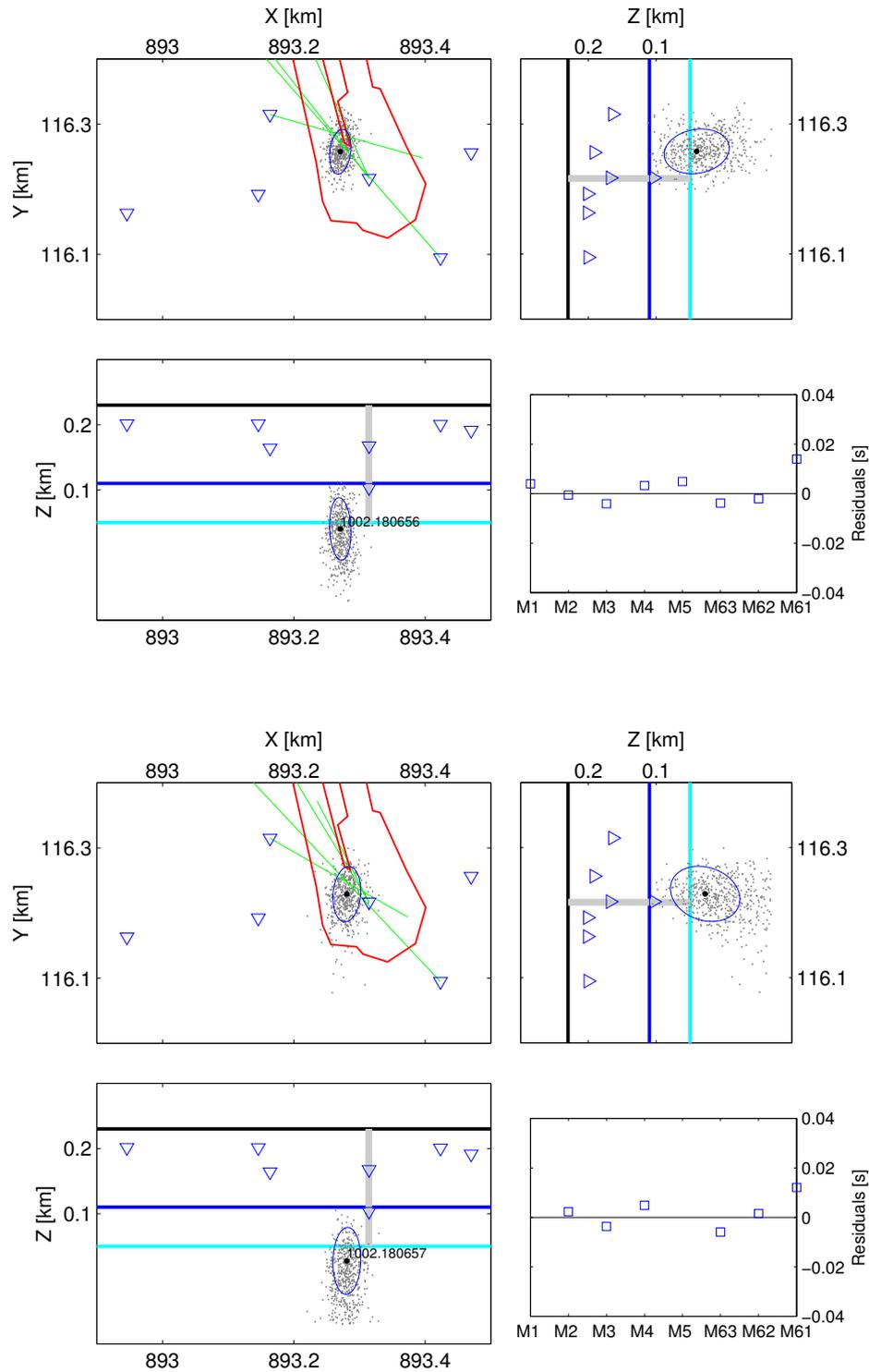


FIG. 4.11 – Exemples de réduction de l'incertitude dans la localisation des hypocentres pour deux événements du 2 Octobre 2005. Les azimuts tracés depuis les sondes 3D (traits verts) convergent vers les parties plus au Nord des ellipsoïdes.

1989; Gibowicz *et al.*, 1991; McGarr, 1992b; Urbancic et Young, 1993; Knoll *et al.*, 1996). Pourtant, l'application de ces modèles dans un milieu minier doit se faire avec précaution, car on sait que dans ce type d'environnement, particulièrement à faible profondeur, la présence des mécanismes avec forte composante implosive ou explosive n'est pas exclue (Sileny, 1989; Wong *et al.*, 1989; Gibowicz *et al.*, 1991; McGarr, 1992a). De plus, il a été constaté que les valeurs extraites du modèle de Brune, et à moindre degré de celui de Madariaga⁴, sont parfois trop grandes par rapport aux zones de rupture répertoriées après des coups de terrain ('rockburst') dans des mines (Gibowicz *et al.*, 1991; Cai *et al.*, 1998). D'autres travaux (McGarr *et al.*, 1989; Trifu *et al.*, 1995) suggèrent que la complexité de la source sismique peut bien expliquer les différences entre la taille des sources extraites des modèles et la zone réellement endommagée. Un modèle alternatif pour les sources extensives basé sur des considérations énergétiques, a été développé par Cai *et al.* (1998), qui considèrent la contrainte normale à la surface de la fissure comme le paramètre clé dans le contrôle de la taille des ruptures sismiques. En appliquant leur modèle à la formation des entailles ('notchs') dans le tunnel URL (Canada), ils ont trouvé des tailles de source sismique en accord avec les observations directes (Cai *et al.*, 1998). Cependant, l'application de ce modèle requiert d'autres paramètres que ceux déterminés directement à partir des sismogrammes, tels que les modules élastiques de l'environnement de la source et l'énergie de surface de la fracture, grandeurs difficilement estimables dans la plupart des applications *in-situ*.

La discrimination entre ruptures en extension ou ruptures en cisaillement, à partir des données microsismiques, nécessite des signaux présentant un rapport signal sur bruit suffisant pour identifier clairement le sens du premier mouvement (donnée d'entrée pour l'inversion du moment sismique). Dans le cas du site pilote de Cerville-Buissoncourt, la plupart des événements présentent des arrivées émergentes qui empêchent une détermination univoque. Par ailleurs, il est connu que l'efficacité sismique (η), définie comme le rapport entre l'énergie irradiée en forme d'ondes sismiques et la variation de l'énergie de déformation à la source, est moins importante pour les événements extensifs que pour les événements classiques en double couple (Hayashi *et al.*, 1988; Talebi et Boone, 1998).

Le modèle de source extensive de Walter et Brune (1993) montre que la forme des spectres ne change pas selon que l'on considère une fissure en traction ou en cisaillement, en revanche le niveau du plateau des spectres de déplacement d'ondes P (Ω_P) et S (Ω_S) diffère notablement, principalement dû aux différents diagrammes de rayonnement ($\Omega_S/\Omega_P \sim 2.1$ pour une fissure purement extensive, et $\Omega_S/\Omega_P \sim 7.1$ pour une fissure pure en cisaillement). Par conséquent, une façon classique et rapide d'identifier la présence d'une composante extensive dans la source d'un événement microsismique (sans l'inversion du tenseur de moment sismique) est basée simplement sur le rapport d'amplitudes des spectres. Cependant, il faut noter que les valeurs données ci-dessus, sont moyennées sur toute la sphère focale, situation presque jamais atteinte dans la réalité, car la couverture des réseaux microsismiques est limitée.

Quelle que soit la validité ou l'applicabilité des différents modèles de source au cas spécifique du site pilote, notons que se prononcer sur une solution définitive n'est pas dans les objectifs de cette thèse. Dans le but d'avoir une idée des magnitudes et des tailles des événements déclenchés pendant l'étape stationnaire de la cavité, ainsi que lors de l'essai de pression d'Octobre 2005, nous allons simplement nous concentrer sur le calcul du moment sismique (et la magnitude moment associée) à partir des spectres de vitesse, et nous allons calculer à titre informatif, quelques paramètres des sources en utilisant le modèle de Brune (1970).

Pour ce faire, quelques événements isolés avec arrivées S claires sont sélectionnés pour réaliser la

⁴Le modèle de Madariaga (1976) donne des tailles de source 56% plus petites que celui du Brune (1970) (voir ci-après).

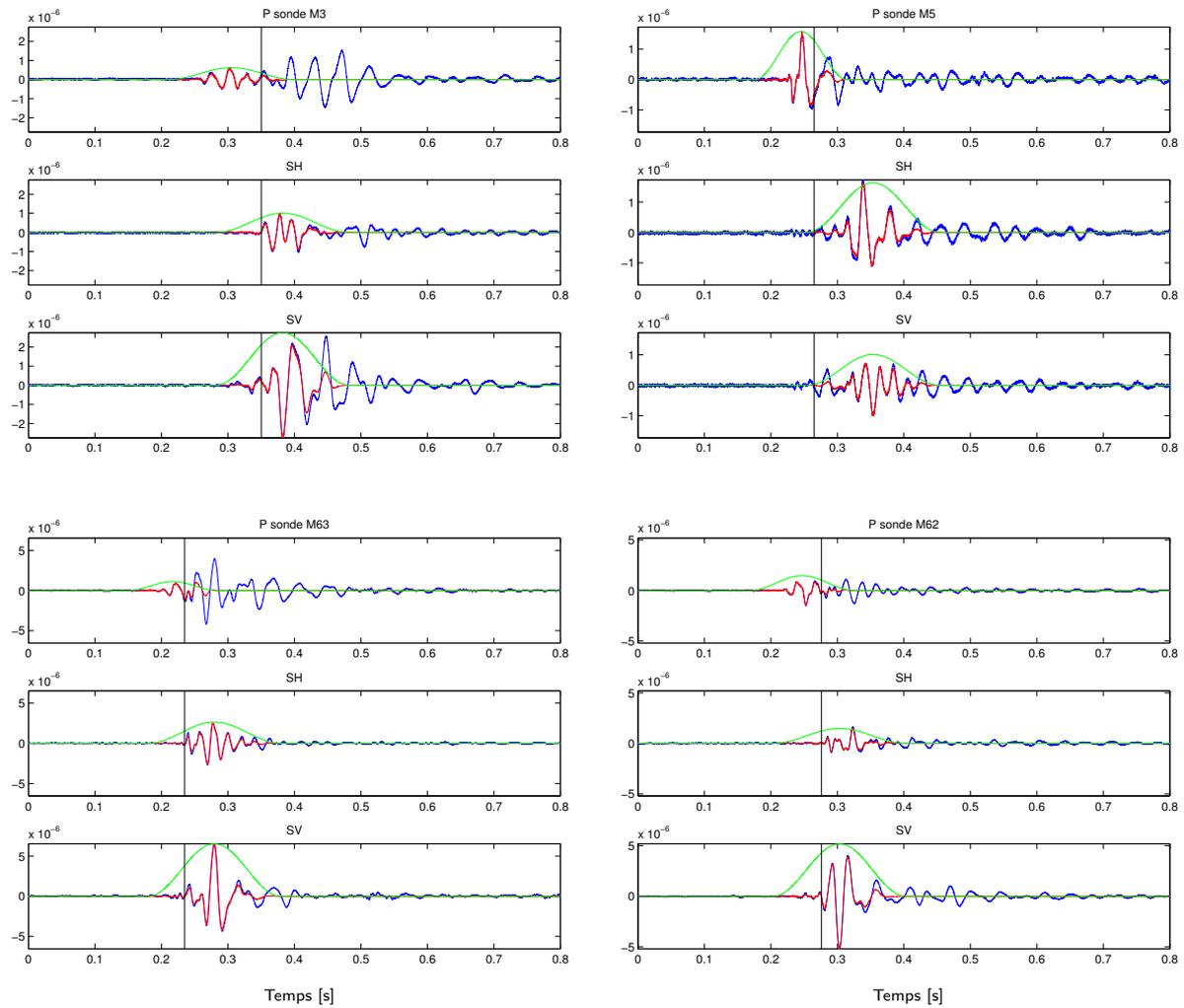


FIG. 4.12 – Exemple d'événement isolé 051026_09382470 sur les 4 sondes tridirectionnelles. En rouge, l'apodisation par une fenêtre de Hanning de 0.2 s centrée au maximum des ondes P et S. Pointé S indiqué par une barre verticale.

rotation d'onde et pouvoir analyser les spectres des ondes SH et SV, ainsi qu'une comparaison avec celui de l'onde P. Sur la figure 4.12, un exemple d'enregistrement sur les quatre sondes 3D dans le repère du rai (après rotation d'onde) est présenté.

Le spectre d'accélération $A(f)$ selon un modèle classique en f^2 (Aki, 1967; Brune, 1970; 1971), peut s'écrire sous la forme,

$$A(f) = A_0 \frac{1}{1 + (f_c/f)^2}, \quad (4.1)$$

avec A_0 le niveau du plateau du spectre et f_c la fréquence coin. Le spectre d'accélération possède une asymptote basse fréquence en f^2 et une asymptote en haute fréquence constante A_0 . L'effet de

l'atténuation anélastique intervient à haute fréquence à partir d'une fréquence donnée et le spectre décroît rapidement. Cela peut influencer la détermination du niveau de plateau et de la fréquence coin.

Le moment sismique M_0 est directement lié au niveau du plateau du spectre de déplacement Ω_0 par

$$\Omega_0 = \frac{1}{4\pi\rho V^3} \frac{R}{r} M_0, \quad (4.2)$$

où ρ est la densité du milieu, V la vitesse de propagation des ondes de volume (P ou S) dans le milieu, R le diagramme de rayonnement des ondes considérées (P ou S), et r la distance source-récepteur. En utilisant les propriétés de la transformée de Fourier $A_0 = (2\pi f_c)^2 \Omega_0$, nous pouvons finalement écrire,

$$M_0 = \frac{\rho V^3 r}{\pi f_c^2 R} A_0. \quad (4.3)$$

Le calcul du moment sismique à partir des spectres de sismogrammes est indépendant du mécanisme de rupture (Aki et Richards, 1980). La Magnitude Moment M_w (Hanks et Kanamori, 1979) est définie par

$$M_w = \frac{2}{3} \log_{10}(M_0) - 6.1, \quad \text{avec } M_0 \text{ en [Nm]}. \quad (4.4)$$

Différentes corrections ont été appliquées aux spectres, à savoir :

1. correction de la réponse instrumentale : les sondes sont toutes équipées de géophones avec une courbe de réponse plate entre 60 Hz et 1 kHz (Figure 3.2). La plupart des signaux enregistrés par le réseau présentent un contenu fréquentiel allant de 20 Hz à 120 Hz. La correction doit donc être appliquée pour ne pas sous-estimer les basses fréquences. La courbe de réponse des géophones est approximée par une droite de 12 dB par octave, entre 16 Hz et 60 Hz. La correction est appliquée en divisant les spectres d'amplitude par cette réponse (voir expression (4.5)) ;
2. correction de l'atténuation géométrique : en fonction de la distance source-sonde parcourue par l'onde. Cette correction est appliquée directement aux spectres dans l'équation (4.5), donc elle ne doit pas être prise en compte dans la formule (4.3) pour le calcul du moment sismique ;
3. correction de l'atténuation anélastique (facteur Q) : en s'appuyant sur l'analyse des tirs de calage du réseau microsismique (voir section 3.3), un facteur Q_p entre 10 et 30 a été estimé. Pour les spectres des événements microsismiques, nous avons décidé de corriger l'atténuation anélastique avec $Q_p = Q_s = 20$, en utilisant la formule (4.5).

Ainsi, à partir des spectres de vitesse $V(f)$, les spectres d'accélération à la source sont calculés par,

$$A(f) = V(f)(2\pi f) r_i (1/\text{rep}(f)) \exp\left(-\frac{\pi r_i f}{Q_{p,s} V_{p,s}}\right), \quad (4.5)$$

où r_i est la distance source-sonde i , $\text{rep}(f)$ est la réponse instrumentale, et $V_p = 3000$ m/s, $V_s = 2000$ m/s (valeurs de vitesses moyennes dans le sel).

Le rayon de la source⁵ est estimé dans le modèle de [Brune \(1970; 1971\)](#) par

$$r_0 = \frac{kV}{2\pi f_c}. \quad (4.6)$$

Ainsi, pour le modèle de Brune, en supposant une chute instantanée de contrainte, la constante k est 2.34 pour les ondes S. Pour le modèle dynamique de [Madariaga \(1979\)](#) avec une vitesse de propagation de la rupture $V_r = 0.9 V_s$, la constante k est 2.01 et 1.32 pour les ondes P et S, respectivement. Notons que la taille de la source est fortement dépendante de la vitesse de rupture V_r assumée. La chute de contrainte moyenne est déterminée à partir du moment sismique et le rayon de la source ([Brune, 1970](#)) par

$$\Delta\sigma = \frac{7}{16} \frac{M_0}{r_0^3}. \quad (4.7)$$

Par conséquent, pour une valeur de fréquence coin f_c déterminée à partir des spectres, le modèle de Madariaga donne une taille de source 56% plus petite que le modèle de Brune, et par conséquent, une chute de contrainte moyenne 8 fois plus importante ([Madariaga, 1976](#)).

Les paramètres du spectre, niveau de plateau A_0 et fréquence coin f_c , sont estimés manuellement à partir des spectres d'accélération (le spectre moyen entre les composantes SH et SV est utilisé). Deux exemples de spectre d'accélération, corrigés de l'effet de la distance de parcours, sont présentés sur la figure 4.13. Il est intéressant de noter la similarité des spectres sur les différentes sondes. Le décalage observé en amplitude est sûrement lié au diagramme de rayonnement. Le spectre moyenné sur les 4 sondes est utilisé pour la détermination des paramètres de la source. Le rapport Ω_S/Ω_P est simplement estimé à partir des plateaux correspondants. Dans le tableau 4.1, les résultats pour les événements analysés sont résumés. Trois d'entre eux correspondent à des événements isolés, le quatrième appartient à une rafale du 17 Octobre 2005, déclenchée pendant la phase de remontée de pression. Une incertitude de 20% et 50% est considérée dans la détermination de la fréquence coin et du niveau de plateau, respectivement. Notons les points suivants :

1. tous les événements ont des rapports Ω_S/Ω_P inférieurs à 4, mettant en évidence la présence de composantes extensives de la source ;
2. les magnitudes moment M_w sont toutes inférieures à -1 ;
3. les tailles de source sont assez importantes (dizaine de mètres), et par conséquent, les chutes de contrainte sont relativement basses, pour des microséismes induits dans des environnements miniers de roches cristallines ([Gibowicz et al., 1991](#); [Feignier et Young, 1992](#); [Urbancic et Young, 1993](#); [Oye et al., 2005](#)). Cependant, les valeurs estimées sont proches des limites inférieures de chute de contrainte (~ 0.01 bars) déduites des études sur la microsismicité induite par injection d'eau à des profondeurs et lithologies similaires ([Talebi et Boone, 1998](#); [Talebi et al., 1998](#)).

Rappelons que les valeurs calculées peuvent varier notablement, si l'on considère un autre modèle de source, ou des paramètres différents dans un même modèle (notamment la vitesse de rupture V_r supposée être une fraction de la vitesse d'ondes S du milieu). Une étude plus approfondie est toujours envisageable pour une caractérisation plus complète de la source des événements microsismiques.

⁵Dans le modèle de [Brune \(1970\)](#) la source est supposée de forme circulaire.

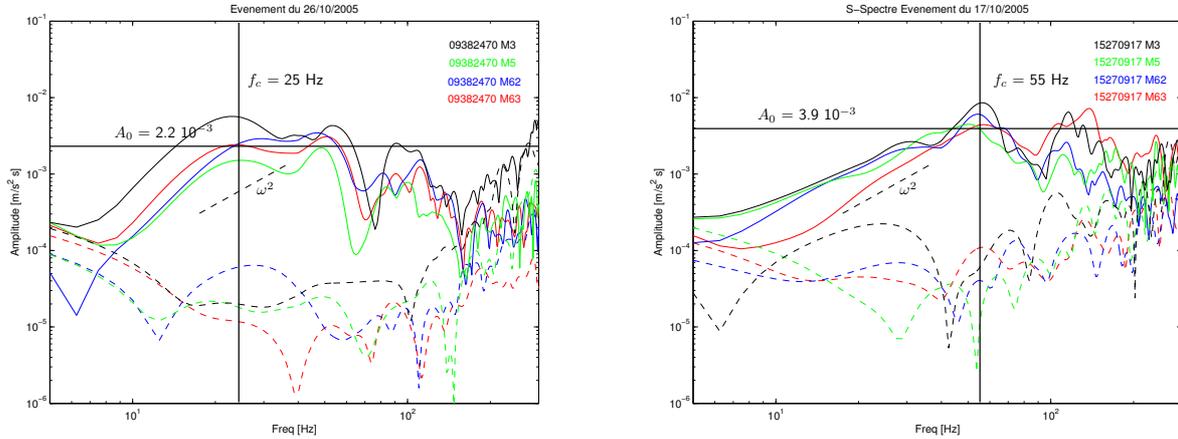


FIG. 4.13 – Spectres d’ondes S pour l’événement isolé 051026_09382470 (gauche) et l’événement 051017_15270917 (droite). En traits pointillés, les spectres du bruit sur 0.1 seconde avant l’arrivée de l’onde P.

TAB. 4.1 – Résultats de la détermination des paramètres de source sismique. Modèle de [Brune \(1970\)](#). Paramètres utilisés : $Q_p = Q_s = 20$, $V_p=3000$ m/s, $V_s = 2000$ m/s, $\rho = 2500$ kg/m³, $R_P = 0.44$, $R_S = 0.60$ (moyennes des valeurs absolues des diagrammes de rayonnement sur la sphère focale ([Boore et Boatwright, 1984](#))). *événement appartenant à une rafale.

Événement	A_0 [10^{-3} m/s]	f_c [Hz]	M_0 [10^7 N m]	M_w	r_0 [m]	$\Delta\sigma$ [bar]	Ω_S/Ω_P
051002_18065527	8.8 (1±0.5)	90 (1±0.2)	1.15±0.72	-1.4 ± 0.2	8.2 ± 1.5	0.089 ± 0.042	2.06
051002_18065645	1.8 (1±0.5)	57 (1±0.2)	0.59±0.36	-1.5 ± 0.2	13.1± 2.4	0.011 ± 0.005	1.65
051026_09382470	2.2 (1±0.5)	25 (1±0.2)	3.73± 2.33	-1.0 ± 0.2	29.8± 5.4	0.006 ± 0.003	3.72
051017_15270917*	3.9 (1±0.5)	55 (1±0.2)	1.37± 0.85	-1.3 ± 0.2	13.5± 2.4	0.024 ± 0.011	2.28

4.7 Discussion sur l'origine des rafales

La cavité remplie de saumure est dans une phase dite stationnaire, avec une pression s'exerçant sur le toit de 1.9 MPa relativement constante (les variations sont d'environ ± 0.1 MPa). L'activité microsismique enregistrée, spécialement pendant la période de l'essai d'Octobre 2005, peut être liée aux délitements des marnes intercalées dans le toit immédiat de la cavité, ainsi qu'aux chutes de blocs dans la cavité sous forme d'avalanches. À noter que la forme actuelle de la cavité est assez irrégulière, sa base est constituée de blocs d'insolubles identifiés dans la couche de sel pendant la phase de création de la cavité par dissolution. Les signaux attendus d'une chute de bloc sur une surface irrégulière couverte par débris d'insolubles est loin d'être simple. [Wust Bloch et Joswig \(2006\)](#) ont réalisé des expérimentations de chutes de bloc et de débris dans des cavernes naturelles à faible profondeur (moins de 30 m) vides ou partiellement remplies de saumure. La classification est réalisée par l'analyse temps-fréquence des événements, ainsi que par leur durée temporelle. Malgré un contexte différent de Cerville, en particulier la profondeur et la pression dans la cavité, les caractéristiques générales des événements et leur contenu fréquentiel sont assez proches. D'autre part, des études sur des mouvements de terrains lents, notamment sur des falaises surveillées par méthode microsismique ([Brückl et Mertil, 2006](#)), montrent des caractéristiques comparables aux événements de Cerville, en termes de contenu fréquentiel (< 30 Hz), durée des événements (entre 5 et 20 s) et magnitudes ($-2 < M_w < 0$), renforçant l'idée d'avalanches au long des parois de la cavité comme source possible des rafales.

Plus spécifiquement dans un contexte salin, [Fortier et al. \(2006\)](#) ont étudié la microsismicité associée aux cavités salines de l'exploitation de Manosque (France). Contrairement au cas de Cerville-Buissoncourt, la forme de ces cavités est plutôt cylindrique avec l'axe orienté verticalement de quelques centaines de mètres. Ils ont enregistré des signaux présentant des arrivées impulsionnelles (interprétés comme ruptures typiques en cisaillement) suivies d'ondes monochromatiques de quelques dizaines de secondes de durée, interprétées comme la résonance de la cavité suite à la chute d'un bloc décroché par la rupture des niveaux compétents d'anhydrite. Dans notre cas, il faut noter que la fréquence de coupure des géophones (40 Hz) est juste à la limite des fréquences de résonance de la cavité actuelle de 180 m de longueur par 20 m à 50 m d'hauteur. Par conséquent, en supposant une vitesse de propagation dans la saumure autour de 1600 m/s ([Fortier et al., 2006](#)), les fréquences dominantes se trouveraient entre 4.4 Hz et 40 Hz, exactement la gamme de fréquences fortement atténuée par les géophones installés dans les sondes. En résumé, si l'hypothèse du détachement de blocs des parois de la cavité, puis la chute dans la cavité remplie de saumure en forme d'avalanches peut être argumentée à partir des caractéristiques des rafales, une analyse plus approfondie et une corrélation avec d'autres données doivent être réalisées pour établir définitivement la cause de ces événements.

Chapitre 5

Conclusions

Parmi les objectifs initiaux de cette thèse, le suivi spatio-temporel de la sismicité induite par l'exploitation de la cavité du site pilote, dès la reprise de la dissolution jusqu'à l'effondrement final, semblait prioritaire. Cela aurait permis d'acquérir l'information nécessaire pour aborder la modélisation de l'endommagement progressif des couches du recouvrement et la génération de sismicité associée. Pour les raisons exposées dans la section 1.4, la reprise de la dissolution n'a pas eu lieu, et donc notre analyse se limite à caractériser l'étape initiale de la cavité avant le redémarrage de l'exploitation.

Dans cette première partie de la thèse, nous avons entrepris l'étude expérimentale qui avait pour objectifs : (1) le calage du réseau microsismique, avec une caractérisation du site en termes de définition d'un modèle de vitesse et d'atténuation, (2) d'analyse de la microsismicité induite enregistrée dans le site pilote depuis la mise en place du réseau Janvier 2005 jusqu'à Décembre 2006, et (3) d'analyse de la sismicité générée en particulier pendant l'essai transitoire de pression dans la cavité réalisé en Octobre 2005.

En ce qui concerne le calage du réseau microsismique, nous avons réussi à orienter les 4 sondes tridirectionnelles M3, M5, M62 et M63, avec une incertitude inférieure à 5° . L'analyse de l'inclinaison des arrivées des tirs sur les sondes tridirectionnelles a mis en évidence une anomalie dans les sondes M3 (pour tous les tirs analysés) et M62 (pour les distances tir-sonde plus importantes). Les deux sondes sont situées environ à 60 m de profondeur. Cela suggérait la présence d'une couche de vitesse lente autour de cette profondeur (correspondant peut-être à l'aquifère du grès du Rhétien), ou bien simplement un manque de verticalité du forage. Une étude plus approfondie doit être réalisée pour trancher sur ces possibilités, en particulier si l'on envisage une localisation par rotation d'onde pour les événements microsismiques.

Rappelons que malgré le grand nombre de tirs (78 en total) avec des rapports signal sur bruit très satisfaisants, ces tirs ont été initialement planifiés pour une campagne de tomographie sismique gérée par le BRGM en Octobre 2004. Par conséquent, ils ont tous été réalisés en surface. Il est clair que la zone 'échantillonnée' par ces tirs, n'était pas suffisante pour un calage optimal du réseau microsismique. Par exemple, il n'est pas possible, à partir de la (re)localisation des tirs de calage, d'estimer les erreurs dans les futures localisations d'hypocentres des microséismes, attendus principalement dans la zone comprise entre la Dolomie de Beaumont (120 m de profondeur) et la couche de sel (183 m de profondeur).

Par rapport à la géométrie du réseau, nous avons constaté que l'ouverture d'environ 130° dans la direction NE-SW, est mise en évidence dans les incertitudes de localisation dans le plan horizontal. Elles sont plus importantes dans cette direction. Une sonde additionnelle dans cette direction aiderait à diminuer notablement les incertitudes. Par ailleurs, dans l'optique d'une possible localisation par rotation d'onde, le fait que les sondes tridirectionnelles M3, M6 et M5 sont presque alignées sur le plan horizontal n'est pas optimal pour la détermination d'azimut (une disposition triangulaire serait préférable).

La détermination du modèle de vitesse du site est fondamentale pour toute analyse future, en terme de localisation de microsismicité. D'après les résultats de localisation des tirs, il est probable que des variations latérales de vitesse soient présentes sur le site pilote. La localisation des tirs sur la ligne sismique est assez satisfaisante (avec des erreurs inférieures à 10 m dans le plan horizontal). D'autre part, celle des tirs hors ligne présente une certaine erreur systématique dans la direction N-S, de plus de 20 m¹. Même si certains de ces tirs se trouvent presque à l'extérieur du réseau (tir 202 et 203), les erreurs restent trop importantes, ce qui met en évidence la présence de variations de vitesse dans les couches les plus superficielles.

L'analyse de la microsismicité enregistrée jusqu'à présent a permis la caractérisation en termes de magnitude et localisation spatiale de l'état initial de la cavité, stable d'un point de vue mécanique, du site pilote. Plus de 500 événements ont été enregistrés par le réseau entre Janvier 2005 et Décembre 2006. La quantité d'événements par jour ne dépasse que rarement cinq. Une probable variation saisonnière peut être soulignée, avec une croissance de la sismicité pendant les mois d'été, et une décroissance durant l'hiver. Une série temporelle plus longue est nécessaire pour confirmer (ou rejeter) cette tendance.

Nous avons identifié deux groupes d'événements : (1) les événements isolés qui correspondraient aux ruptures et décrochages du toit immédiat de la cavité, et aux ruptures dans les couches relativement compétentes du gisement de sel, et (2) les rafales, qui correspondraient aux chutes de blocs et débris en forme d'avalanches dans la cavité remplie de saumure. Quel que soit le mécanisme de rupture, les fréquences coin repérées sont remarquablement basses (entre 20 et 80 Hz) pour des événements microsismiques classiques. Cela pourrait être en partie s'expliquer d'une part, par une forte atténuation des hautes fréquences dans la zone du toit immédiat marneux très endommagé, et d'autre part, par des ruptures lentes, associées à l'intrusion de saumure sous pression dans des zones de faiblesse ou fractures préexistantes.

Pendant le mois d'Octobre 2005, un essai de pression a eu lieu dans la cavité. Un cycle de pression d'amplitude maximale 3.6 bars a été réalisé pendant 3 semaines environ. Du point de vue de la microsismicité générée, nous avons conclu que l'amplitude de l'essai de pression n'était pas suffisante pour solliciter le recouvrement et générer des événements significatifs, i.e. plus nombreux et plus énergétiques par rapport aux périodes précédant et suivant l'essai. De toute façon, le mois d'Octobre 2005 a été riche en événements enregistrés, ce que a permis une analyse détaillée dans certains cas. Ainsi, lors de la descente du niveau de saumure, une activité microsismique s'est manifestée par des événements isolés, lorsque quatre rafales entre 6 et 20 secondes de durée ont été enregistrées à la remontée. Les rafales auraient donc un lien avec la remontée en pression que induirait des réactivations des fractures

¹En effet, pour certains tirs hors ligne, la position vraie se retrouve hors de l'ellipsoïde de confiance (ou le nuage d'échantillonnage de la densité de probabilité). Il s'agit d'une indication de sous-estimation des erreurs théoriques et/ou observationnelles qui rentrent dans la formulation de NonLinLoc.

dans le toit immédiat de la cavité (délicatement des marnes), et aux chutes de blocs (ou de débris) qui en résultent.

Il est entendu que la microsismicité générée dans le banc raide de la Dolomie de Beaumont constitue le signe précurseur d'instabilité du recouvrement qui entraîne l'effondrement final. En effet, les résultats de modélisation géomécanique montrent que c'est à la suite de la génération de fractures dans ce banc que le recouvrement entre dans une phase d'instabilité (Chapitre 8 de cette thèse). D'après les résultats de localisation spatiale, il n'est pas encore possible d'identifier si un événement se produit dans le banc ou à proximité de celui-ci, les incertitudes suivant la direction verticale sont relativement importantes. La corrélation avec des mesures hydroacoustiques (avec des capteurs situés au niveau du banc) et l'analyse du contenu fréquentiel des événements donneraient des informations supplémentaires pour établir si un événement déterminé est généré dans le banc ou non.

À l'issue de l'analyse de la sismicité induite, il est possible de dégager certains points de recommandation dans le cadre d'une auscultation microsismique de la cavité de Cerville-Buissoncourt :

- ◇ dans le but de mieux analyser les événements microsismiques, il est nécessaire d'enregistrer plus fidèlement les basses fréquences (< 40 Hz) pour enregistrer les phénomènes dans cette gamme, sans appliquer de correction instrumentale (opération souvent délicate) ;
- ◇ l'enregistrement des rafales de longue durée (entre 3 s et 20 s), nécessite une acquisition en continu de durée suffisante ;
- ◇ des tirs de calage réalisés **en profondeur**, dans la zone sismogénique aux alentours de la cavité, contribueraient à : (1) mieux caractériser les zones endommagées au toit de la cavité et discerner les possibles variations latérales de vitesse, (2) éviter des confusions ou incertitudes lors de la rotation d'onde (résoudre le problème d'inclinaison sur les sondes M3 et M62), et (3) apporter la validation expérimentale des erreurs estimées a posteriori par *NonLinLoc* dans la localisation spatiale ;
- ◇ pour la réduction d'incertitude dans la localisation spatiale des foyers, il est possible d'utiliser les événements microsismiques pour inverser **à la fois** la position de l'hypocentre et le modèle de vitesse (Kissling, 1988; Kissling *et al.*, 1994). Dans notre cas, le modèle 1D servirait de modèle de départ pour l'inversion itérative.
- ◇ une meilleure détermination du facteur de qualité Q du milieu est envisageable (notamment pour les ondes S) à l'aide des rapports spectraux d'événements microsismiques localisés aux alentours de la cavité ;
- ◇ la difficulté de pointer manuellement la plupart des événements enregistrés par le réseau, à cause du faible rapport signal sur bruit, conduit à envisager des méthodes alternatives pour la localisation d'hypocentres, telles que la corrélation de forme d'onde (ou méthodes de semblance), utilisées largement dans la localisation des tremors volcaniques (Wassermann, 1997; Wassermann et Ohrnberger, 2001), et/ou la localisation par rotation d'onde après l'analyse de polarisation des signaux (Moriya *et al.*, 1994; Maisons *et al.*, 1997) ;
- ◇ une modélisation dynamique des fréquences propres de la cavité (cavitations) donnerait une idée plus précise de la gamme de fréquences attendues ;
- ◇ l'automatisation de la détermination de fréquence coin et niveau de plateau des spectres aiderait au calcul rapide pour l'estimation des paramètres de la source ;
- ◇ finalement, la réalisation d'un essai de pression de plus grande ampleur permettra de solliciter davantage le recouvrement de la cavité, et d'enregistrer ainsi des données plus significatives.

Troisième partie

Modélisation numérique de l'endommagement dans le contexte salin de Cerville-Buissoncourt

Un modèle numérique est une représentation, en termes mathématiques, du comportement physique et mécanique d'un phénomène du monde réel. Parmi les objectifs d'une modélisation numérique du sous-sol, nous trouvons généralement : (1) la *description* d'un comportement particulier et la reproduction, plus ou moins fidèle, des observations associées ; (2) l'*explication* des causes physiques et mécaniques des phénomènes en question ; et finalement (3) la possibilité de *prediction* des futurs événements ou comportements que n'ont pas été observés jusqu'à présent. Ces prédictions sont ensuite utilisées pour valider, améliorer ou falsifier le modèle.

En ce moment, le site pilote de Cerville-Buissoncourt est dans une phase dite *stable*, où la cavité remplie de saumure n'évolue pas significativement dans le temps, et par conséquent, le recouvrement ne se déforme pas considérablement. Après la reprise de l'exploitation et la vidange de la cavité par pompage de la saumure, voir son élargissement par dissolution de sel par injection d'eau douce, les couches du recouvrement vont progressivement s'endommager, puis se rompre, provoquant ainsi l'effondrement de la cavité et tous les terrains du recouvrement. La surveillance microsismique du site permettra le suivi de l'évolution spatio-temporelle de l'activité sismique associée à ce processus d'endommagement qui pourra, par la suite, être comparée avec les résultats de modélisation numérique.

La modélisation numérique d'un tel processus nécessite l'utilisation d'une approche non-conventionnelle qui tient compte, d'une part de l'évolution de la cavité dans la couche de sel, et d'autre part les déformations et l'endommagement qui se produiront dans les matériaux du recouvrement jusqu'à l'effondrement final. Le recouvrement est composé des couches qui présentent des propriétés mécaniques très contrastées, incluant un banc raide avec un comportement élasto-fragile où la plupart de la microsismicité est attendue, et des couches marneuses et salines avec des comportements plutôt visco-plastiques. Pour être valable, l'approche de modélisation numérique à adopter doit considérer ces différents aspects.

En général, la génération de la sismicité est un phénomène intrinsèquement discontinu qui doit faire appel à l'initiation et propagation des microfissures, ainsi que son interaction dynamique. D'un point de vue géophysique, les ondes élastiques transitoires émises depuis une fissure sont capables de déclencher des autres fissures. D'autre part, dans le domaine de la géomécanique, ils existent plusieurs approches permettant de tenir compte de l'endommagement (en termes d'initiation et propagation de fissures, voire leur coalescence pour former des macrofractures) et les grandes déformations dans les géomatériaux, à travers des approches continues ou discrètes. Dans cette troisième partie de la thèse une modélisation géomécanique destinée à intégrer ces deux aspects géophysiques et géomécaniques (souvent traités indépendamment) va être abordée, avec l'application au site pilote de Cerville-Buissoncourt.

Chapitre 6

Modélisation numérique de l'endommagement : stratégie et outils numériques

Dans ce chapitre nous allons présenter les outils numériques qui serviront pour la modélisation géomécanique du site pilote de Cerville-Buissoncourt. Après avoir précisé la problématique de la modélisation numérique de l'endommagement des roches, nous définirons les objectifs que nous nous posons vis-à-vis de l'approche de modélisation numérique choisie. Nous finirons par une présentation sommaire des logiciels utilisés et de la méthodologie de modélisation adoptée dans cette thèse, basée sur deux approches numériques différentes.

6.1 Contexte et objectifs de la modélisation numérique

Le suivi des émissions acoustiques est un indicateur majeur de l'endommagement des roches et un signe précurseur de leur rupture. Pour l'analyse de stabilité d'un massif rocheux à grande échelle, on fait généralement appel à des techniques non-destructives comme la surveillance microsismique pour l'évaluation de l'endommagement dans le massif. Une des raisons est la possibilité de suivre les différents étapes d'initiation, de propagation et de coalescence des microfissures sans perturber les contraintes *in-situ*, en utilisant des mesures faites à distance par des capteurs acoustiques.

Les mesures microsismiques incluent, d'une part, l'information sur la taille, la localisation spatiale et les mécanismes de déformation responsables (fissures en traction ou en cisaillement, sources implosives/explosives), et d'autre part, les caractéristiques du milieu traversé par les ondes élastiques (vitesses, atténuation, scattering). Pour mieux comprendre ces phénomènes et pouvoir discriminer entre les effets de source à ceux liés au parcours, la modélisation numérique s'est avérée être un outil indispensable. Cela permet une évaluation quantitative des conditions *in-situ* pour la génération et la propagation des microfissures, ou l'énergie libérée en forme d'ondes élastiques, ce qui rend possible une analyse postérieure par comparaison avec d'éventuelles mesures acoustiques.

Dans de nombreuses études sur la modélisation de l'endommagement des roches, le matériau est représenté comme un milieu continu élastique traversé par des surfaces de faiblesse prédéfinies auxquelles on associe un comportement visco-plastique (Malan et Napier, 1995; Napier et Malan, 1997), ou bien comme un milieu continu avec des mesures moyennes de la dégradation du matériel qui rentrent dans les lois constitutives pour représenter l'endommagement de la microstructure (Tang, 1997; Amitrano *et al.*, 1999; Fang et Harrison, 2002). Pour cela, ces approches numériques sont considérées comme *indirectes* dans le sens où l'effort de modélisation est concentré plutôt dans la description du phénomène d'endommagement que dans son explication ou sa traduction en terme de comportement micromécanique (Potyondy et Cundall, 2004). Ainsi par exemple, dans les études classiques de stabilité des zones minières, la modélisation de l'endommagement consiste à suivre la déformation plastique (déformation irréversible après qu'un certain seuil de rupture est atteint), et à considérer que les zones du modèle où cette déformation est importante sont des zones de faiblesse, voire des zones en rupture (Nothnagel, 2003). Cette déformation plastique n'entraîne pas de dislocation ou de discontinuité explicite dans le matériau ; les comparaisons, surtout avec les données microsismiques, restent donc qualitatives (Abdul Wahed *et al.*, 2005).

En revanche, une modélisation *directe* de l'endommagement est possible si l'on considère explicitement la génération et propagation des microfissures dans les matériaux naturels. Les micromécanismes responsables de cette génération (concentration des efforts, perte de cohésion intergranulaire, fissuration intragranulaire, etc) étant fortement contrôlés par la microstructure, cette approche doit considérer les hétérogénéités présentes dans les roches à l'échelle des grains (Donzé et Magnier, 1995; Potyondy et Cundall, 2004). Parmi les approches de modélisation directe de l'endommagement, la Méthode des Éléments Discrets (Discrete Element Method) a déjà été utilisée pour représenter l'évolution de la résistance à long terme des roches (Potyondy et Cundall, 1998), comme pour la simulation de l'endommagement et la fragmentation du béton ou des roches soumises aux différentes sollicitations dynamiques (Camborde *et al.*, 2000; Hentz *et al.*, 2004). De plus, une formulation complètement dynamique qui considère la génération spontanée et l'interaction des microfissures dans les roches est extrêmement intéressante, car elle permet d'évaluer le transfert dynamique des contraintes, indispensable pour une approche quantitative de la prédiction des événements microsismiques (Hazzard *et al.*, 2000; Hazzard et Young, 2002).

Les objectifs de la modélisation numérique entreprise dans cette thèse se concentrent sur l'étude fine de l'endommagement dans les terrains du recouvrement d'une cavité saline, son évolution spatiale et temporelle au cours de l'exploitation, et l'évaluation des mécanismes de rupture probables dans le recouvrement de la cavité du site pilote. Donc, cette modélisation doit tenir compte : (a) de la géométrie actuelle de la cavité et la possibilité de son évolution au cours de l'exploitation, (b) du comportement mécanique des différents matériaux présents dans le recouvrement qui est loin d'être homogène, et (c) de l'initiation localisée des microfissures et de leur propagation dans le recouvrement. C'est à cette condition qu'une comparaison avec la sismicité enregistrée sur site sera possible.

6.2 Approche adoptée : couplage continu - discret

L'approche adoptée pour la modélisation numérique se base sur un modèle dit *hybride*, selon la classification de Jing et Hudson (2002), dans lequel une partie discrète est couplée à une partie modélisée par la mécanique des milieux continus. Ces approches sont généralement utilisées en géomécanique

entre les Éléments Distincts (ou Discrèts) et les Éléments Finis (Oñate et Rojek, 2004), entre les Éléments Distincts et les Éléments Frontières (Lorig *et al.*, 1986), ou entre les Éléments Distincts et les Différences Finies (Potyondy et Cundall, 2004; Cai *et al.*, 2006). Nous allons nous placer dans cette dernière catégorie.

Dans le cas spécifique du site pilote de Cerville-Buissoncourt, pour rendre compte de la réponse élasto-fragile des couches compétentes du recouvrement, où la plupart de l'activité microsismique est attendue avant l'effondrement final, une approche discrète (type granulaire) utilisant le logiciel PFC^{2D} (Particle Flow Code) semble bien adaptée. Cette approche, basée sur la Méthode des Éléments Distincts (ou Discrèts¹), permet une représentation explicite de l'endommagement avec l'initiation, la propagation, et l'interaction dynamique des microfissures. Ce qui pourrait être comparé à la sismicité observée. Pour modéliser les autres matériaux dont le comportement est plus ductile et visco-plastique (couches marneuses et salines), une approche continue utilisant le logiciel FLAC (Fast Lagrangian Analysis of Continua) est mieux adaptée, car on dispose de plusieurs lois de comportement élasto-visco-plastiques pour mieux rendre compte du comportement réel (généralement complexe) des géomatériaux.

Par conséquent, le modèle géomécanique mis en œuvre comprendra deux parties : les couches compétentes dont le comportement est élasto-fragile, seront modélisées avec le logiciel PFC^{2D} ; les autres couches dont le comportement est plus ductile seront modélisées à l'aide du logiciel FLAC. Ces deux parties (domaines) ont une interface commune. Le couplage entre les deux logiciels utilisés peut être assimilé à des conditions de frontières évoluant à chaque pas de temps, en assurant la continuité des déplacements et des contraintes sur l'interface commune pendant toute la simulation. Après une brève présentation des deux logiciels, nous expliciterons la méthodologie du couplage des deux logiciels dans la Section 6.5 .

6.3 Présentation du logiciel FLAC

FLAC est un outil de modélisation très utilisé dans les domaines de la géotechnique, du génie civil et du génie minier. C'est un logiciel de modélisation par différences finies explicites, développé par la société HClasca.

La modélisation repose sur une discrétisation en zones quadrangulaires du milieu : les vitesses, les déplacements et les forces sont calculés aux nœuds du maillage. Des tenseurs de contraintes et de déformations sont supposés uniformes dans chaque zone et sont évalués au centre de celle-ci à partir des vitesses et des forces aux nœuds, respectivement. Comme la méthode de résolution en temps est explicite, les variables cinématiques sont déterminées à chaque cycle de calcul jusqu'à la convergence du modèle qui est obtenue quand la force de déséquilibre est inférieure à un seuil. L'algorithme de résolution par son schéma explicite (relaxation dynamique) traite les grands déplacements et les grandes déformations. Une pondération inertielle automatique de chaque nœud plus un amortissement artificiel sont utilisés pour optimiser les calculs (pour une explication plus détaillée de la méthode voir Itasca (1999a)). D'autre part, les sollicitations peuvent être quasi-instantanées ou dynamiques. Dans

¹Dans son premier article, Cundall (1971) désigne 'Éléments Distincts' aux particules circulaires utilisées pour la modélisation. Plus tardivement, les 'Éléments Distincts' ont été associés aux blocs déformables de forme quelconque (tels que ceux utilisés dans le code UDEC (Universal Distinct Element Code) développé par Itasca), et le mot 'Éléments Discrèts' a été alloué aux ensembles des particules circulaires exclusivement.

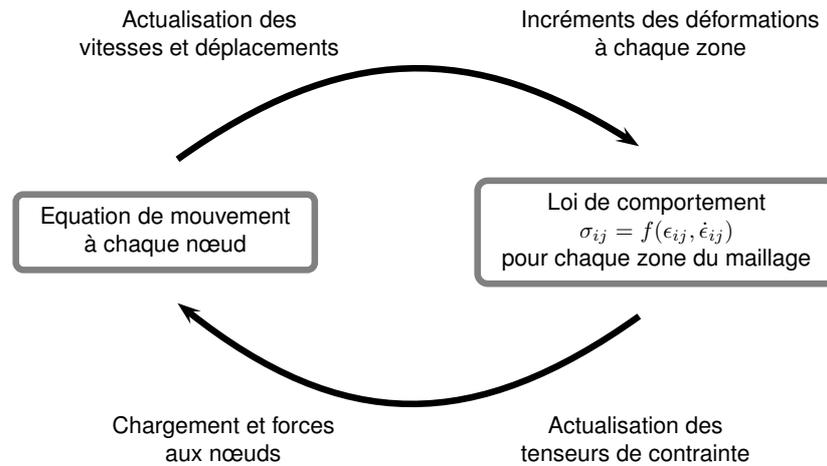


FIG. 6.1 – Cycle de calcul sur un pas de temps dans FLAC.

ce dernier cas, il est possible de faire des calculs en régime dynamique en considérant les conditions de stabilité de toute méthode explicite (pas de temps critique), et en utilisant des valeurs d'amortissement plus réalistes pour des milieux rocheux.

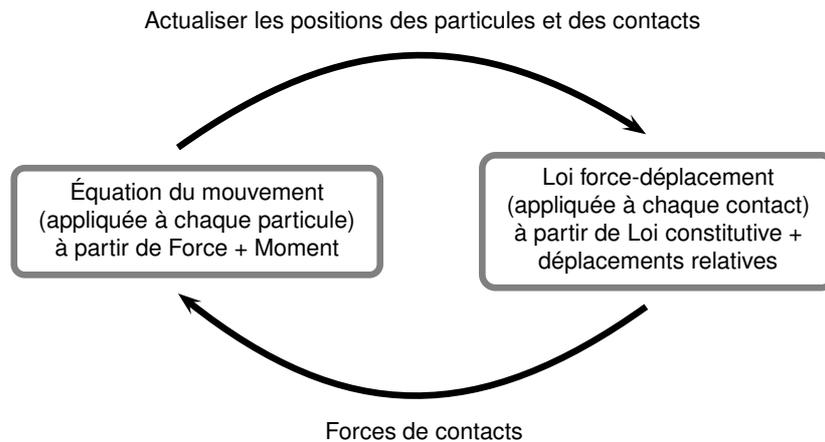
Le cycle de calcul (Figure 6.1) comporte : (1) la résolution de l'équation du mouvement (loi fondamentale de la dynamique) permet de calculer les champs de vitesses et déplacements aux nœuds à partir des forces, et (2) le calcul de l'incrément du tenseur de déformation à partir des vitesses nodales et celui du tenseur des contraintes à partir de la loi de comportement du milieu. Plusieurs lois de comportement, tenant compte de la plasticité ou de la visco-plasticité des matériaux sont disponibles (Itasca, 1999a), ce qui permet de modéliser la rhéologie des roches comme les marnes ou le sel.

Une des spécificités du logiciel est le macro-langage FISH inclus dans FLAC. Celui-ci permet à l'utilisateur de définir de nouvelles variables ou fonctions. Ces fonctions peuvent être appelées au cours d'une simulation pour actualiser certaines propriétés d'un modèle ou encore les conditions aux limites. En particulier, le formalisme de couplage entre FLAC et PFC^{2D} est codé en utilisant ce langage FISH, ce qui rend le logiciel parfaitement adapté à notre problème.

6.4 Présentation du logiciel PFC^{2D}

PFC^{2D} est un outil développé également par la société HClasca, qui suppose la représentation du milieu comme un assemblage de particules dont les mouvements et les interactions sont décrits par la Méthode des Éléments Distincts introduite par Cundall (1971) pour l'analyse de problèmes géomécaniques, et appliqué par Cundall et Strack (1979) pour des assemblages granulaires. Comme *particule* nous désignons dans ce contexte, un corps qui occupe une partie délimitée dans l'espace. Les particules dans PFC^{2D} peuvent être indépendantes ou collées aux points de contact pour reproduire la cohésion des matériaux solides comme les roches ou le béton.

Une roche est ainsi modélisée comme un assemblage dense de particules microscopiques avec des lois d'interaction mécanique relativement simples. Ce type de modèle, nommé *Bonded Particle Model* (BPM) par Potyondy et Cundall (2004), reproduit un grand nombre de caractéristiques macroscopiques du comportement mécanique des roches comme l'élasticité, l'endommagement, les émissions

FIG. 6.2 – Cycle de calcul sur un pas de temps dans PFC^{2D}.

acoustiques, la dilatance, la coalescence de microfissures et l'apparition des bandes de cisaillement, entre autres.

Les principales hypothèses faites dans PFC^{2D} sont :

- ◇ les particules sont considérées comme des corps rigides (non-déformables) avec d'éventuels contacts ponctuels entre deux particules ;
- ◇ le comportement aux contacts utilise une approche du type *contact mou* (*soft contact*) dans laquelle les particules rigides peuvent se chevaucher sur une petite surface (par rapport à sa taille). L'amplitude de ce recouvrement est liée à la force élastique de contact par l'intermédiaire de la loi de force-déplacement (loi de comportement) ;
- ◇ les forces et déplacements dans la direction perpendiculaire au plan des particules, ne sont pas pris en compte dans la formulation. Par conséquent, il ne s'agit ni d'une approche en contraintes planes, ni en déformations planes ;
- ◇ une liaison (cimentation) peut exister entre les particules avec deux types de comportement différent (liaisons en parallèle ou liaisons ponctuelles). Les liaisons entre particules peuvent être rompues au cours de la simulation pour modéliser *explicitement* l'endommagement progressif de l'ensemble ;
- ◇ Les particules sont circulaires (section de sphères ou disques d'épaisseur fixe) ; mais il existe la possibilité de générer des *macro-particules* de forme quelconque.

Le cycle de calcul (Figure 6.2) alterne l'application de l'équation de mouvement (deuxième loi de Newton) pour les particules et d'une loi de force-déplacement (loi de comportement) pour les contacts. Comme dans le cas de FLAC, le comportement dynamique est modélisé numériquement avec un schéma en différences finies explicites qui suppose vitesses et accélérations constantes pendant chaque pas d'avancement temporel.

L'équilibre dynamique est obtenu en introduisant une viscosité numérique qui dissipe l'énergie cinétique jusqu'à la convergence du système. Un amortissement local, non-visqueux (Cundall et Strack, 1979) est utilisé par l'intermédiaire du coefficient d'amortissement α . La force d'amortissement F^d appliquée à chaque particule est donnée par,

$$F^d = -\alpha|F| \text{sign}(V), \quad (6.1)$$

où F est la force non-équilibrée associée à la particule, et V sa vitesse. Le coefficient d'amortissement α peut être relié (pour un système d'un seul degré de liberté) au facteur de qualité Q selon l'expression (Itasca, 1999b),

$$Q = \pi/2\alpha. \quad (6.2)$$

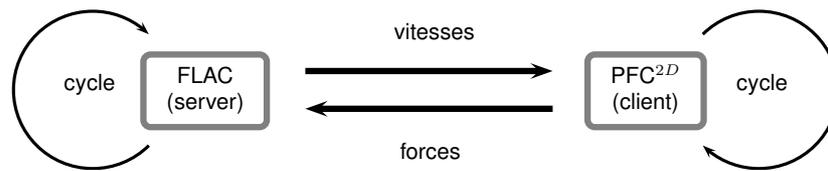
La valeur par défaut du coefficient d'amortissement α dans PFC^{2D} est de 0.7. Cette valeur correspond à un Q de 2.2, nettement plus basse que pour la plupart des géomatériaux (entre 20 et 100 pour les roches sédimentaires et jusqu'au 300-500 pour les roches ignées). Par conséquent, la modalité *par défaut* dans PFC^{2D} est fortement amortie pour accélérer la convergence des calculs en condition *quasi-statique*. Si l'on souhaite réaliser un calcul dynamique, une valeur plus réaliste de Q (et donc de α) devra être choisie (Hazzard et Young, 2002).

Les applications de PFC^{2D} sont diverses et variées dans les domaines de : (1) la géotechnique (Kulatilake *et al.*, 2001; Wang *et al.*, 2003; Potyondy et Cundall, 2004; Holt *et al.*, 2005), (2) la géologie structurale (Donzé *et al.*, 1994; Vietor, 2002; Seyferth et Henk, 2002), et (3) la sismologie (Hazzard *et al.*, 2000; Hazzard et Young, 2002; 2004). En ce qui nous concerne, la modélisation explicite de l'endommagement à travers l'initiation de microfissures, offre la possibilité d'une évaluation *quantitative* des paramètres de la source sismique tels que la magnitude et/ou le moment sismique, difficilement calculables avec un code basé sur la mécanique des milieux continus. Ces paramètres, ainsi que la localisation spatiale des microfissures, pourront être confrontés aux futures observations. De plus, la possibilité d'un couplage avec FLAC rends le logiciel parfaitement adapté à notre problème.

6.5 Couplage FLAC-PFC^{2D} : méthodologie

Le domaine physique est divisé de telle sorte qu'une inclusion PFC^{2D} (représentant la zone d'intérêt dans la roche élasto-fragile) est introduite dans un maillage FLAC de différences finies classiques. Les bords de chaque région coïncident spatialement, et par conséquent une série des particules PFC^{2D} chevauchent les segments de la frontière du maillage FLAC. Le couplage entre les deux logiciels est basé sur la communication synchronisée des conditions aux limites communes aux deux régions. La communication entre les logiciels se produit via une connexion de type *socket* qui permet une transmission des données stockées dans des tableaux via une fonction FISH en binaire sans perte de précision. Les routines de couplage ont été écrites par HCIasca à l'aide du langage FISH.

Un cycle du calcul couplé sur un pas de temps est schématisé dans la Figure 6.3, consiste d'un avancement temporel de chacun des codes. Les vitesses des nœuds du modèle FLAC situés sur la frontière sont d'abord calculés, puis transmises et appliquées aux particules correspondantes de PFC^{2D} (condition aux limites en vitesse), qui après avoir réactualisé les coordonnées et calculé les forces entre particules, dont celles de la frontière commune, les renvoie à FLAC pour qu'il actualise les forces appliqués aux nœuds correspondants (condition aux limites en force) et un nouveau cycle de calcul couplé commence. La synchronisation est assurée en faisant en sorte que le pas de temps utilisé par les deux codes soient identiques.

FIG. 6.3 – Cycle du couplage FLAC-PFC^{2D}.

L'association d'un segment du maillage de la frontière avec un ensemble des particules est réalisée au début de la simulation. Une procédure d'extrapolation est utilisée pour calculer la force sur les nœuds d'un segment FLAC à partir des forces de chaque particule associée au segment considéré. Une procédure spéciale assure que la force et le moment totales agissant sur un segment du maillage FLAC, soient les mêmes que la somme des forces et des moments des particules PFC^{2D} associées au segment. De plus, à chaque reactualisation du maillage FLAC (cas des grandes déformations), les nouvelles coordonnées des nœuds de la frontière doivent être aussi transmises à PFC^{2D} pour que les interpolations de vitesse à chaque particule soient consistantes. Cette interpolation suppose qu'il existe une variation linéaire du champ de vitesse entre deux nœuds limitant un segment de la frontière (Potyondy, 2003).

Chapitre 7

Calibration des microparamètres PFC^{2D}

Dans ce chapitre nous allons aborder le problème de la calibration mécanique des microparamètres utilisés dans le modèle BPM. Cela constitue l'étape fondamentale d'une modélisation numérique avec PFC^{2D}. Après avoir présenté les généralités de la technique de calibration, les données expérimentales sur lesquelles la calibration est basée seront brièvement présentées. Par la suite, nous aborderons la discussion des résultats de calibration obtenus, en insistant sur l'impact de la taille des particules sur les paramètres mécaniques émergentes du modèle BPM.

7.1 Généralités

Un modèle BPM est généralement caractérisé par : (1) l'arrangement des particules (distribution surfacique en 2D), (2) la distribution de leur rayon et (3) les paramètres définissant l'interaction entre particules et leurs liaisons (rigidités et résistances), appelés d'or en avant *microparamètres* du modèle BPM. Nous avons étudié l'impact de ces différents facteurs sur le comportement macroscopique du modèle.

Pour une modélisation classique de type continue, les propriétés mécaniques macroscopiques, tels que les modules ou les résistances, peuvent être déduites directement des courbes d'essais de laboratoire. Pour un modèle discret de type BPM, les propriétés macroscopiques de l'ensemble constituent plus des données de sortie que des données d'entrée. Nous allons les appeler *propriétés émergentes ou macro* du modèle BPM. La relation entre les microparamètres et les propriétés émergents ne sont connues que pour les arrangements assez simples des particules (réseaux hexagonales et/ou cubiques). Dans le cas général d'un assemblage aléatoire de particules de taille différente, on doit procéder à une calibration. D'une certaine façon, il s'agit d'un problème inverse où la solution serait l'ensemble de microparamètres reproduisant le mieux les propriétés macroscopiques issues des données expérimentales. Il faut souligner que la solution du problème n'est pas nécessairement unique, et par conséquent une méthodologie interactive de type 'essai-erreur' est souvent conseillée (Itasca, 1999b).

Par ailleurs, les exemples de calibration mécanique ou autres¹, pour des modèles discrets sont très

¹Dépendant du type des mesures macroscopiques utilisées pour la calibration nous pouvons imaginer des autres calibrations, par exemple une *calibration acoustique*, si l'on considère les vitesses de propagation des ondes dans le milieu, ou bien les émissions acoustiques.

TAB. 7.1 – Influence des microparamètres sur les propriétés mécaniques émergentes d’un BPM. La définition de chaque microparamètre se trouve dans l’annexe A.

Microparamètres	Propriétés mécaniques macroscopiques
Rigidités normale et tangentielle des particules k_n, k_s et du ciment \bar{k}_n, \bar{k}_s	Module de Young E et Module de Poisson ν
Résistances normale et tangentielle du ciment $\bar{\sigma}_c, \bar{\tau}_c$	Résistance à la compression R_c Initiation d’endommagement σ_i
coefficient de friction μ - Ratio $\bar{\sigma}_c/\bar{\tau}_c$	Pente de l’enveloppe de rupture
Résistance normale du ciment $\bar{\sigma}_c$ Rayon des particules (r)	Résistance à la traction R_t

nombreux dans le domaine de la géomécanique (Kulatilake *et al.*, 2001; Boutt et McPherson, 2002; Potyondy et Cundall, 2004; Vinciguerra *et al.*, 2004; Fakhimi et Villegas, 2004), la géologie (Donzé *et al.*, 1994; Hardy et Finch, 2006), et la géophysique (Donzé *et al.*, 1996; Hazzard *et al.*, 2000; Toomey et Bean, 2000; Hazzard et Young, 2002; 2004). Une synthèse complète relative au problème de calibration des modèles BPM, ainsi que l’application des nouvelles techniques d’optimisation pour la détermination des microparamètres PFC^{2D}, sont données dans les travaux récents de Yang *et al.* (2006) et Yoon (2007), respectivement.

En s’appuyant sur ces études précédentes, nous avons constaté l’influence de certains microparamètres sur les propriétés mécaniques émergentes d’un modèle BPM (Tableau 7.1). Remarquons que dans cette liste, le seul macroparamètre ayant une relation directe (explicite) avec le rayon des particules est la résistance à la traction (Potyondy et Cundall, 2004). Nous y reviendrons dans la section 7.3.

7.2 Choix des microparamètres

Une explication détaillée de la formulation utilisée dans PFC^{2D}, avec la définition de chaque microparamètre, se trouve dans l’annexe A.

Arrangement et taille des particules

Concernant la taille des particules, une valeur du ratio entre les rayons maximal et minimal des particules $r_{max}/r_{min} = 1.5$ a été choisie pour générer des arrangements aléatoires. Le paramètre libre devient donc le rayon minimale r_{min} . Nous allons voir que toutes les propriétés émergentes du BPM sont relativement indépendantes de cette valeur, à l’exception de la résistance à la traction (Tableau 7.1). Quand $r_{max}/r_{min} \rightarrow 1$, l’arrangement s’approche d’un réseau cristallin régulier. Toutefois, ce type d’arrangement uniforme présente des caractéristiques fortement anisotropes, et ne sera pas utilisé par la suite.

Le microparamètre λ , reliant le rayon du ciment \bar{R} aux rayons des particules (A) et (B) en contact, tel que $\bar{R} = \lambda \min(R^{(A)}, R^{(B)})$ est fixé à 1 dans toutes nos simulations. Le rayon du ciment est

TAB. 7.2 – Microparamètres du modèle BPM pour le banc raide constitué par la Dolomie de Beaumont et l’anhydrite (les résistances de contact sont supposées avoir une distribution gaussienne).

Particules	Ciment
$\rho = 2.84 \text{ g/cm}^3$	
$r_{max}/r_{min} = 1.5, r_{min} \text{ variable}$	$\lambda = 1$
$E_c = 80 \text{ GPa}$	$\bar{E}_c = 80 \text{ GPa}$
$k_n/k_s = 4$	$\bar{k}_n/\bar{k}_s = 4$
$\mu = 0.5$	$\sigma_c = 150 \pm 50 \text{ MPa (moyenne } \pm \text{ écart type)}$
	$\tau_c = 250 \pm 80 \text{ MPa}$

donc égal au rayon de la particule plus petite qui forme le contact. Quand $\lambda \rightarrow 0$, $\bar{R} = 0$ et le comportement du matériau approche celui d’un milieu granulaire (sans cohésion)². Il est envisageable de faire évoluer la valeur de ce paramètre λ au cours du calcul, pour simuler la dégradation de la cimentation au cours du temps, phénomène dit de ‘stress corrosion’ (Potyondy, 2005). Cela renvoie à une calibration de microparamètres à long terme (Potyondy et Cundall, 2004; Potyondy, 2005) pour une analyse subcritique des microfissures.

Microparamètres associés aux particules et au ciment interparticule

Si l’on se limite aux microparamètres à court terme, présentés dans le Tableau 7.1, les modules élastiques de particules E_c et du ciment \bar{E}_c ³ doivent être choisis de telle sorte que le matériau ait un module de Young (E) à l’échelle macroscopique. Plus ces modules seront élevés, plus important sera le module de Young macroscopique. Les ratio k_n/k_s et \bar{k}_n/\bar{k}_s sont également ajustés pour reproduire le coefficient de Poisson. Le coefficient de Poisson macroscopique s’approche de 0.5, lorsque les ratio augmentent.

Les résistances du ciment $\bar{\sigma}_c, \bar{\tau}_c$ déterminent la résistance à la compression et à la traction de l’échantillon. En général, plus importantes sont ces résistances, plus résistant sera l’échantillon. La distribution spatiale des résistances (supposée gaussienne dans toutes nos simulations), définie par le ratio entre la moyenne et l’écart type, impacte sur la contrainte d’initiation d’endommagement. Si l’on utilise des distributions avec longues queues, les microfissures commenceront plus tôt, car il y aura un nombre important des contacts avec des résistances très faibles dans le modèle BPM.

Le coefficient de frottement joue seulement sur le comportement post-rupture (quand le glissement entre particules devient important), et il est fixé à 0.5 dans toutes les simulations. L’influence de la taille des particules sur chaque macroparamètre sera traitée dans la Section 7.3.4. Remarquons que la résistance à la traction R_t est la seule propriété mécanique émergente qui présente une dépendance explicite avec le rayon des particules (Potyondy et Cundall, 2004).

²Dans le cas où les particules restent collées aux points de contact, le matériau est décrit par le modèle avec liaisons ponctuelles.

³liés à son tour aux rigidités k_n, k_s et \bar{k}_n, \bar{k}_s , voir annexe A.

Les microparamètres décrits dans le Tableau 7.2, ont été déterminés par ajustement de telle sorte à reproduire les propriétés macroscopiques des échantillons provenant du banc raide, à l'issue des différents essais mécaniques qui seront explicités par la suite. La densité ρ de chaque particule va être choisie égale à la densité de la Dolomie de Beaumont. Dans cette étape de calibration elle ne joue pas un rôle fondamental car la force de gravité est négligeable par rapport à la sollicitation mécanique à laquelle les échantillons sont soumis. À l'échelle du site, il est probable que la densité joue un rôle plus important, car le poids d'une couche modélisé par PFC^{2D} change considérablement selon la densité utilisée. Nous y reviendrons au moment de générer l'inclusion PFC^{2D} à grande échelle.

7.3 Calibration des tests biaxial et brésilien

7.3.1 Données expérimentales

Parmi les différents faciès présents sur le site pilote (voir Section 8.2.1), on note la présence d'un banc raide constitué de la Dolomie de Beaumont et un niveau d'anhydrite juste au-dessus d'épaisseur totale 8.5 m, où la plupart de la microsismicité associée aux ruptures fragiles, est attendue. Le comportement mécanique de ce banc a été caractérisé par des essais réalisés au Laboratoire Géomécanique Environnement et Ouvrages (INPL) à la demande de la société SOLVAY. Dans cette Section, nous allons nous concentrer exclusivement sur les caractéristiques physiques et mécaniques du banc raide. Une discussion plus approfondie des critères de rupture et d'endommagement du banc raide, sera présentée ultérieurement dans la Section 8.2.1.

Les valeurs des propriétés mécaniques à utiliser pour la calibration des microparamètres de PFC^{2D} sont issues de quatre types d'essais :

- ◇ Essai brésilien : destiné à mesurer indirectement la résistance à la traction R_t .
- ◇ Essai de compression uniaxiale : destiné à mesurer les caractéristiques élastiques du banc raide ainsi que la résistance à la compression uniaxiale R_c .
- ◇ Essai de compression triaxiale : destiné à approcher le comportement du matériau à différentes pressions de confinement (de 0 à 5 MPa, ce qui correspond à l'ordre de grandeur de la contrainte moyenne régnant autour des cavités à une profondeur pouvant atteindre 200 m), ainsi qu'à représenter les critères de rupture et d'endommagement.
- ◇ Essai de flexion 3 points : destinée à mesurer la ténacité, ou facteur d'intensité de contraintes, en mode I K_{Ic} (mesure de la concentration de contrainte critique à l'extrémité d'une fissure pour sa propagation en traction (Mode I)).

Les principaux résultats explicités par la suite sont extraits des travaux de [Laouafa et Daupley \(2003\)](#), et de [Boidin \(2007\)](#) pour le cas des essais de flexion 3 points :

- ◇ le caractère plutôt isotrope des propriétés mécaniques de la Dolomie de Beaumont est confirmé quelque soit la caractéristique mécanique considérée. En revanche, l'anhydrite témoigne d'une certaine anisotropie dans certaines caractéristiques selon que l'échantillon est prélevé parallèlement ou perpendiculairement à l'axe du forage (respectivement, perpendiculaire ou parallèle à la stratification), notamment sur la résistance à la traction. Le nombre des mesures est toutefois insuffisante

TAB. 7.3 – Caractéristiques physiques, acoustiques et mécaniques de la Dolomie de Beaumont et l’anhydrite. Les écart types sont calculés avec échantillons perpendiculaires et parallèles à la stratigraphie (entre parenthèses la quantité d’échantillons utilisés). Les valeurs de cohésion (c) et d’angle de frottement interne (Φ) ont été calculés à partir d’une régression linéaire dans le plan $\sigma_1 - \sigma_3$ (critère de Mohr-Coulomb) avec trois contraintes de confinement 0, 2 et 5 MPa. D’après [Homand \(2003\)](#), reprise par [Laouafa et Daupley \(2003\)](#)

Propriété	Dolomie	Anhydrite
ρ [g/cm ³]	2.82 ± 0.07 (18)	2.91 ± 0.03 (14)
Porosité [%]	< 4	< 1
V_p [m/s]	5590 ± 788 (18)	5984 ± 65 (14)
V_s [m/s]	3210 ± 161 (18)	3087 ± 54 (14)
E [GPa]	79 ± 9.2 (13)	88 ± 14.4 (13)
ν	0.27 ± 0.03 (13)	0.29 ± 0.04 (13)
R_c [MPa]	191.3 ± 63.9 (7)	106.9 ± 17.2 (7)
σ_i [MPa]	82.1 ± 7.6 (7)	50.5 ± 16.1 (13)
Def à la rupture [%]	0.98 ± 0.36 (13)	0.65 ± 0.16 (13)
Φ [°]	51.6	48.6
N_Φ	8.2	7.0
c [MPa]	14.3	9.4
R_t [MPa]	15.3 ± 3.9 (5)	6.3 ± 2.5 (5)

pour confirmer cette tendance. Par ailleurs, la prise en compte de cette anisotropie dans une modélisation avec PFC^{2D} n’aurait pu être réalisée facilement ;

- ◇ les valeurs du module de Young (voisin de 85 GPa) et du coefficient de Poisson (entre 0.27 - 0.29) sont assez proches pour les deux faciès ;
- ◇ en revanche, les caractéristiques élasto-plastiques diffèrent considérablement, la Dolomie de Beaumont présente des résistances en compression qui dépassent les 200 MPa (valeurs exceptionnelles pour une roche sédimentaire), tandis que celle de l’anhydrite est voisine de 100 MPa. En ce qui concerne les résistances à la traction, la dolomie présente des valeurs situées entre 10 et 20 MPa, et l’anhydrite entre 3 et 9 MPa ;
- ◇ pour les deux faciès, les valeurs de déformation longitudinale à la rupture sont assez faibles, toujours inférieures à 1% (confirmant le comportement élasto-fragile du banc) ;
- ◇ la résistance limite conduisant à la fissuration (seuil d’endommagement) est comprise entre 35% et 65% de la résistance à la rupture pour les deux faciès.

Une synthèse des résultats de laboratoire est donnée dans le Tableau 7.3. Dans une première approche, nous allons modéliser l’inclusion PFC^{2D} avec les deux faciès confondues, c’est à dire la calibration des microparamètres va se faire en considérant les propriétés moyennes du banc. Il faut noter que les caractéristiques physiques et acoustiques également présentées, ne seront pas utilisées pour le calcul de microparamètres. Il s’agit donc d’une calibration **purement mécanique**.

7.3.2 Préparation de l'échantillon numérique

Comme il a été présenté dans la Section 6.4, un modèle BPM est un assemblage dense de particules circulaires collées au point de contact par liaisons en parallèle. La création du modèle nécessite que les particules soient bien connectées (plus de 3 contacts par particule) et que le réseau de forces interparticule initial soit le plus isotrope possible à une échelle macroscopique (en moyennant une dizaine de particules). La préparation de l'échantillon numérique s'effectue en quatre étapes avec l'aide des routines écrites en langage FISH (Itasca, 1999b).

Pour la création du modèle, ainsi que pour son chargement postérieur, PFC^{2D} dispose des *parois* de forme arbitraire : linéaire, courbe ou par morceaux. Contrairement aux particules, les parois n'obéissent pas à la loi de mouvement et sont exclusivement utilisées pour appliquer des conditions aux limites en déplacement (vitesse imposée). Elles sont indéformables et interagissent exclusivement avec les particules par l'intermédiaire d'une loi force-déplacement similaire à celle des particules définie en fonction des rigidités des parois (généralement plus grandes que les rigidités des particules pour avoir un recouvrement particules-parois minimal) et d'un coefficient de frottement des parois.

Les quatre étapes pour la génération d'un échantillon numérique sont :

1. **Création de l'assemblage** : un récipient rectangulaire formé par quatre parois linéaires avec frottement nul est rempli des particules placées aléatoirement à l'intérieur. Les rayons des particules sont distribués uniformément entre r_{min} et r_{max} et le nombre est déterminé pour obtenir une *porosité numérique* autour de 16%⁴. Les rayons sont d'abord réduits de 50% pour ne pas créer des particules qui se superposent. En suite, les rayons sont multipliés par 2 et on laisse le système évoluer sans frottement jusqu'à l'équilibre (avec un coefficient d'amortissement α de 0.7). Plus de détails par rapport à la procédure, ou aux autres possibilités de création des particules se trouvent dans Itasca (1999b).
2. **Installation d'une contrainte initiale uniforme** : le rayon de toutes les particules est diminué (ou augmenté) uniformément pour retrouver une valeur de contrainte σ_0 spécifié par l'opérateur, défini comme la moyenne de la contrainte verticale et horizontale dans l'échantillon. Les contraintes sont mesurées dans PFC^{2D} en utilisant des *cercles de mesure*. On définit un cercle autour du point considéré et l'on calcule les contraintes comme la moyenne des forces normales et tangentielles de contact dans chaque direction divisée par l'aire du cercle de mesure. Une autre façon de mesurer la contrainte est d'utiliser les forces appliquées aux parois. Cette autre modalité va être utilisée au moment du chargement de l'échantillon (pour une explication plus détaillée des mesures de contraintes voir Itasca (1999b); Potyondy et Cundall (2004)).
3. **Réduction de nombre des particules flottantes** : ces particules sont définies comme des particules ayant moins de trois contacts avec les autres particules de l'échantillon. Un assemblage de particules non-uniformes placées aléatoirement dans l'espace peut avoir un pourcentage important de particules *flottantes*. Une procédure itérative modifie les rayons de ces particules jusqu'à corriger ces *défauts* de fabrique et on obtient un échantillon bien dense.
4. **Installation des liaisons** : dans cette dernière étape la création du ciment sur les contacts entre les particules voisines à haute proximité (moins de 10^{-6} du rayon minimale des particules) est accomplie par la création des liaisons en parallèle. Les propriétés sont calculées à partir des équations (A.6) avec σ_c et τ_c extraites d'une distribution gaussienne. Le coefficient de frottement des particules μ est aussi fixé.

⁴Une discussion critique sur cette *porosité numérique* est présentée par la suite

Après ces quatre étapes, l'échantillon est prêt à être soumis à une simulation d'essai biaxial ou brésilien. Remarquons que la procédure de génération explicitée ci-dessus n'est pas unique. Selon les applications, la génèse des échantillons peut être différente considérablement (consolidation gravitaire, compaction avec diff rent type des parois, etc.). Nous allons voir que la génération du modèle BPM à l'échelle du site entraîne certaines modifications de la procédure pr sent e auparavant. Elle est toutefois bien adapt e pour la génération des échantillons numériques utilisés pour la calibration des microparamètres et elle a été utilis e dans plusieurs travaux précédents (Hazzard *et al.*, 2000; Kulatilake *et al.*, 2001; Potyondy et Cundall, 2004).

Porosité dans PFC^{2D}

La question de la porosité d'un échantillon soulève des problèmes inhérents à la nature bidimensionnel de la formulation de PFC^{2D}. D'abord en 2 dimensions, il n'existe pas de connectivité entre les différents pores ou espaces vides, ce qui rend impossible une interprétation en termes de perméabilité, entre autres. D'autre part, le ciment n'est pas modélisé matériellement, c'est-à-dire il ne couvre pas une région de l'espace poral (la dimension L tends vers 0 dans la figure A.2) et donc la présence ou l'absence de ciment ne varie pas la porosité de l'échantillon, en opposition à ce qui est constaté dans les roches. Pour ces raisons, nous avons décidé d'appeler la porosité d'un modèle BPM une *porosité numérique* qui n'est pas strictement li e à la porosité de la roche à modéliser. Cette porosité ne peut donc être consid r e comme une propriété macroscopique dont il faudrait tenir compte pour la calibration d'un BPM dans PFC^{2D}.

En effet, la création d'un assemblage 'raisonnable' numériquement, en terme de nombre de particules, avec une porosité  loign e de la gamme 14% - 20% est difficile à mettre en œuvre dans PFC^{2D} (rappelons que la porosité de la Dolomie de Beaumont est autour de 4%). D'après le manual d'utilisation, il n'est pas simple d'imposer **  la fois** une porosité donn e **et** une contrainte initiale donn e (sauf pour certains arrangements très particuliers et réguliers des particules), dans la mesure où l'on joue sur le rayon des particules pour ajuster la valeur de la contrainte initiale.

7.3.3 Modélisation de tests biaxial et brésilien

Les tests de compression uniaxial et triaxial sont utilisés pour caractériser mécaniquement les roches  tudi es, en déterminant les modules élastiques, les contraintes d'initiation d'endommagement, et les critères de rupture. Dans PFC^{2D}, ils sont modélisés avec l'aide de l'environnement nommé Test *Biaxial* (dans PFC^{2D} la troisième direction n'est jamais prise en compte). Les routines FISH sont également fournies par Itasca.

Les quatre parois utilis es dans la création de l'échantillon numérique servent à appliquer le chargement (Figure 7.1). Les parois ont une rigidité 10% plus grande que les particules et n'ont pas de frottement. Pour le test biaxial, le chargement est donné par les parois en haut et en bas de l'échantillon, tandis que les parois latérales permettent d'appliquer le confinement avec un mécanisme de 'servo-control' : la vitesse des parois est corrig e à chaque pas de temps pour obtenir la contrainte sp cifi e. Quatre niveaux de contrainte de confinement ont été utilisés dans cette étude : 0.1, 2, 5 et 10 MPa.

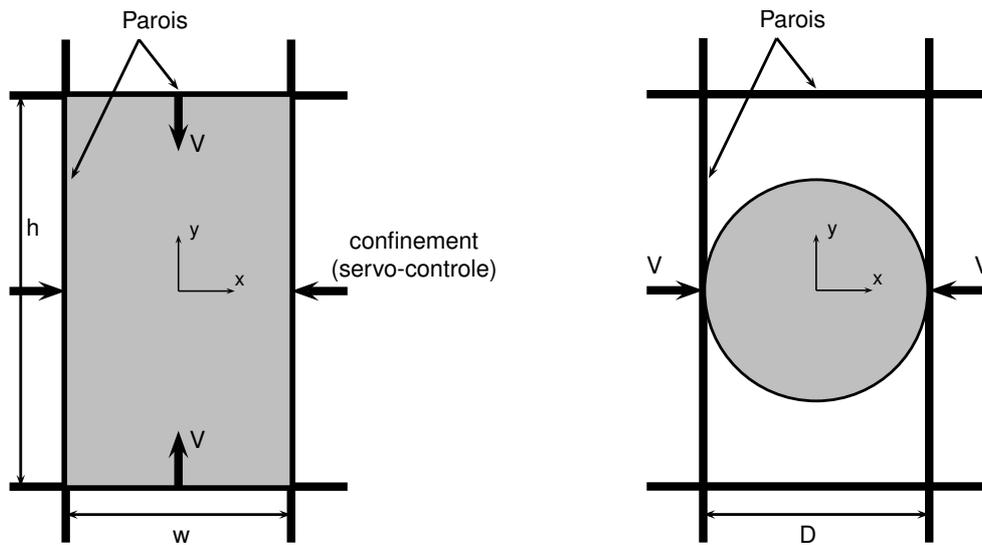


FIG. 7.1 – Schémas des tests biaxial (gauche) et brésilien (droite) dans PFC^{2D}.

Le chargement de l'échantillon est contrôlé par la vitesse des parois supérieure et inférieure. Si cette vitesse est appliquée en un seul pas de temps, des éventuels effets inertiels peuvent endommager l'échantillon. Pour l'empêcher, l'accélération des parois est contrôlée pour atteindre la vitesse imposée après un certain nombre de cycles (Itasca, 1999b). Pendant la simulation de l'essai, on suit le déviateur des contraintes $\sigma_{yy} - \sigma_{xx}$ (calculées comme la force moyenne appliquée aux parois inférieure et supérieure divisée par leurs aires), ainsi que la quantité de microfissures (liens rompus) qui se génèrent au cours de l'essai. Après le pic de contrainte, le test est supposé fini lorsque la contrainte déviatorique atteint un certain pourcentage de sa valeur au pic.

Le test brésilien est utilisé pour mesurer indirectement la résistance à la traction d'un matériau. Il consiste à placer un disque cylindrique entre deux plateaux diamétralement opposés qui chargent l'échantillon jusqu'à la rupture.

La modélisation des deux essais avec PFC^{2D} est schématisée dans la Figure 7.1. L'échantillon numérique est taillé pour obtenir la forme du disque, en effaçant les particules dont le centre est localisé entre les parois en dehors de la circonférence du disque. Les parois supérieure et inférieure restent fixes pendant la simulation, tandis que les parois latérales convergent avec une vitesse constante (pour éliminer des effets d'inertie comme précédemment, l'accélération des parois est contrôlée pour atteindre la vitesse imposée après un certain nombre de cycles). Pendant le chargement, on calcule la force moyenne sur parois et la valeur maximale au pic F_f est utilisée pour estimer la résistance (brésilienne) à la traction selon

$$\sigma_t = \frac{2F_f}{\pi Dt}, \quad (7.1)$$

où D est le diamètre du disque et t son épaisseur. Comme pour le test biaxial, le chargement s'arrête lorsqu'un certain pourcentage de la force au pic est atteint. Le nombre total de microfissures est également sauvegardé pour une analyse postérieure.

7.3.4 Analyse des résultats

Dans cette section nous allons d'abord définir les paramètres macroscopiques d'un échantillon numérique (on parlera dans ce cas des propriétés émergentes), qui seront confrontés aux paramètres déterminés au laboratoire. Ensuite, l'analyse de l'influence de la taille des particules sur les propriétés mécaniques émergentes est présentée. D'une manière générale, nous retrouvons les résultats obtenus par Potyondy et Cundall (2004), portant sur la calibration des modèles BPM en 2 et 3 dimensions relative aux essais de laboratoire sur le granite du Lac du Bonnet.

À l'issue de la simulation du test biaxial, un certain nombre de paramètres sont calculés :

1. *Modules élastiques* $(\bar{E}, \bar{\nu})$: à partir des courbes déviateur de contraintes en fonction des déformations axiale et latérale. Pendant la simulation d'un essai biaxial, on calcule la déformation axiale entre deux particules choisies sur l'axe de l'échantillon (on simule ainsi un jauge de déformation⁵). À partir de la déformation axiale $\Delta\epsilon_{yy}$, correspondant à une contrainte $\Delta\sigma_{yy}$ égale à 50% de la contrainte au pic, des modules élastiques *bidimensionnels* sont calculés selon les formules suivantes :

$$\bar{E} = \frac{\Delta\sigma_{yy}}{\Delta\epsilon_{yy}} \quad \text{avec} \quad \Delta\sigma_{xx} = 0, \quad (7.2)$$

$$\bar{\nu} = -\frac{\Delta\epsilon_{xx}}{\Delta\epsilon_{yy}}. \quad (7.3)$$

La formulation PFC^{2D} ne correspond ni au cas de contrainte plane, ni au cas de déformation plane, car les forces et déplacements hors plan ne sont jamais pris en compte dans la formulation. Les modules ainsi obtenus doivent être *interprétés* à partir de la réponse force-déplacement. Dans le cas d'un futur couplage avec une modélisation continue bidimensionnelle **en déformations planes**, les relations contrainte-déformation deviennent

$$\Delta\epsilon_{yy} = \frac{1 - \nu^2}{E} \left(\Delta\sigma_{yy} + \frac{\nu}{1 - \nu} \Delta\sigma_{xx} \right), \quad (7.4)$$

$$\Delta\epsilon_{xx} = \frac{1 - \nu^2}{E} \left(\Delta\sigma_{xx} + \frac{\nu}{1 - \nu} \Delta\sigma_{yy} \right), \quad (7.5)$$

avec (E, ν) les modules élastiques d'un milieu élastique isotrope tridimensionnel. Pour assurer la compatibilité des contraintes et déformations entre le domaine PFC^{2D} (caractérisé par $(\bar{E}, \bar{\nu})$ obtenus des relations (7.2) et (7.3) après simulations d'essais), et le domaine FLAC modélisé en déformations planes (équations (7.4) et (7.5)), les modules *bidimensionnels* $(\bar{E}, \bar{\nu})$ calculés précédemment à partir des courbes numériques, doivent être modifiés selon,

$$\bar{E} = \frac{E}{1 - \nu^2} \rightarrow E = \bar{E}(1 - \nu^2), \quad (7.6)$$

$$\bar{\nu} = \frac{\nu}{1 - \nu} \rightarrow \nu = \frac{\bar{\nu}}{1 + \bar{\nu}}. \quad (7.7)$$

⁵D'autres façons de mesurer la déformation sont possibles dans PFC^{2D}, comme par exemple en moyennant dans les cercles de mesure, ou en considérant la distance entre les parois supérieure et inférieure, divisée par la hauteur initiale de l'échantillon (Itasca, 1999b). Cependant, nous avons choisi les 'jauge' car ils correspondent à la manière dont la déformation est mesurée sur l'échantillon au laboratoire. La même remarque vaut pour la contrainte calculée à partir des forces totales sur les parois. Des différences proches de 10% dans le calcul des modules élastiques, ont été constatées selon la façon de mesurer la contrainte et la déformation.

Les valeurs (E, ν) seront comparées avec les modules réels (tridimensionnels) déduits à partir d'essais de laboratoire, pour vérifier la validité de la calibration.

2. *Contrainte maximale ou contrainte au pic* (R_c) : valeur maximale de la contrainte axiale, appelée aussi contrainte axiale à la rupture. Quatre valeurs de confinement ont été utilisées (0.1, 2, 5 et 10 MPa).
3. *Contrainte d'initiation d'endommagement* (σ_i) : définie comme la valeur de contrainte axiale pour laquelle on retrouve une fraction de la quantité des microfissures au moment où l'échantillon atteint la contrainte au pic. En général, une fraction entre 2% et 10% est utilisée pour définir ce seuil.
4. *Déformation volumique* ($\bar{\epsilon}_{vol}$) : la nature bidimensionnelle de PFC^{2D} ne permet pas la définition directe de la déformation volumique, quantité intrinsèquement tridimensionnelle. Nous calculons la déformation volumique comme $\bar{\epsilon}_{vol} = \epsilon_{yy} + \epsilon_{xx}$ qui suppose une déformation nulle dans la direction normale au plan.
5. *Microfissures en traction et en cisaillement* : un suivi de la quantité de microfissures est activée au début du test. Les caractéristiques de l'endommagement correspondent à celles observées généralement dans les test mécaniques avec suivi des émissions acoustiques (Diederichs, 2003; Potyondy et Cundall, 2004) : (1) dans les premières étapes, quelques microfissures en traction et isolées sont générées avec une direction prédominante parallèle à l'axe de compression axiale (microfissuration dite 'diffuse'). (2) À proximité de la contrainte au pic, une localisation de la déformation dans une ou plusieurs directions, se traduisant par la formation de macrofractures est observée (concentration spatiale ou coalescence des microfissures). (3) Après le pic de contrainte, la nature de la déformation post-rupture est contrôlée par la contrainte de confinement. Dans les exemples de simulations d'essai biaxial avec PFC^{2D} trouvés dans la littérature, les phases d'initiation et de coalescence des microfissures, ont été reproduites et largement analysées (Fakhimi *et al.*, 2002; Diederichs, 2003; Potyondy et Cundall, 2004; Diederichs *et al.*, 2004). En revanche, la phase initiale (non-linéaire) d'un essai de compression uniaxiale ou triaxiale, connue comme la 'phase de serrage' de microfissures préexistantes dans les échantillons naturels n'a pas présenté un intérêt particulier⁶. Dans le travail récent de Yoon (2007), une solution pour reproduire ce phénomène a été proposée, sans toutefois être testée. Cette solution consiste à jouer sur une certaine quantité des liaisons expressément 'rompues' à la fin de la génération des échantillons (i.e. après les liaisons sont installées, mais avant le démarrage du test biaxial). Dans notre cas d'étude, les bancs de la Dolomie de Beaumont et l'anhydrite présentent une fracturation *in-situ* négligeable (mesures de RQD), et les courbes contrainte-déformations sans phase de serrage importante (Homand, 2003).

7.3.5 Influence de l'arrangement et de la taille des particules

Pour tester l'influence de l'arrangement et la taille des particules sur les propriétés émergentes d'un échantillon numérique, plusieurs groupes de dix échantillons d'épaisseur $w = 38$ mm et $h = 76$ mm de hauteur, avec des rayons minimaux $r_{min} = 0.2$ mm, 0.3 mm, et 0.5 mm ont été générés aléatoirement, en changeant la graine ('seed number') dans la première étape de génération des échantillons (i.e. la création des particules). Pour les dix échantillons de chaque groupe, le même ensemble de microparamètres définis dans le Tableau 7.2 est utilisé. Ensuite, chaque échantillon est soumis aux tests biaxial

⁶à l'exception de certaines études en Mécanique de Sols (Cheng *et al.*, 2003; 2004)

TAB. 7.4 – Effet du rayon des particules sur les propriétés mécaniques émergentes dans PFC^{2D}. Pour chaque macroparamètre la moyenne et l'écart type (en pourcentage) sont représentés. La résolution Ψ est définie comme la quantité moyenne des particules par longueur minimale d'un échantillon. Cette valeur doit être supérieure à 15 pour que la réponse soit significative (Itasca, 1999b).

Rayon minimal [mm]	Résolution Ψ	E (GPa, %)		ν (-, %)		R_c^{**} (MPa, %) σ_i (MPa, %)				R_t (MPa, %)	
						Conf = 0.1, 2, 5, 10 MPa					
0.5	20	73.5	1.8	0.298	4.3	197.0	12.5	113.4	8.3	45.7	12.9
						209.1	4.5	122.1	11.6		
						220.2	4.0	68.6*	21.3		
						235.6	3.7	79.5*	15.6		
0.3	50	76.4	1.2	0.293	1.7	202.3	3.3	117.7	8.4	39.0	8.9
						214.4	2.7	121.8	6.2		
						226.3	3.2	67.3*	9.7		
						241.1	2.9	78.3*	10.5		
0.2	70	79.2	0.9	0.291	1.3	212.1	4.8	117.1	3.9	36.6	3.8
						222.4	2.6	124.3	4.5		
						232.4	2.4	71.6*	5.2		
						249.0	2.9	87.7*	7.9		

* valeurs calculées avec 2% du total des microfissures au pic.

** contrainte axiale au pic pour un confinement donné.

(avec quatre pressions de confinement 0.1, 2, 5 et 10 MPa) et brésilien. Les macroparamètres sont calculés et les résultats sont présentés dans le Tableau 7.4. Il s'agit de la valeur moyenne et de l'écart type calculés à partir des dix tests réalisés pour chaque valeur de rayon minimal.

Dans la figure 7.2, les courbes contrainte-déformations axiale, latérale et volumique sont montrées, pour les dix échantillons numériques avec $r_{min} = 0.5$ mm. On peut remarquer un comportement légèrement plus raide pour les simulations numériques que pour l'essai en laboratoire⁷. Nous rappelons que les modules élastiques sont mesurés entre 0 MPa et la contrainte à 50% du pic (autour de 100 MPa dans ce cas), où les courbes sont plus proches entre elles. La contrainte au pic et la déformation à la rupture sont bien reproduites. La Figure 7.3 illustre les courbes contrainte-déformations correspondant aux échantillons avec les trois tailles différentes de particules.

De la réponse macroscopique des échantillons numériques nous pouvons tirer les conclusions suivantes :

- ◇ **Valeurs moyennes** : en général, les variations (écart type) diminuent avec la taille des particules, ce qui suggère des valeurs limites de chaque propriété quand la taille des particules tend vers 0.
- ◇ **Modules élastiques** : le module de Young et le coefficient de Poisson semblent être peu sensibles à la taille des particules. Le module de Young augmente toutefois légèrement avec la diminution de la taille des particules. Le même effet a été reporté par Potyondy et Cundall (2004), qui suggèrent que cette variation correspondrait à un artefact provoqué par la faible quantité d'essais réalisés (dix pour chaque taille des particules).
- ◇ **Déformation volumique** : à partir de la courbe contrainte-déformation volumique (Figure 7.3), nous constatons que les échantillons numériques ont un seuil de dilatance (estimé par le changement

⁷La courbe expérimentale est issue d'un test sur un échantillon. Elle n'est destinée qu'à une comparaison qualitative.

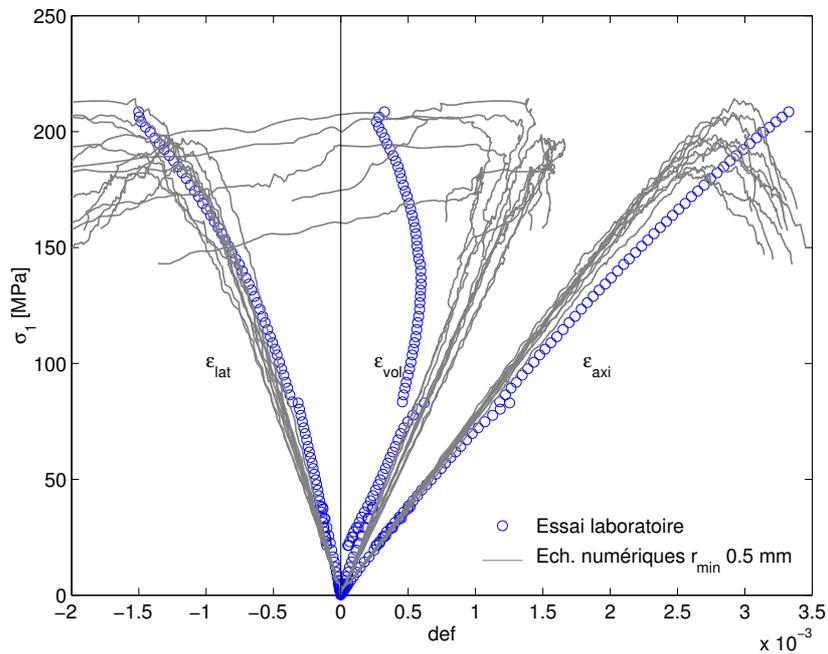


FIG. 7.2 – Courbes contrainte-déformations des dix échantillons PFC^{2D} avec $r_{min} = 0.5$ mm. Les courbes expérimentales sont issues d'un essai sur un échantillon de la Dolomie de Beaumont.

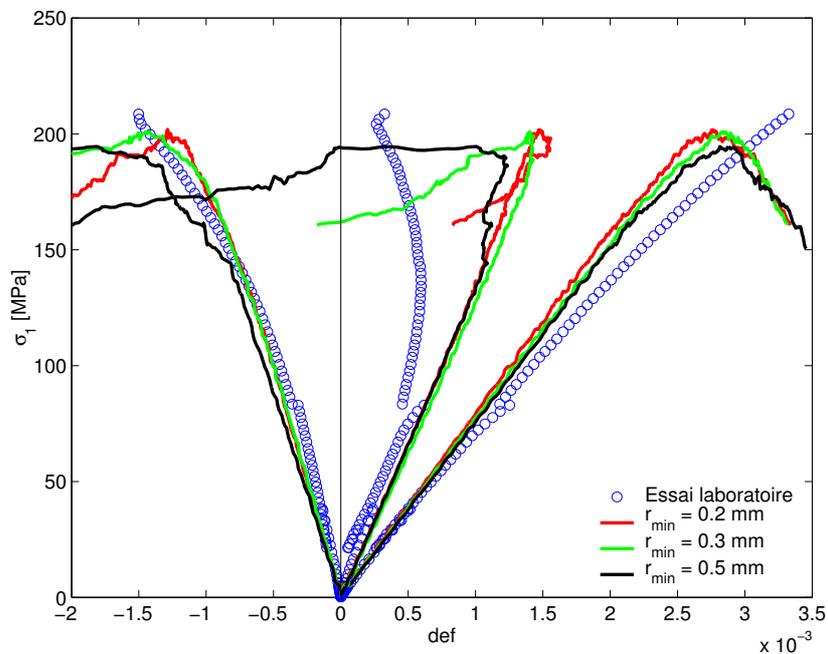


FIG. 7.3 – Courbes contrainte-déformation axiale, latérale et volumique d'un échantillon PFC^{2D} avec $r_{min} = 0.2$ mm, 0.3 mm et 0.5 mm pour un essai sans confinement.

de pente dans cette courbe) plus haut que celui mesuré à partir de la courbe d'essai en laboratoire. Il est probable qu'une simulation 3D soit plus adéquate pour reproduire ce type de phénomène⁸.

- ◇ **Résistance à la compression** : nous retrouvons une légère augmentation de la résistance à la compression avec la diminution de la taille des particules (Tableau 7.4). Ce résultat a été constaté expérimentalement dans des roches intrusives avec la même minéralogie mais différent taille de grains (Eberhardt *et al.*, 1999). Selon Potyondy et Cundall (2004), la résistance à la compression simple des échantillons simulés par PFC^{2D} serait indépendante de la taille des particules. En revanche, pour le cas 3D, Potyondy et Cundall (2004) ont constaté la dépendance entre la résistance à la compression et taille des particules, en accord avec les résultats expérimentaux.
- ◇ **Contrainte d'initiation de l'endommagement** : associée à un certain pourcentage de microfissures (choisi par l'utilisateur au début de la simulation) par rapport à la quantité de microfissures au pic de contrainte. Dans la colonne correspondante du Tableau 7.4, nous avons expressément utilisée pour la définition un 10% des microfissures totales pour les confinements 0.1 et 2 MPa et un 2% pour les confinements de 5 et 10 MPa. Comme attendu, la valeur est plus petite (par rapport à la contrainte au pic) pour les deux dernières. Une analyse plus approfondie est envisageable, en comparant la définition de σ_i dans PFC^{2D} avec la perte de linearité de la courbe contrainte-déformation latérale, ou mieux encore avec la génération et comptage des émissions acoustiques, si l'on disposait de cette information (calibration 'acoustique').
- ◇ **Enveloppe de rupture** : une des limitations majeures de PFC^{2D} est la reproduction, avec des modèles BPM relativement simples, de l'enveloppe de rupture. En général, les valeurs de la pente (N_Φ)⁹ de celle-ci dans le plan $\sigma_1 - \sigma_3$ sont systématiquement plus petites que les valeurs mesurées en laboratoire (Boutt et McPherson, 2002; Fakhimi et Villegas, 2004; Potyondy et Cundall, 2004). Dans notre cas d'étude, la contrainte deviatorique à laquelle va être soumise l'inclusion PFC^{2D} n'excédera pas la vingtaine de MPa aux étapes critiques (d'après les résultats des simulations avec l'approche continue de la section 9.2.2). Les mécanismes de rupture attendus sont plutôt en traction qu'en compression (Laouafa et Daupley, 2003), ce qui permet en première instance de négliger l'écart entre l'enveloppe réelle définissant le critère de rupture en cisaillement, et celle issue du modèle numérique. Cela-dit, l'enveloppe peut être mieux ajustée (dans une certain limite, voir ci-après) en diminuant le ratio entre la résistance à la traction σ_c et la résistance au cisaillement τ_c des liaisons. Dans notre cas, avec $\sigma_c/\tau_c = 0.6$, nous retrouvons une pente N_Φ de 3.78 (ajustement d'une droite sur le plan $\sigma_1 - \sigma_3$), qui représente la moitié de la valeur issue des essais de laboratoire $N_\Phi \sim 8$ (Tableau 7.3).
- ◇ **Microfissures en traction/cisaillement** : la quantité des microfissures en traction est toujours plus importante qu'en cisaillement pour les tests biaxiaux. Ce fait a été observé dans tous les échantillons (même ceux avec $\sigma_c/\tau_c = 1$) et pour toutes les pressions de confinement. Le résultat est bien établie dans la littérature (Diederichs, 2003; Potyondy et Cundall, 2004) et constitue une des caractéristiques les plus intéressantes des modèles BPM, à savoir, la possibilité de générer microfissures en traction dans un champ de contrainte de compression, ce qui correspond aux observations pour de nombreux essais de laboratoire conduit avec des mesures des émissions acoustiques (Lockner, 1993).
- ◇ **Résistance à la traction** : la résistance à la traction, mesurée indirectement par le test brésilien, diminue clairement avec la taille des particules. Cette diminution est corrélée à la diminution de la ténacité (ou facteur d'intensité de contrainte critique) en mode I (K_{Ic}) avec la taille des particules (Potyondy et Cundall, 2004). L'impossibilité de calibrer à la fois les résistances à la com-

⁸Rappelons que la formulation de PFC^{2D} n'est ni en déformations planes ni en contraintes planes. Le calcul de la déformation volumique a été $\bar{\epsilon}_{vol} = \epsilon_{yy} + \epsilon_{xx}$, qui ne tient pas compte de la déformation sur la troisième direction.

⁹ $N_\Phi = \frac{1+\sin(\Phi)}{1-\sin(\Phi)}$ avec Φ l'angle de frottement interne du matériau.

pression et à la traction est une limitation connue des modèles BPM (Fakhimi et Villegas, 2004; Potyondy et Cundall, 2004). De plus, les valeurs de résistance à la traction obtenues restent trop grandes par rapport aux valeurs issues des essais au laboratoire (inférieures à 15 MPa). Cette différence pourrait être réduite soit par une réduction très significative de la taille des particules jusqu'à atteindre les valeurs expérimentaux (difficile à mettre actuellement en œuvre car le nombre des particules augmenterait énormément), soit par une réduction uniforme des résistances de contact σ_c et τ_c (cette modalité va être explicitée dans la Section 7.5).

Effet du ratio σ_c/τ_c

Plusieurs auteurs (Boutt et McPherson, 2002; Fakhimi et Villegas, 2004; Potyondy et Cundall, 2004) ont constaté que le ratio σ_c/τ_c a une forte influence sur l'enveloppe de rupture en cisaillement des modèles BPM, et aussi sur la réponse ductile-fragile de l'échantillon numérique (IMIRILAND, 2003). Plus faible est ce ratio, plus la pente de l'enveloppe augmente, et plus le nombre de microfissures en traction augmente relativement à celui des microfissures en cisaillement. Ce qui conduit également à un comportement plus fragile après le pic de contrainte, soit une chute plus brutale de la résistance de l'échantillon. Diederichs (2003) montre que pour le cas extrême d'un échantillon avec $\sigma_c/\tau_c \rightarrow 0$ (résistance 'infinie' en cisaillement) soumis à un test biaxial, la coalescence de microfissures exclusivement en traction produit encore des macro-fractures qui ressemblent aux bandes de cisaillement observées expérimentalement. Ainsi, nous serions tentés de diminuer le ratio σ_c/τ_c du modèle BPM, jusqu'à trouver un ajustement de la pente issue des essais au laboratoire ($N_\Phi \sim 8$ pour la Dolomie de Beaumont).

Pour analyser l'effet de σ_c/τ_c sur l'enveloppe de rupture en cisaillement, nous avons réalisé une étude de sensibilité avec trois valeurs de $\sigma_c/\tau_c = 1, 0.6$ et 0.1 . Nous avons pris les dix échantillons numériques de rayon $r_{min} = 0.3$ mm créés auparavant, et nous avons changé les résistances en cisaillement du ciment $\tau_c = 150$ MPa, 250 MPa (cas du Tableau 7.2), et 1500 MPa, en gardant tous les autres microparamètres fixes. L'effet sur l'enveloppe est montré sur la Figure 7.4. Si bien la pente de l'enveloppe N_Φ augmente de 2.28 à 3.78, pour σ_c/τ_c allant de 1 à 0.6, le fait de diminuer encore le ratio σ_c/τ_c à 0.1, ne change pas considérablement la pente. Il s'agit d'un effet de saturation pour valeurs de $\sigma_c/\tau_c < 0.6$, produit justement au moment où presque toutes les microfissures dans l'échantillon sont en traction. Sur la figure 7.5, les états finaux des trois échantillons avec différents ratio σ_c/τ_c sont présentés, avec la quantité des microfissures en traction/cisaillement générées dans chaque cas. La localisation de la déformation sur 'plans' (lignes en 2D) conjugués de fractures est plus marquée dans le cas $\sigma_c/\tau_c = 1$. Notons également la génération des zones de macrofractures 'en cisaillement' formées **exclusivement** par des microfissures en traction pour $\sigma_c/\tau_c = 0.1$, telles que Diederichs (2003) avait montré pour le cas extrême de $\sigma_c/\tau_c = 0$.

Comme attendu, plus petit est le ratio σ_c/τ_c , plus important est le nombre de microfissures en traction qu'en cisaillement, un effet qui pourrait biaiser une interprétation en termes de mécanismes de source sismique¹⁰. Nous reviendrons sur ce point au moment de la génération du modèle discrète à grande échelle dans la Section 9.2.2.

¹⁰En effet, dans les applications de PFC^{2D} pour l'analyse des émissions acoustiques ou de la sismicité induite, la calibration des microparamètres est réalisée avec $\sigma_c/\tau_c = 1$ (Hazzard et Young, 2002; Hazzard *et al.*, 2002; Hazzard et Young, 2004).

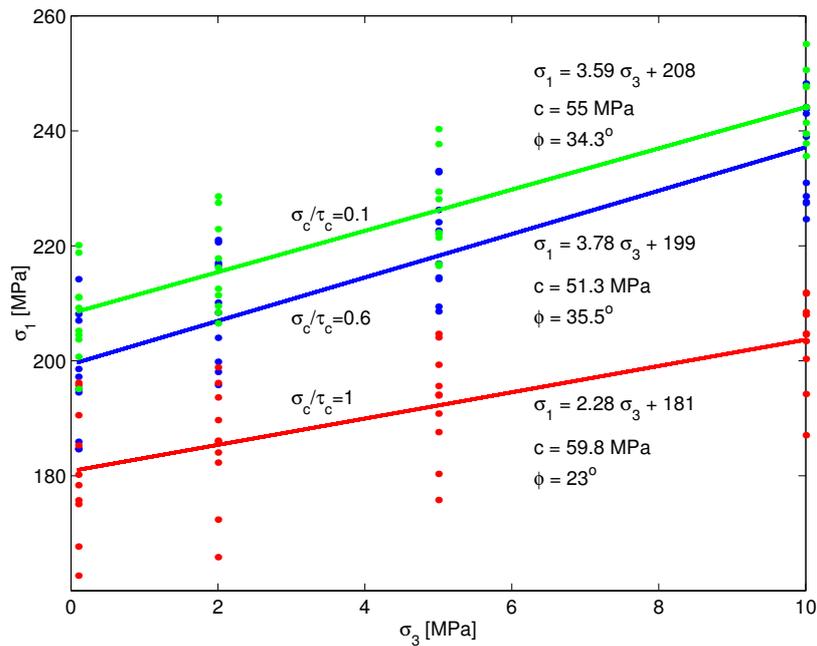


FIG. 7.4 – Enveloppes de rupture pour $\sigma_c/\tau_c = 1, 0.6$ et 0.1 , calculés par régression linéaire avec toutes les données dans le plan $\sigma_1 - \sigma_3$.

Par ailleurs, d'après les résultats du test brésilien sur deux échantillons ($r_{min} = 0.5$ mm) avec différentes valeurs de σ_c/τ_c , nous constatons que pour la détermination de la résistance à la traction R_t macroscopique de l'échantillon, le microparamètre clé reste la résistance à la traction du ciment σ_c . La résistance au cisaillement τ_c semble n'avoir aucun impact sur la valeur de R_t , comme nous pouvons le constater en considérant les valeurs de R_t calculées après les tests sur la Figure 7.6.

En conclusion, nous avons déterminé l'ensemble des microparamètres, présentés dans le Tableau 7.2, qui ajustent convenablement quelques propriétés macroscopiques du banc raide constitué par la Dolomie de Beaumont et l'anhydrite. Le modèle ne reproduit toutefois pas de manière totalement satisfaisante le comportement en traction des échantillons. En effet, en optant pour une valeur de $\sigma_c = 150$ MPa pour obtenir une résistance à la compression R_c voisine de celle obtenue en laboratoire (~ 200 MPa), avec un ratio $\sigma_c/\tau_c = 0.6$ pour obtenir un angle de frottement proche de la réalité, cela conduit à une résistance à la traction macroscopique R_t irréaliste (~ 40 MPa).

7.4 Calibration avec un essai de flexion 3 points

7.4.1 Description de l'essai

L'essai consiste à placer un barreau de roche à étudier sur deux points d'appuis et d'exercer une charge ponctuelle au milieu de celui-ci, sur la face supérieure, jusqu'à la rupture. Le barreau en forme de prisme à une petite entaille de quelques millimètres de profondeur au centre de l'éprouvette sur la face inférieure (Figure 7.7).

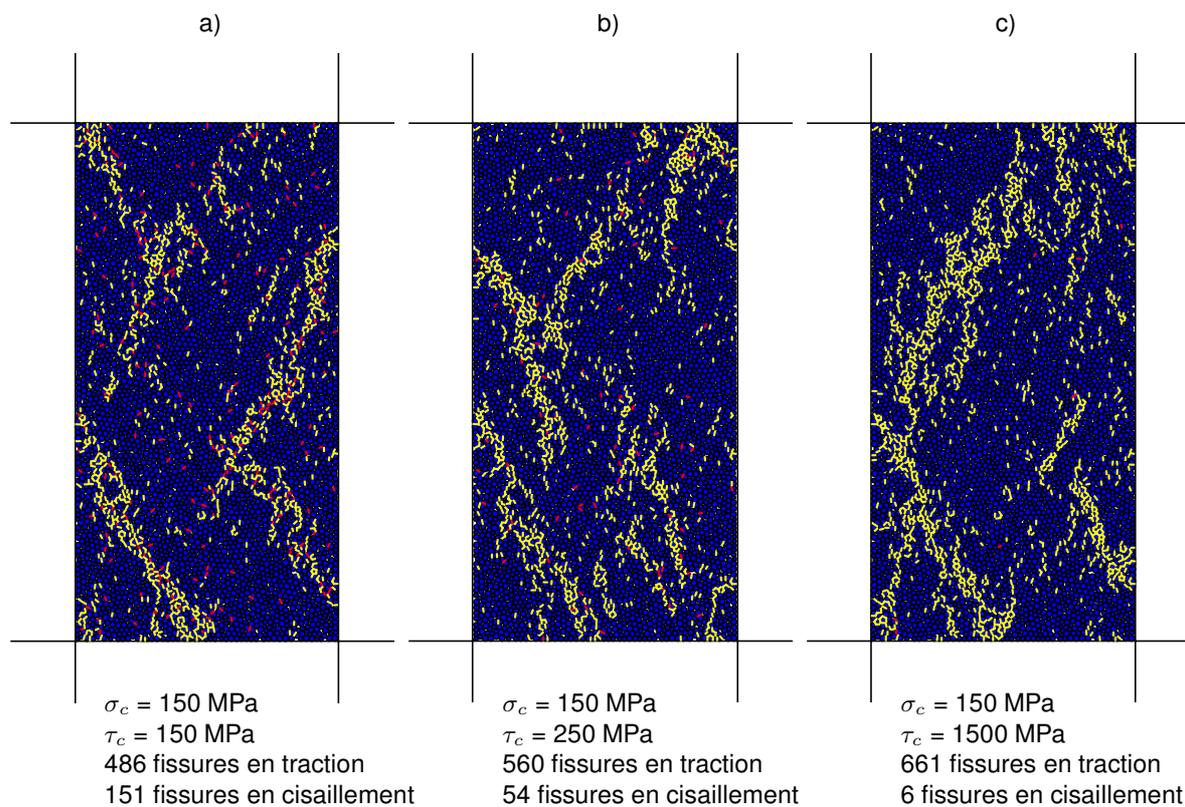


FIG. 7.5 – États finaux du test biaxial pour trois échantillons avec a) $\sigma_c/\tau_c = 1$, b) $\sigma_c/\tau_c = 0.6$, et c) $\sigma_c/\tau_c = 0.1$. En jaune/rouge les microfissures en traction/cisaillement, les quantités des microfissures correspondent au pic de contrainte.

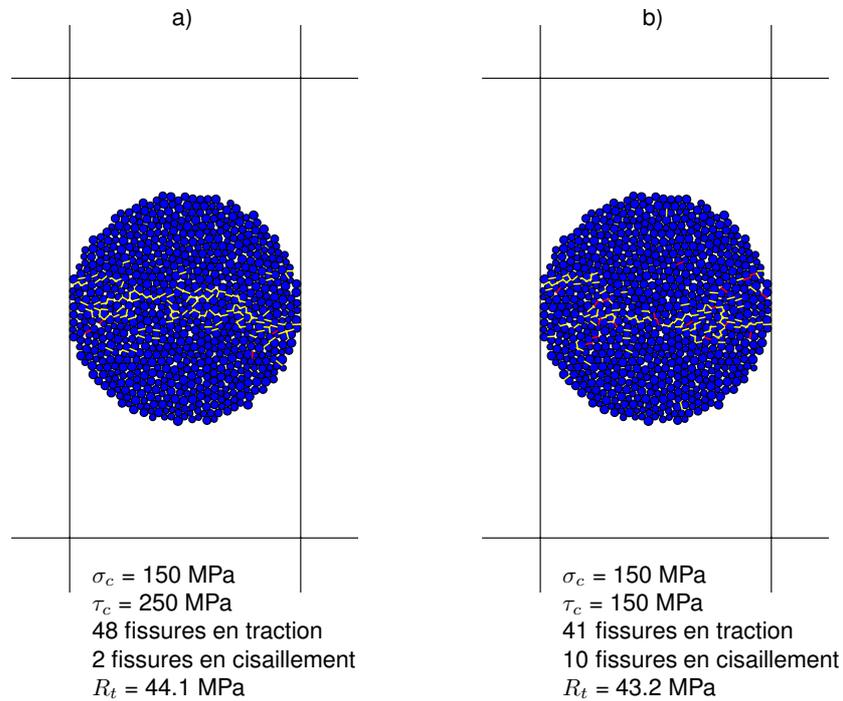
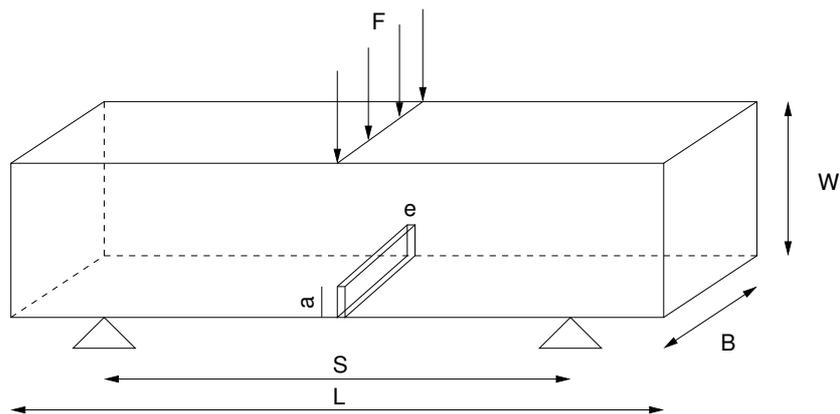


FIG. 7.6 – États finaux du test brésilien pour deux échantillons avec a) $\sigma_c/\tau_c = 0.6$, et b) $\sigma_c/\tau_c = 1$. En jaune/rouge les microfissures en traction/cisaillement, les quantités des microfissures correspondent au moment de la force maximale sur les parois latérales. La résistance brésilienne est autour de 44 MPa dans les deux cas.



$$S = 100 \text{ mm} \quad L = 120 \text{ mm} \quad B = 15 \text{ mm} \quad W = 25 \text{ mm}$$

$$a = 5 \text{ mm} \quad e = 1.5 \text{ mm}$$

FIG. 7.7 – Schéma d'une éprouvette soumise à un essai de flexion 3 points.

TAB. 7.5 – Résultats du test de flexion 3 points pour la Dolomie de Beaumont. Valeurs moyennes et écart-types sur 6 échantillons testés (0 et 3 mois d’immersion), et 4 échantillons (12 mois). D’après Boidin (2007).

Durée d’immersion [mois] dans la saumure	F_{max} [MN]	K_{Ic} [MPa \sqrt{m}]
0	0.001033 \pm 0.00013	0.7618 \pm 0.10
3	0.000764 \pm 0.00011	0.5446 \pm 0.07
12	0.000739 \pm 0.00017	0.5108 \pm 0.11

Les grandeurs mesurées sont la force appliquée F au cours de l’essai, la flèche de l’éprouvette et la profondeur de l’entaille a . La caractéristique fondamentale déduite est le facteur d’intensité de contrainte K_{Ic} , encore appelé ténacité, qui mesure la résistance du matériau à la propagation d’une fracture en mode I.

7.4.2 Données expérimentales

Les données ont été acquises au Laboratoire Environnement Géomécanique et Ouvrages de l’INPL, et font partie du travail de thèse de Boidin (2007), dont l’un des objectifs était d’évaluer l’influence de la saumure sur la ténacité en mode I du banc raide de la Dolomie de Beaumont et des bancs anhydritiques de faciès Marnes à Anyhdrite, présents dans le recouvrement des cavités salines de la région de Haraucourt (Lorraine-France) à une dizaine de kilomètres à l’est de Cerville-Buissoncourt (Figure 1.1). Les échantillons du faciès dolomitique proviennent des sondages réalisés par les sociétés SOLVAY et NOVACARB dans la région. Nous supposons que les propriétés mécaniques obtenus de ces échantillons sont transposables au site pilote de Cerville-Buissoncourt. Les dimensions des échantillons utilisés sont données sur la figure 7.7. Une vitesse de chargement constante de 10^{-6} m/s a été utilisée, les essais se déroulant sans confinement, et pour différentes durées d’immersion des échantillons dans la saumure. Le détail des essais et leur interprétation peut être trouvés dans Boidin (2007).

A partir de la courbe force appliquée - flèche, on détermine la charge maximale à la rupture F_c . Le facteur d’intensité de contrainte critique K_{Ic} est obtenu par la formule (7.8) établie par Bui (1978), pour des rapports S/W égal à 4,

$$K_{Ic} = \frac{3F_c S \sqrt{a}}{2W^2 B} (1.93 - 3.07 l + 14.53 l^2 - 25.11 l^3 + 25.80 l^4) \quad (7.8)$$

où $l = a/W$. Le facteur d’intensité de contrainte critique est exprimé en MPa \sqrt{m} pour S , a , W et B exprimés en m en F_c en MN. Les principaux résultats sont montrés dans le Tableau 7.5.

Modélisation d’un essai de flexion 3 points

Nous avons créé des échantillons PFC^{2D} avec des dimensions similaires aux ceux utilisés dans les essais en laboratoire. La méthodologie de génération reste la même que pour le test biaxial. Trois

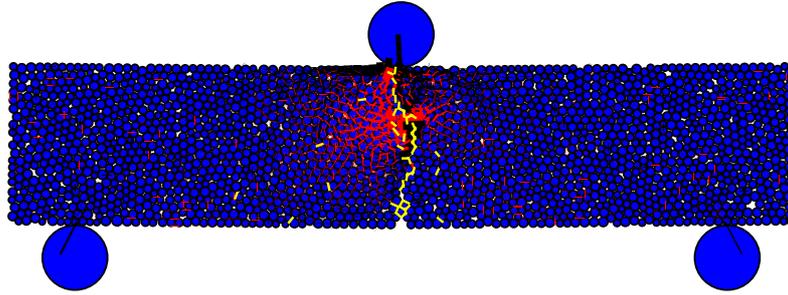


FIG. 7.8 – Visualisation de l'échantillon numérique ($r_{min} = 0.5$ mm) à la fin d'un essai de flexion 3 points. Forces sur le ciment en traction/compression (rouge/noir). Microfissures en traction (jaune).

tailles minimales différentes de particules 0.5 mm, 0.3 mm, et 0.2 mm ont été utilisées pour étudier l'effet sur K_{Ic} . Les valeurs des autres microparamètres ont été données dans le Tableau 7.2.

Les appuis sont modélisés avec des particules de rayon 5 mm qui resteront fixes au cours de l'essai. Pour appliquer la force ponctuelle nous avons utilisé une autre particule de rayon 5 mm. Cette force est induite par l'application d'une vitesse (constante) suffisamment lente pour ne pas générer d'effets inertielles. Un échantillon type à la fin de l'essai est représenté sur la Figure 7.8.

Nous devons considérer l'effet de la modélisation *bidimensionnel* de l'essai de flexion 3 points, car la formule (7.8) n'est valable que pour un échantillon d'épaisseur B . Comme nous l'avons déjà explicité (section 6.4), dans PFC^{2D} la direction transversale est prise en compte ou bien en supposant des cylindres d'une épaisseur fixe, ou bien des sphères. Dans toutes les simulations antérieures (tests biaxial et brésilien) nous avons utilisé des cylindres d'épaisseur unité ($t = 1$). Pourtant, l'utilisation de la formule (7.8), nous oblige à générer aussi des échantillons avec $t = 0.015$ pour réaliser les essais numériques comparables avec les valeurs issues des essais au laboratoire.

7.4.3 Analyse de résultats

Les courbes force appliquée-flèche résultantes des essais numériques sont utilisées pour déterminer la force maximale et calculer à partir de celle-ci la valeur de K_{Ic} en utilisant l'expression (7.8). Les résultats sont présentés dans le Tableau 7.6. Nous retrouvons l'effet déjà observé pour le test brésilien, à savoir que le facteur d'intensité de contrainte diminue considérablement avec la taille des particules comme le montre l'évolution de la force illustrée sur la figure 7.9.

Un autre point à remarquer est l'effet de la prise en compte ou non de la troisième direction. Si l'on considère des cylindres d'épaisseur unité ($t = 1$ m), les forces mesurées augmentent en proportion. Comme on peut le voir dans le Tableau 7.6, le rapport entre F_{max} pour $t = 0.015$ m, et F_{max} pour $t = 1$ m est voisin de 0.015, et représente justement l'épaisseur B des échantillons au laboratoire.

7.4.4 Relation entre K_{Ic} et la résistance à la traction

Potyondy et Cundall (2004) ont réalisé une comparaison de la réponse d'un modèle BPM avec une

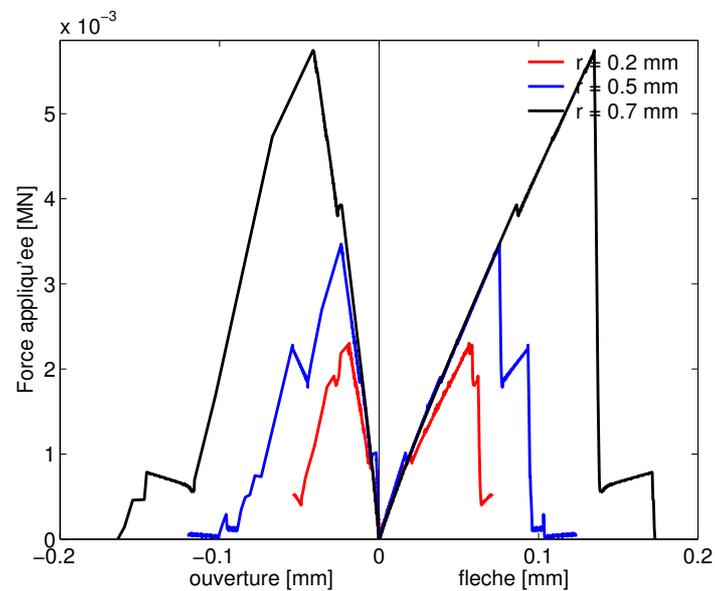


FIG. 7.9 – Courbes caractéristiques force-flèche des essais 3 points pour différentes tailles des particules.

TAB. 7.6 – Résultats des essais de flexion 3 points numériques.

Rayon minimale [mm]	F_{max} [MN]		K_{Ic} [Ma m ^{0.5}] formule (7.8) B = 0.015 m	Flèche [mm]
	t = 0.015 m	t = 1 m		
0.5	0.0037	0.24	7.26	0.08
0.3	0.0028	0.22	5.58	0.06
0.2	0.0019	0.14	3.72	0.05

fissure initiale soumise à une traction pure et la prédiction faite par la mécanique linéaire de la rupture (LEFM). Cette analyse leur a permis d'établir une relation entre le facteur d'intensité de contrainte critique en mode I K_{Ic} , et certaines micropropriétés du BPM, notamment la résistance à la traction σ_c du ciment et le rayon des particules R ,

$$K_{Ic} = \beta \sigma_c \sqrt{\pi \alpha R}, \quad (7.9)$$

où $\alpha \geq 1$ et $\beta \leq 1$ sont deux paramètres adimensionnels dépendants de l'arrangement et du type de liaisons choisis dans le modèle BPM ($\alpha = \beta = 1$ pour un arrangement cubique régulier avec des liaisons de contact de type *ponctuelles*, '*contact bond model*'). En général, α croît avec l'irrégularité de l'arrangement, les hétérogénéités de résistance et la ductilité des contacts, et $\beta < 1$ pour de liaisons de contact *en parallèle* (Potyondy et Cundall, 2004). Si l'on considère une valeur moyenne $\sigma_c = 150$ MPa et un rayon des particules $R = 0.5$ mm, on obtient d'après la formule (7.9) avec $\alpha = \beta = 1$, $K_{Ic} = 5.94 \text{ MPa}\sqrt{\text{m}}$, une valeur comparable à celles obtenues après la simulation numérique des essais (Tableau 7.6)¹¹. L'expression (7.9) suggère que le rayon de particules d'un modèle BPM ne serait plus un paramètre 'libre' (i.e. à déterminer selon la puissance de calculs disponible), si l'on veut ajuster une certaine valeur de K_{Ic} (Potyondy et Cundall, 2004).

Après compilation d'un grand nombre des mesures faites sur différents types de roches et sollicitations, Zhang (2002) suggère que le facteur d'intensité de contraintes critique en mode I peut être lié à la résistance à la traction macroscopique de la roche par la relation empirique $R_t = 6.88 K_{Ic}$, avec R_t en MPa et K_{Ic} en $\text{MPa}\sqrt{\text{m}}$. En utilisant cette relation et les résultats du Tableau 7.6, nous trouvons R_t dans une gamme qui varie entre 40-50 MPa, valeurs aussi proches de celles déterminées dans la Section 7.3.5 qui présentait les résultats du test brésilien.

Par ailleurs, une relation similaire à (7.9) a été obtenue par Potyondy et Cundall (2004) pour la résistance brésilienne d'un modèle BPM,

$$R_t = k \sigma_c \sqrt{\frac{R}{D}}, \quad (7.10)$$

avec k constante, qui suggère une dépendance de la résistance à la traction au ratio entre le rayon moyen des particules R , et le diamètre du disque D (inverse de la grandeur Ψ définie comme la *résolution* du modèle BPM). Si l'on fixe tous les microparamètres, les mêmes résistances brésiennes vont être mesurées pour modèles avec la même résolution Ψ (Figure 7.10). Ce point sera pris en compte dans la création de l'inclusion PFC^{2D} à l'échelle du site pilote.

7.5 Réduction de la résistance à la traction du modèle BPM

Nous avons vu que les microparamètres du Tableau 7.2, dorénavant nommé *modèle de base*, reproduisent assez bien les caractéristiques élastiques, l'endommagement et la résistance à la compression

¹¹Notons que dans le Tableau 7.6 sont présentées les valeurs de rayon minimal, et non le rayon 'moyen' à considérer dans la formule (7.9).

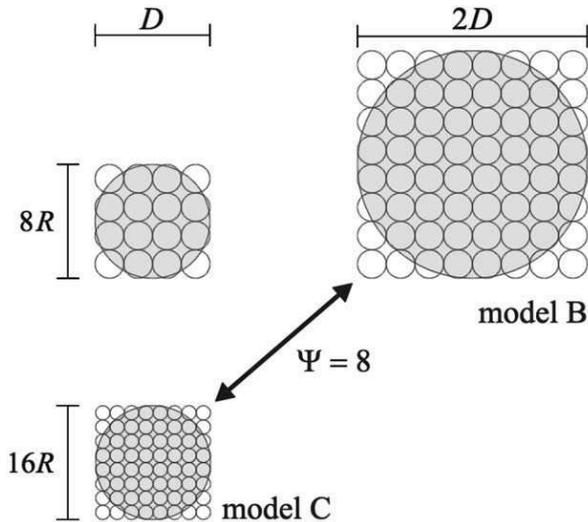


FIG. 7.10 – Si toutes les micropropriétés restent fixes, les propriétés mécaniques émergentes des modèles B et C seront les mêmes (résolution $\Psi = 8$). D’après Potyondy et Cundall (2004).

uniaxiale mesurées en laboratoire. Le choix d’un ratio $\sigma_c/\tau_c = 0.6$ permet d’obtenir un angle de frottement macroscopique satisfaisant (toutefois un peu inférieur à l’angle réel $\Phi \sim 50^\circ$). En revanche, la résistance à la traction ($R_t \sim 40$ MPa) et la ténacité de l’échantillon numérique ($K_{Ic} \sim 7$ MPa \sqrt{m}) restent encore trop élevées d’un ordre de grandeur, par rapport aux valeurs issues des essais.

D’autre part, nous avons vu que ces propriétés sont fortement dépendantes de la taille de particules. Elles diminuent avec le rayon moyen des particules du modèle BPM. Il peut être tentant de diminuer le rayon des particules jusqu’à ce que les valeurs de ces propriétés deviennent comparables à celles obtenues expérimentalement. Malheureusement cette voie conduirait aux modèles avec un nombre considérable de particules¹², d’autant plus que nous allons, par la suite, créer une inclusion PFC^{2D} à l’échelle du site pilote.

Une approche alternative pour obtenir des valeurs de résistance à la traction macroscopique plus réalistes, est de réduire les résistances microscopiques du ciment σ_c et τ_c . Sur la Figure 7.11, la procédure est illustrée pour un BPM quelconque. En conséquence, la résistance à la compression macroscopique de notre BPM sera également diminuée. D’après Laouafa et Daupley (2003), les déviateurs de contrainte dans le banc raide¹³ restent faibles devant les valeurs des déviateurs à la rupture en cisaillement. Ceci est également confirmé dans notre première modélisation basée sur l’approche continue du site pilote (Chapitre 8). Les ruptures attendues étant en traction, nous allons privilégier *la calibration du modèle BPM en traction au détriment de celle en cisaillement*. Cette démarche a d’ailleurs déjà été utilisée dans la littérature pour des applications de PFC^{2D} où le mécanisme de rupture était fondamentalement en traction. On peut citer par exemple, Vinciguerra *et al.* (2004) pour une simulation de la fracturation hydraulique, et plus récemment Moon *et al.* (2007) pour la mesure directe de la ténacité d’un modèle BPM en utilisant une approche énergétique.

Pour ces raisons, nous avons choisi de multiplier les résistances σ_c et τ_c du modèle de base par un facteur uniforme de 0.1 (ce qui équivaut à une réduction de 90%). La valeur est choisie pour amener la résistance à la traction macroscopique du modèle de 50 MPa à 5 MPa et la ténacité de 7 MPa \sqrt{m} à 0.7 MPa \sqrt{m} , en se rapprochant donc significativement des valeurs expérimentales (Tableaux 7.3 et 7.5).

¹²D’après l’expression (7.9), pour diminuer d’un facteur 10 la valeur de K_{Ic} , il faudrait réduire d’un facteur 100 le rayon des particules.

¹³le seul banc à être modélisé par l’inclusion PFC^{2D}

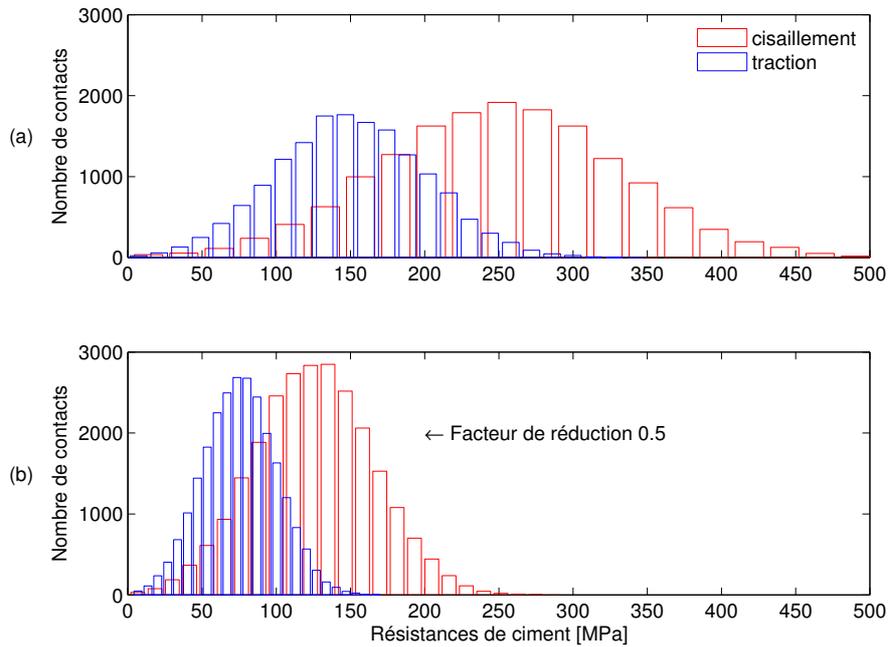


FIG. 7.11 – Histogrammes des microparamètres σ_c et τ_c . (a) Modèle de base $\sigma_c = 150$ MPa, $\tau_c = 250$ MPa. (b) Réduction des résistances du ciment d'un facteur 0.5, les moyennes sont autour de $\sigma_c = 75$ MPa et $\tau_c = 125$ MPa

Nous avons constaté qu'une réduction d'un facteur donné au niveau des microparamètres entraîne une diminution de même amplitude des résistances macroscopiques (Figures 7.12 et 7.13).

7.6 Synthèse des résultats

Dans ce chapitre, nous avons explicité et appliqué une démarche permettant de déterminer l'ensemble des microparamètres d'un modèle BPM, nécessaire à simuler correctement les réponses mécaniques des échantillons provenant du banc raide du recouvrement de Cerville-Buissoncourt soumis à différents types de sollicitation. L'ensemble des microparamètres et les propriétés émergentes sont rassemblés dans le Tableau 7.7. De par les difficultés rencontrées avec PFC^{2D} dans la calibration des macroparamètres (caractéristiques élastiques, résistances à la compression et à la traction) avec des valeurs proches de celles qui ont été obtenues en laboratoire, dans le cadre de ce travail¹⁴, nous avons privilégié la qualité de la réponse en traction plutôt que proche de la rupture en compression du modèle BPM.

Ainsi, le modèle finalement retenu pour les simulations qui suivront est **le modèle de base (Tableau 7.7) avec une réduction de 90% sur les résistances du ciment**, c'est-à-dire $\sigma_c = 15 \pm 5$ MPa et $\tau_c = 25 \pm 8$ MPa. Cette calibration a été réalisée à l'échelle des échantillons de laboratoire avec une taille des particules sub-millimétrique ($r_{min} = 0.5$ mm). La modélisation à l'échelle du site pilote nécessitera un changement d'échelle de notre modèle BPM.

¹⁴Nous avons limité l'étude à des modèles BPM constitués des particules circulaires individuelles. Une approche avec *macroparticules* ou '*clusters*' formées par plusieurs particules est toutefois envisageable.

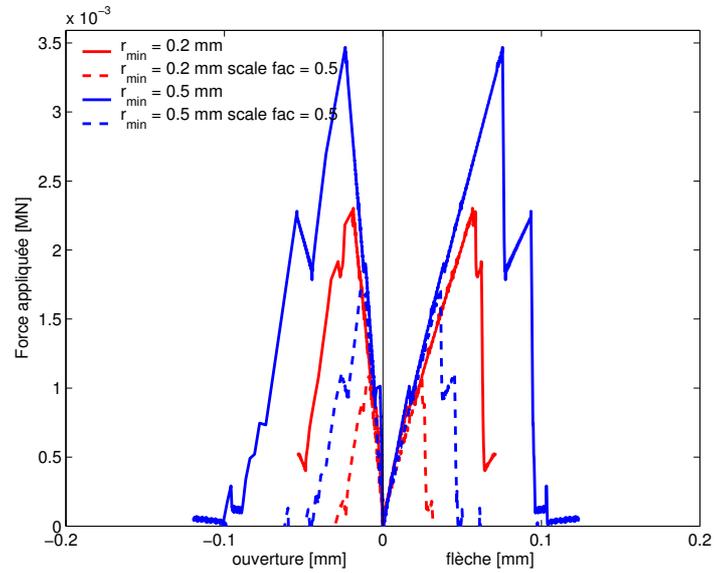


FIG. 7.12 – Effet d'un facteur de réduction de 0.5 sur la force maximale dans le cas de la simulation d'un essai de flexion 3 points.

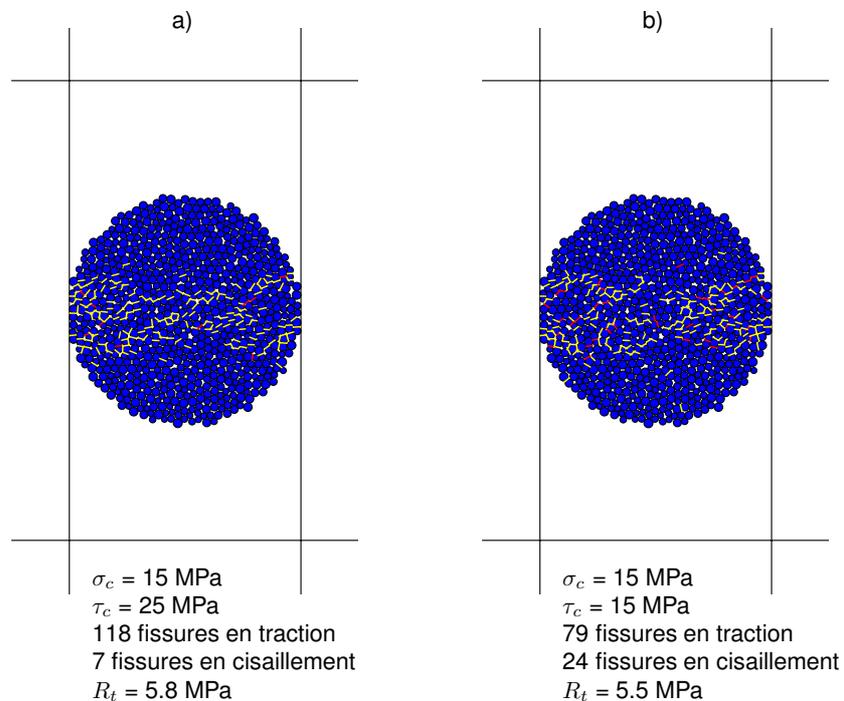


FIG. 7.13 – Identique à la figure 7.6 où un facteur de réduction de 0.1 a été appliqué sur les résistances du ciment. La résistance brésilienne est réduite à une valeur voisine de 5 MPa.

TAB. 7.7 – Synthèse des propriétés mécaniques de la Dolomie de Beaumont et l’anhydrite, les microparamètres du modèle de base, et les valeurs des propriétés émergentes du modèle BPM. Les valeurs de cohésion (c) et d’angle de frottement interne (Φ) ont été calculées à partir des valeurs moyennes de R_c , et de la valeur de N_Φ calculé par régression linéaire dans le plan $\sigma_1 - \sigma_3$.

Propriété	Résultats d’essais		Microparamètres PFC ^{2D}	Macroparamètres PFC ^{2D}
	Dolomie	Anhydrite	Modèle de base	Propriétés émergentes
E [GPa]	79 ± 9.2	88 ± 14.4	$E_c = \bar{E}_c = 80$ GPa	E [GPa] 73.5 ± 1.8
ν	0.27 ± 0.03	0.29 ± 0.04	$k_n/k_s = \bar{k}_n/\bar{k}_s = 4$	ν 0.298 ± 0.013
R_c [MPa]	191.3 ± 63.9	106.9 ± 17.2	$\sigma_c = 150 \pm 50$ MPa	R_c [MPa] 197.0 ± 24.6
σ_i [MPa]	82.1 ± 7.6	50.5 ± 16.1	$\tau_c = 250 \pm 80$ MPa	σ_i [MPa] 113.4 ± 9.4
Φ [°]	51.6	48.6	$\sigma_c/\tau_c = 0.6$	Φ [°] 35.5
N_Φ	8.2	7.0	$\mu = 0.5$	N_Φ 3.8
c [MPa]	14.3	9.4	$r_{min} = 0.5$ mm	c [MPa] 51.0
R_t [MPa]	15.3 ± 3.9	6.3 ± 2.5		R_t [MPa] 45.7 ± 5.9

Chapitre 8

Conception du modèle géomécanique à grande échelle

Ce chapitre décrit la conception du modèle géomécanique du site pilote, en intégrant l'information géométrique, géologique et mécanique disponible, plus les hypothèses et simplifications nécessaires à toute modélisation numérique du sous-sol. Quatre modalités vont être définies en faisant varier les propriétés des faciès marneux localisés entre le banc raide du recouvrement et le gisement de sel. Les principaux résultats obtenus, en modélisant totalement le site avec l'approche continue FLAC, vont être discutés, en particulier l'analyse des modes de rupture apparaissant dans le banc raide. L'analyse comparative entre les résultats de l'approche complètement continue FLAC et l'approche hybride FLAC-PFC^{2D}, ainsi que l'influence de chaque modalité sur les résultats de modélisation hybride FLAC-PFC^{2D}, seront abordés dans le Chapitre 9.

8.1 Mise au point du modèle

8.1.1 Géométrie et géologie

Même si la géométrie de la cavité, déterminée d'après les campagnes Sonar faites par la société SOL-VAY (Figure 8.2), suggère une modélisation tridimensionnelle, nous avons décidé, pour une première approche, de nous limiter à une modélisation bidimensionnelle en déformations planes. La coupe transversale choisie pour la modélisation correspond à un profil Est-Ouest presque perpendiculaire aux pistes de sondages d'exploitation (Figure 8.1). Bien que la section transversale ne se prolonge pas 'indéfiniment' dans la troisième direction, les évolutions géométriques attendues doivent se produire dans une direction parallèle aux pistes de sondages (chenal de communication). L'hypothèse semble donc acceptable dans une logique sécuritaire vis-à-vis de la stabilité du recouvrement.

En se basant sur la dernière campagne Sonar de 2003, nous avons choisi de remplacer la forme irrégulière de la cavité dans la coupe transversale, par le polygone représenté sur la Figure 8.2.

Comme déjà présenté dans la partie 1.1, la géologie du site se caractérise par une succession de couches sub-horizontales (pendages $< 1^\circ$) de la surface du sol jusqu'au gisement de sel, dont le toit est situé

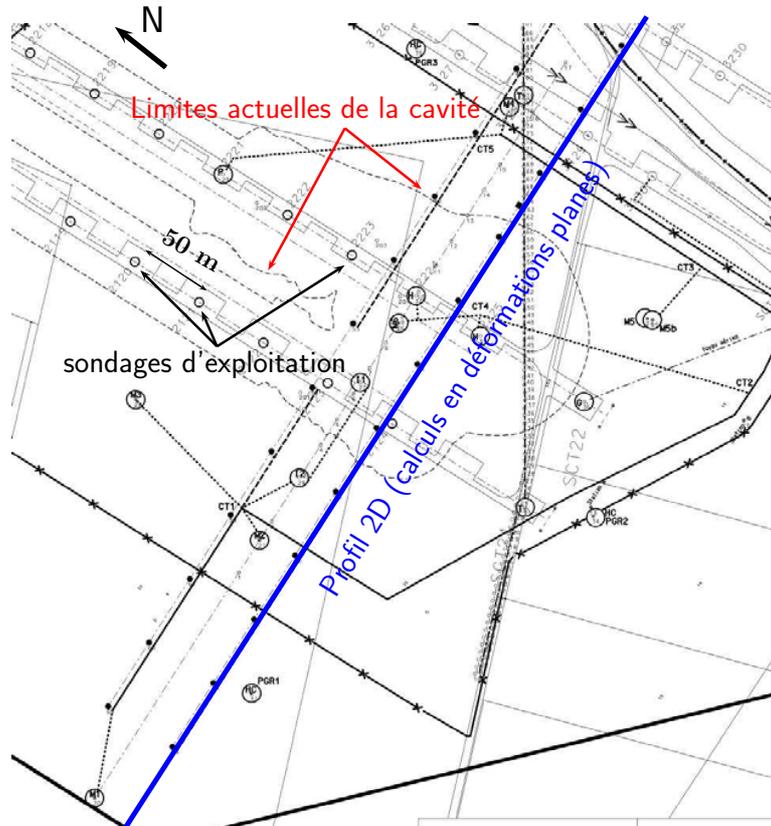


FIG. 8.1 – Plan du site pilote de Cerville-Buissoncourt avec localisation du profil choisi pour la modélisation bidimensionnelle. Les limites actuelles de la cavité sont figurées en trait pointillé.

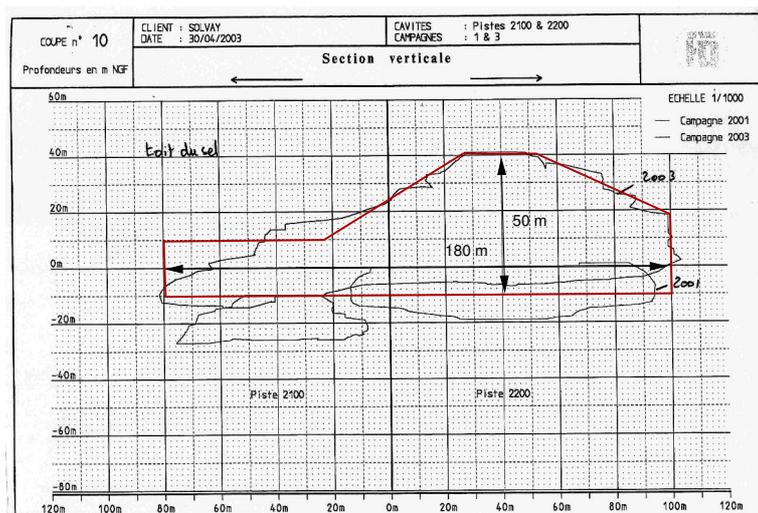


FIG. 8.2 – Superposition du contour de la cavité dans la coupe verticale choisie pour la modélisation 2D (profil bleu de la Figure 8.1) avec les résultats des campagnes Sonar 2001 et 2003.

à 183 m de profondeur. La coupe retenue pour la modélisation est basée sur une étude précédente réalisée par [Laouafa et Daupley \(2003\)](#).

Le modèle est discrétisé par 620 x 403 zones rectangulaires, le maillage étant affiné (dimension minimale de 0.5 m) dans les zones d'intérêt, c'est-à-dire : la partie centrale autour de la cavité, le toit immédiat, les bancs raides, et le recouvrement entre ces bancs et la cavité. Après une évaluation de l'extension de la zone d'influence mécanique de la cavité, la taille finale du modèle a été fixée à 4600 m horizontalement, et 850 m verticalement.

Les différentes faciès ayant un comportement mécanique semblable sont regroupés en une seule unité. Les critères de regroupement retenus ont été, d'une part, la continuité des bancs à l'échelle de la zone d'étude, et d'autre part, l'état de fracturation et le caractère plastique ou induré des matériaux qui constituent les bancs (on s'est appuyé sur les essais physico-mécaniques réalisés en laboratoire par [Homand \(2003\)](#)). La figure 8.3 montre le log géologique issu du sondage caroté 3129, ainsi que les mesures gamma-ray et RQD (Rock Quality Designation) associées. Plus précisément, le recouvrement du site pilote de Cerville-Buissoncourt est conformé par les matériaux ci-dessous énumérés.

De la surface du sol au toit de l'anhydrite :

- ◇ les argiles à Promicrocérans et les argiles de Levallois, matériaux fins, peu indurés à plastiques ;
- ◇ les calcaires à Gryphées, qui constituent la formation la plus compétente du recouvrement au-dessus de la Dolomie de Beaumont ;
- ◇ les marnes irisées supérieures, auxquelles on ajoute la partie inférieure des grès du Rhétien. Cet ensemble est constitué de matériaux marneux indurés ou gréseux.

Du toit de l'anhydrite au gisement de sel :

- ◇ le banc raide du recouvrement est constitué au sommet par un niveau d'anhydrite et à la base d'un banc de dolomie (Dolomie de Beaumont), tous deux massifs (non-fracturés) et d'épaisseur équivalente. Cela constitue le banc le plus compétent de l'ensemble du recouvrement. Il est caractérisé par une extrême régularité à l'échelle des concessions de sel de la région ([Nothnagel, 2003](#)). L'épaisseur cumulée est de 8.5 m dans la zone d'étude ;
- ◇ les terrains situés entre le banc raide et le toit du gisement de sel nommés Marnes à Anhydrite. Ils ont été regroupés en trois sous-catégories : (a) un faciès argilo-marneux, comprenant des niveaux plastiques très peu indurés ; (b) un faciès marno-anhydritique majoritaire dans la coupe, de plus de 25 m d'épaisseur cumulée. Il s'agit des marnes indurées imprégnées d'anhydrite très peu fracturées, surtout dans la partie inférieure de la formation ; et (c) un faciès anhydritique très induré avec quatre niveaux repérés de 1 à 3 m d'épaisseur.
- ◇ le toit du sel est rencontré à 183.5 m de profondeur, et l'épaisseur totale du gisement est de 85 m. Il est constitué de trois faisceaux (Unités P, O et N). Dans l'ensemble, le gisement est très peu fracturé, sauf pour certains bancs marneux de l'unité intermédiaire. Pour la modélisation numérique, nous avons considéré le gisement de sel comme un ensemble homogène.

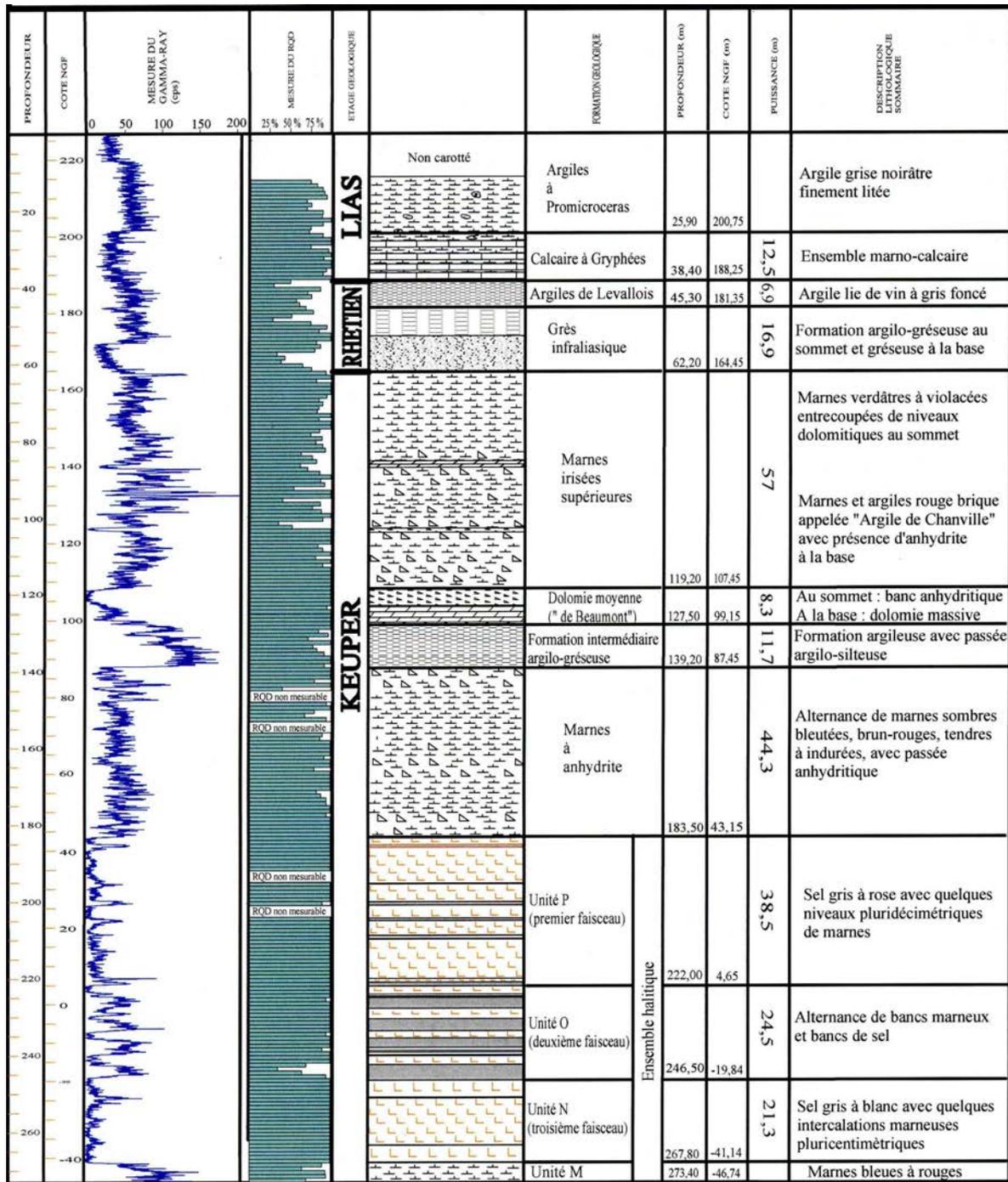


FIG. 8.3 – Log géologique du site de Cerville-Buissoncourt avec mesures de gamma-ray pour l'identification des strates argileuses, et RQD pour caractériser l'état de fracturation.

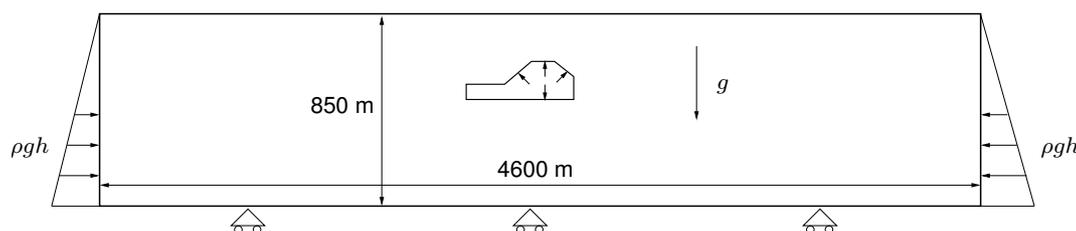


FIG. 8.4 – Dimensions du modèle du site de Cerville-Buissoncourt et conditions aux limites appliquées.

8.1.2 Conditions aux frontières et conditions initiales

Les conditions aux frontières du modèle consistent en déplacement fixes à la limite inférieure, et contraintes géostatiques (poids des terrains susjaccents) sur les limites latérales. Elles sont représentées sur la Figure 8.4. Pour les conditions initiales, nous avons supposé un état de contrainte géostatique isotrope dans tout le massif. Cette hypothèse est souvent admise pour les couches de sel du fait de son comportement rhéologique spécifique¹. En d'autres termes, la contrainte verticale σ_v est égale au poids des terrains susjaccents, la contrainte horizontale σ_h est égale à la verticale et il n'y a pas de cisaillement (contraintes horizontales et verticales sont principales).

L'état de contrainte initial dans le massif n'est pas trivial à déterminer et il peut avoir des effets non-négligeables sur la réponse aux différentes sollicitations (Nothnagel, 2003). L'hypothèse bien que plausible pour le sel et/ou les marnes, n'est pas nécessairement valable pour les bancs raides et résistants situés plus haut dans le recouvrement. Cependant, on ne dispose pas d'informations précises sur l'état de contrainte régional à très faible profondeur (moins de 200 m). Sur la base d'études antérieures (Vouille et Tassel, 1978; Cornet et Burlet, 1992), Nothnagel (2003) a utilisé pour ses simulations un rapport σ_h/σ_v compris entre 0.5 et 1.5 pour cette zone au limite est du Bassin Parisien. Après une étude paramétrique, Nothnagel (2003) a fixé le rapport $\sigma_h/\sigma_v = 1$ pour l'étude par rétro-analyse d'un effondrement à Gellenoncourt (voir ci-après). En absence de données plus précises sur le site de Cerville-Buissoncourt, nous avons également opté pour un état initial isotrope.

8.1.3 Modélisation de la vidange progressive de la cavité

Dans une première étape, l'objectif est de modéliser l'effet de la vidange progressive de la cavité dans ses dimensions actuelles sur le comportement du recouvrement. Par conséquent, la géométrie de la cavité restera fixe pendant toutes les simulations. Les deux seules sollicitations prises en compte sont la gravité agissant dans tout le massif, et la pression de saumure s'exerçant sur les parois de la cavité. Elle constitue la seule sollicitation variable pendant les simulations. Le processus de dissolution et de vidange de la cavité se décompose en trois étapes illustrées selon la Figure 8.5 :

1. Initialement, avant la création de la future cavité par dissolution, règne un état de contrainte géostatique isotrope σ_0 (cavité complètement remplie du sel). Étape du calcul de l'état initial du modèle.

¹Le sel, comme toutes les évaporites, ont un comportement qui évolue avec le temps ; c'est-à-dire visco-plastique. L'hypothèse de contraintes isotropes dans ces matériaux signifie qu'ils ne fluent pas dans leur état initial avant toute perturbation du modèle (création de la cavité).

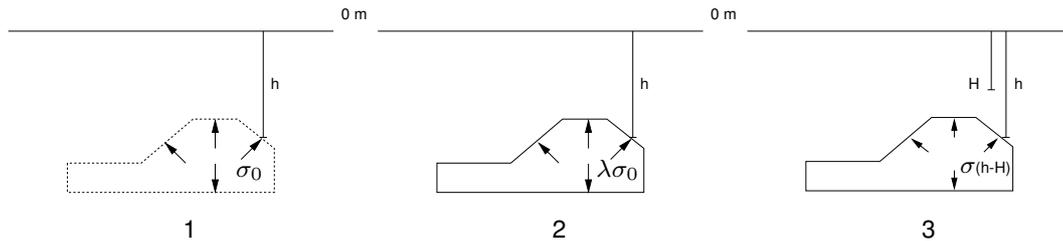


FIG. 8.5 – Schéma des trois étapes de la modélisation de la vidange de la cavité. 1. Étape initiale. 2. Dissolution progressive $\Lambda = 1 \rightarrow 0.5$ (cavité remplie de saumure). 3. Réduction de la pression aux parois (vidange effective de la cavité).

2. La dissolution pour reproduire l'état actuel (cavité remplie de saumure²) s'effectue par une diminution progressive de la pression de saumure s'exerçant sur les parois de la cavité. À une profondeur h donnée, cette pression $\sigma(h) = \rho_s g h$ est inférieure à la contrainte géostatique $\sigma_0 = \rho_r g h$ régnant avant la création de la cavité (ρ_r et ρ_s désignent respectivement les masses volumiques du faciès roche donné et de la saumure). On définit le facteur de réduction Λ tel que $\sigma_h = \Lambda \sigma_0$. Si l'on considère une valeur de densité de la saumure $\rho_s = 1250 \text{ kg/m}^3$, et pour les roches du recouvrement $\rho_r = 2500 \text{ kg/m}^3$ en moyenne, la création de la cavité se produit en diminuant progressivement de $\Lambda = 1$ à $\Lambda = 0.5$, par pas de $\Delta\Lambda = 0.1$ pour optimiser la convergence du système vers l'équilibre.
3. La dernière phase est la *vidange* progressive de la cavité, qui se manifeste au niveau des sondages par la descente du niveau de saumure de la surface du sol jusqu'au toit du sel. La pression aux parois de la cavité pour un niveau de saumure à une profondeur H sera égal à $\sigma(h - H) = \rho_s g (h - H)$. La vidange totale est atteinte pour $H = h$ (niveau de saumure au toit du gisement de sel).

8.2 Comportement mécanique des matériaux du recouvrement

Dans la conception d'une modélisation géomécanique à l'échelle d'un massif rocheux (dizaine de mètres à quelques kilomètres), nous sommes généralement confrontés : (1) aux hétérogénéités inhérentes aux géomatériaux, (2) à la présence des joints et/ou plans des fractures, et (3) à l'action des fluides qui peuvent circuler en leur sein. Nous allons discuter ces trois aspects en relation à notre cas d'étude.

1. **Hétérogénéités présentes dans les roches** : en s'appuyant sur des études précédentes (Nothnagel, 2003; Laouafa et Daupley, 2003), nous avons regroupé les différentes strates qui ont un comportement mécanique similaire à l'échelle métrique. Il est possible que certains faciès marneux soient constitués de plusieurs strates plus fines qui se détachent les unes après les autres (délitage des marnes en contact avec la saumure). Toutefois, ce n'est pas dans les objectifs de cette thèse de modéliser ce phénomène probable d'évolution de la cavité du sel jusqu'à la base du banc raide à travers le délitement progressif des formations marneuses. Ce qui pourra être envisagé dans les modélisations à venir.

²Selon l'exploitant SOLVAY, la cavité est dite *remplie de saumure*, lorsque le niveau de saumure atteint la tête des sondages d'extraction, soit la surface du sol (avec une marge de sécurité pour éviter des débordements).

2. **Présence des joints de stratification et/ou plans des fractures** : il n'existe aucune évidence de grandes discontinuités ou plans de failles qui traversent le recouvrement du site pilote. D'autre part, il est connu que la stabilité d'un massif rocheux dépend fortement des caractéristiques mécaniques des joints de stratification (Bieniawski, 1973; Barton *et al.*, 1974; D.Laubscher, 1977). Dans cette étude méthodologique, ne disposant pas d'information précise, nous ne prenons pas en compte ces joints, ce qui suppose une continuité entre les couches.
3. **Action des fluides qui circulent dans les fractures** : il est clair que la présence d'une cavité remplie de saumure pourrait provoquer une diffusion de la saumure dans le recouvrement dépendant de sa perméabilité et de son degré de fracturation. Cela peut avoir des conséquences importantes sur la stabilité du recouvrement à travers la modification des contraintes effectives, comme aussi sur la génération et migration de la sismicité induite par des effets hydrauliques.

Dans le cadre de cette thèse, ces trois aspects ne seront pas pris en compte pour faciliter la mise en place d'un modèle simple du site pilote, même s'il s'avère loin de la réalité. Dans les objectifs de la modélisation numérique, nous sommes concentrés sur la mise en place d'une nouvelle stratégie de couplage numérique continu-discret pour l'évaluation de la microsismicité induite dans le massif, plus spécifiquement dans le banc raide du recouvrement, après reprise de l'exploitation (et donc suite à la diminution de la pression de saumure dans la cavité).

Dans ce qui suit, nous rappellerons les principales hypothèses faites sur le comportement et les propriétés mécaniques des différents faciès (sur la base d'une large caractérisation du laboratoire et des études précédentes). Il en sera de même pour l'analyse de sensibilité sur certains faciès marneux du recouvrement.

8.2.1 Caractérisation mécanique des roches au laboratoire

A la demande de la société SOLVAY, le Laboratoire Environnement, Géomécanique et Ouvrages (École Nationale Supérieure de Géologie) de l'INPL a réalisé des essais physiques et mécaniques sur différents matériaux issus du sondage 3129, carotté sur le site pilote à quelques mètres de la future zone d'effondrement (Figure 8.1). Ces essais avaient pour but général de caractériser le comportement mécanique de certains faciès. Quatre d'entre eux ont été choisis pour l'étude : l'anhydrite, la Dolomie de Beaumont, les Marnes à anhydrite et le sel. Les principaux résultats présentés dans cette thèse sont extraits de Homand (2003), citée par Laouafa et Daupley (2003).

Dans la Section 7.3, nous avons déjà présenté les résultats expérimentaux concernant l'anhydrite et la Dolomie de Beaumont dans le cadre de la calibration des microparamètres du modèle PFC^{2D}. Dans le Tableau 8.1, nous présentons les résultats des essais mécaniques, en particulier les Marnes à anhydrite localisées entre la Dolomie de Beaumont et le toit du sel, qui joueront un rôle fondamental dans l'évolution de l'extension de la zone en rupture jusqu'à la base du banc raide. Homand (2003) remarque la difficulté de trouver un critère de rupture unique pour la totalité des Marnes à anhydrite, à cause d'une dispersion importante des valeurs d'un faciès à l'autre. Compte tenu de l'importance de leur comportement mécanique vis-à-vis de la propagation des zones en rupture dans le recouvrement, nous avons décidé de définir des critères individuels pour chacun de ces trois faciès. Ils seront présentés dans la section suivante.

TAB. 8.1 – Caractéristiques mécaniques de l’anhydrite, la Dolomie de Beaumont, les Marnes à anhydrite et le sel. Les faciès Marnes à anhydrite sont regroupés en trois sous-groupes selon la quantité d’anhydrite présente. D’après [Homand \(2003\)](#), reprise par [Laouafa et Daupley \(2003\)](#) Tableaux 3.8 à 3.13.

Nom de la formation	E [GPa]	ν	R_c [MPa]	Endomm. [MPa] Conf. 0, 2 et 5 MPa	R_t [MPa]
Anhydrite	88.0	0.29	106.9	50.5	6.3
			159.1	75.0	
			143.3	71.6	
Dolomie de Beaumont	79.0	0.27	191.3	82.1	15.3
			212.8	101.7	
			256.6	123.3	
Faciès anhydritique	39.7	0.30	29.8	6.0	4.4
			20.8	5.0	
			51.8	13.0	
Marnes anhydritiques	17.8	0.16	34.4	10.0	3.0
			29.1	13.0	
			53.7	13.0	
Marnes à argiles	11.7	0.35	7.3	1.0	1.5
			7.7	2.5	
			20.6	6.0	
Sel	30.0	0.28	24.9	10.7	1.6
			33.9	16.7	
			61.3	21.5	

TAB. 8.2 – Caractéristiques mécaniques de la coupe géologique retenue dans les simulations du terrain de Gellenoncourt par [Nothnagel \(2003\)](#). Caractéristiques mécaniques issues des campagnes précédentes (haut), et valeurs finales après calage du modèle par rétro-analyse (bas). Modèle élastoplastique de Mohr-Coulomb tronqué pour tous les matériaux, sauf le sel. R_r , résistance résiduelle en post-pic. D’après [Nothnagel \(2003\)](#) Tableaux 3.4 et 3.11.

Nom de la formation	Profondeur [m]	E [GPa]	ν	c [MPa]	ϕ [°]	R_c [MPa]	R_t [MPa]
Matériaux au-dessus	0 - 136	remplacés par la pression lithostatique					
Dolomie de Beaumont	136 - 145	47.0	0.25	16.1	58.5	114	9.5
Grès à roseaux	145 - 170	6.35	0.13	5.4	20	29.4	?
Marnes versicolores	170 - 230	17.6	0.28	5	44	25	?
Sel	230 - 287	26.4	0.19	Visco-plastique (Lemaître)			

Nom de la formation	E [GPa]	ν	ϕ [°]	R_c [MPa]	R_t [MPa]	R_r [MPa]
Dolomie de Beaumont	47.0	0.25	30	16	0.1	0.5
Grès à roseaux	6.35	0.13	27.5	3.85	0.1	0.5
Marnes versicolores	17.6	0.28	27.5	5	0.1	0.5
Sel	26.4	0.19	Visco-plastique (Lemaître)			

8.2.2 Études précédentes

L’étude complète des caractéristiques des matériaux du recouvrement du site pilote se base également sur les études précédentes de [Homand \(2003\)](#) et [Laouafa et Daupley \(2003\)](#), qui ont travaillé respectivement sur la caractérisation physique et mécanique, et la modélisation numérique du site de Cerville-Buissoncourt. De plus, le travail de thèse de [Nothnagel \(2003\)](#) présente une étude sur le processus d’effondrement des cavités salines dans la zone de Gellenoncourt, à moins de 10 km à l’est du site pilote de Cerville-Buissoncourt. La géologie des deux sites varie peu, ce qui a facilité l’association entre les faciès de la coupe géologique présentée sur la figure 8.3 et celles considérées par [Nothnagel \(2003\)](#) (Tableau 8.2). Il a également intégré les caractéristiques mécaniques des roches de la région, notamment la Dolomie de Beaumont ([Vouille et Humbert, 1995](#)), la formation halitique ([Tijani et Vouille, 1982](#)) et plus récemment les marnes versicolores et les grès à roseaux ([Humbert et Vouille, 2001](#)). Ces différentes caractéristiques proviennent des caractérisations mécaniques en laboratoire.

[Nothnagel \(2003\)](#) a ensuite ajusté certaines caractéristiques utilisées pour sa modélisation par rétro-analyse de l’effondrement de Gellenoncourt. Nous avons synthétisé ses résultats dans les Tableaux 8.2. Certains points sont à remarquer : (1) l’absence de modification des paramètres élastiques déterminés au laboratoire pour les simulations à l’échelle du massif (pas d’effet d’échelle), (2) une réduction des caractéristiques élasto-plastiques d’un facteur 5 à 10 pour les résistances à la compression de la Dolomie de Beaumont, des marnes et du grès. Ce qui donne des valeurs très basses ($R_c = 16$ MPa pour la Dolomie de Beaumont). (3) La réduction de la résistance à la traction jusqu’à une valeur de 0.1 MPa pour les trois lithologies.

Dans la colonne stratigraphique du site pilote de Cerville-Buissoncourt (Figure 8.3) et à l’exception du banc raide, la zone d’intérêt relativement à l’initiation et propagation de l’endommagement se trouve entre le banc raide et le toit du gisement de sel. C’est la partie dans laquelle nous avons défini trois types de faciès marneux dépendant du pourcentage d’anhydrite présent. Dans le Tableau 8.2, on

peut constater la présence d'une couche de grès à roseaux entre le toit du sel et le banc de Dolomie de Beaumont dans le site de Gellenoncourt, ce qui n'est pas le cas du site de Cerville-Buissoncourt. Nous allons comparer les propriétés du faciès Marnes versicolores (Nothnagel, 2003) avec les faciès de Marnes à anhydrite présentes dans le site pilote de Cerville-Buissoncourt.

8.3 Présentation des différentes modélisations géomécaniques

Les modalités sont définies à partir de différents modèles de comportement et des caractéristiques mécaniques, associés aux formations considérées.

8.3.1 Définition du modèle de base

◇ De la surface du sol au toit de l'anhydrite (0 m à -119.0 m)

Les seules données disponibles sont issues du levé lithologique du sondage 3129 avec la mesure de RQD sur la totalité des terrains (état de fracturation). Nous associons aux bancs argileux, les faciès argileux des Marnes à anhydrite ci-après explicitées. Les calcaires à Gryphées, le grès du Rhetien et les marnes irisées supérieures ont été associés aux faciès intermédiaires des Marnes à anhydrite. Il faut rappeler que le recouvrement au-dessus du banc raide ne joue pas un rôle significatif sur la stabilité globale du massif, au-delà de son propre poids³. Ainsi par exemple, Nothnagel (2003) remplace directement les terrains au-dessus de la Dolomie de Beaumont par une pression lithostatique équivalente.

◇ Banc raide : niveau d'anhydrite et Dolomie de Beaumont (-119.0 m à -127.5 m)

Les résultats des essais de laboratoire mettent en évidence un comportement raide accompagné d'une rupture nettement fragile. Dans le domaine de faibles confinements (0 - 5 MPa) qui représente bien la situation du site étudié, ces faciès deviennent fissurés après une déformation élastique de faible intensité et la rupture fragile se traduit par une perte brutale de leur résistance mécanique. D'après l'étude faite par Laouafa et Daupley (2003), les ruptures attendues sont en traction plutôt qu'en cisaillement (au moins en ce qui concerne l'initiation de l'endommagement). Par conséquent dans une première étape, on a supposé un modèle Mohr-Coulomb parfait, tronqué en traction, même s'il s'avère irréaliste en post-rupture. Un critère basé sur les seuils d'endommagement de chaque faciès est défini par régression linéaire dans le plan $\sigma_1 - \sigma_3$ avec les trois pressions de confinement (0, 2 et 5 MPa) à partir des résultats de laboratoire. Le critère de rupture, quant à lui, nous semble trop optimiste dans la mesure où il est basé sur la résistance des échantillons de petite taille. Par ailleurs, nous considérons que la résistance à la traction à long terme est bien plus faible (5 MPa) que celle déterminée par les essais du type brésilien (10 MPa en moyenne). En revanche, et comme l'a supposé Nothnagel (2003), les propriétés élastiques du banc raide ne seront pas affectés par l'effet d'échelle ou la présence d'une fracturation naturelle.

◇ De la base du banc raide au toit du sel : Marnes à anhydrite (-127.5 m à -183.5 m)

Les faciès marneux ont été regroupés en trois types selon le pourcentage d'anhydrite présente (Tableau 8.1). Le contraste entre leurs propriétés mécaniques et celles du banc raide sus-jacent est notable. Les valeurs des résistances diminuent au moins d'un ordre de grandeur. Par conséquent, les ruptures dans ces faciès peuvent bien être en traction comme en cisaillement (d'autant plus avec

³Il est possible que les propriétés des marnes irisées supérieures en contact avec le toit du banc raide, puissent influencer le développement des ruptures dans celui-ci. Nous reviendrons sur ce point dans la Section 8.4

leur dégradation et/ou leur délitement du fait de leur contact direct avec la saumure). Nous proposons de modéliser ces faciès avec une loi de comportement élasto-plastique avec écrouissage en s'appuyant sur les données expérimentales du Tableau 8.1. Les valeurs des couples cohésion-angle de frottement sont calculées par régression linéaire dans le plan $\sigma_1 - \sigma_3$ avec les trois pressions de confinement (pour les contraintes au pic et d'initiation d'endommagement). Le critère d'endommagement des faciès intermédiaires (Manhydrite) est affecté aux trois faciès⁴. Le modèle élastoplastique radoucissant sera caractérisé par un seul paramètre scalaire d'écrouissage et exprimé par la déformation plastique en cisaillement γ_p (*plastic shear strain* du modèle *strain softening/hardening* dans FLAC (Itasca, 1999a)). Sa valeur est calculée à partir des courbes contrainte-déformations axiale et volumique. Dans le cadre de cette étude, nous avons utilisé les essais réalisés sur le faciès Manhydrite pour identifier la déformation plastique au pic. Ensuite, nous avons admis la même valeur de γ_p pour les trois faciès ($\gamma_p = 2.5 \cdot 10^{-3}$). Les résistances résiduelles (50 % des résistances au pic) sont supposées être atteintes à $1.5 \gamma_p$.

◇ **Sel** (-183.5 m à -348.0 m)

Dans toutes les simulations, on négligera le comportement viscoplastique du sel puisqu'on se focalise sur l'incidence du pompage de la saumure sur la propagation de l'endommagement dans les couches du recouvrement et la rupture du banc raide. Comme dans l'étude de Laouafa et Daupley (2003), ils ont d'abord admis un comportement élastoplastique parfait en utilisant le critère d'endommagement issu des essais en laboratoire pour ce faciès. En plus, nous rappelons aussi que la géométrie de la cavité restera fixe dans toutes nos simulations. Évidemment, dans une phase postérieure, il est envisageable de considérer des comportements rhéologiques plus complexes pour les faciès salins, dont la modélisation est possible avec le logiciel FLAC.

Compte tenu de l'ensemble de ces éléments, les valeurs de référence des caractéristiques mécaniques, retenues pour la modélisation numérique sont celles récapitulées dans le Tableau 8.3. Le modèle est prolongé jusqu'à une profondeur de 850 m avec les propriétés élastiques du sel pour s'éloigner de l'influence de la vidange de la cavité.

8.3.2 Modalités supplémentaires

Dans la définition du modèle de base, nous avons fait quelques hypothèses de manière à tenir compte l'effet d'échelle⁵, sur les résistances à la traction, de pic et résiduelle, mais aussi les seuils d'endommagement pour les différentes formations du recouvrement, **sauf** les Marnes à anhydrite conformés (en ordre décroissant de pourcentage d'anhydrite) par : Fanhydrite, Manhydrite et Argilo-Marne. Pour ces trois faciès, nous avons fait l'hypothèse d'un comportement élastoplastique avec écrouissage basé sur les données expérimentales obtenues en laboratoire. Ces faciès joueront un rôle fondamental dans le développement de l'endommagement du toit immédiat de la cavité jusqu'à la base du banc raide, et par conséquent sur la stabilité de celui-ci.

Nous allons donc définir trois modalités supplémentaires en modifiant *exclusivement* les propriétés des ces trois faciès (les caractéristiques des autres formations restent celles du Tableau 8.3). Nous

⁴D'après la régression linéaire, les angles de frottement sont négatifs pour le critère d'endommagement des Fanhydrite et Argilo-Marne du fait de la forte hétérogénéité, ce qui n'a pas de sens physique.

⁵Il s'agit de considérer l'effet d'un changement d'échelle entre les éprouvettes de laboratoire et les roches *in-situ*. Prendre en compte l'effet d'échelle consiste à extrapoler les résultats de laboratoire à l'étude de stabilité *in-situ*. En absence de données, nous nous sommes inspirés de travail de Nothnagel (2003) dans le cadre du bassin salifère lorrain.

TAB. 8.3 – Lithologie type et caractéristiques mécaniques retenues pour le modèle de base. Toutes les lithologies, sauf les trois sous-groupes des Marnes à anhydrite (élastoplastique radoucissant) et l'unité M du sel (élastique), obéissent à un modèle élastoplastique de Mohr-Coulomb parfait tronqué en traction.

Nom de la formation	épaisseur [m]	densité [gr/cm ³]	E [GPa]	ν	c [MPa]	ϕ [°]	R_t [MPa]
Argiles à Promicroceras	26	2500	12	0.36	0.5	25	0.025
Calcaires à Gryphées	13.5	2500	21	0.25	1.1	34.4	0.25
Argiles de Levallois	16	2500	12	0.36	0.5	25	0.025
Grès infraliasique	16.9	2500	21	0.25	1.1	34.4	0.25
Marnes irisées sup.	56.8	2500	21	0.16	1.1	34.4	0.025
Anhydrite	3.5	2910	88	0.29	9.4	48.6	5
Dolomie de Beaumont	5	2890	79	0.27	14.3	51.6	5
Faciès anhydritiques (Fanhydrite)	6.4 (cumulé)	2657	40	0.30	1.84 5.15 2.57	11.54 41.20 20.60	1
Marne anhydritique (Manhydrite)	25 (cumulé)	2657	21	0.16	1.84 7.12 3.56	11.54 37.98 18.99	0.025
Marne à argile (Argilo-marne)	23 (cumulé)	2657	12	0.36	1.84 1.60 0.80	11.54 28.10 14.05	0.025
Sel	38.5	2150	30	0.28	4	20.8	1
Unité O	24.5	2150	30	0.28	4	20.8	1
Unité N	21.3	2150	30	0.28	4	20.8	1
Unité M	82.2	2150	30	0.28	élastique		

TAB. 8.4 – Caractéristiques de résistance des trois faciès de Marnes à anhydrite utilisées dans la Modalité 'Mohr-Coulomb' parfait.

Marnes à anhydrite	c [MPa]	ϕ [°]	R_t [MPa]
Faciès anhydritiques (Fanhydrite)	2.6	34.0	1
Marne anhydritique (Manhydrite)	1.1	34.4	0.025
Marne à argile (Argilo-marne)	0.5	25.0	0.025

faisons l'hypothèse que l'effet d'échelle ne dépasse pas une réduction de 50% des caractéristiques obtenues sur des échantillons de laboratoire. Les quatre modalités étudiées sont,

1. **Modèle de base.** Modalité également appelée 'Laboratoire', elle utilise les valeurs des propriétés obtenues directement des essais de laboratoire pour les trois sous-groupes des Marnes à anhydrite.
2. **Modalité 'Laboratoire -25 %'**. Les propriétés mécaniques (cohésion/angle de frottement au seuil d'endommagement, au pic et résiduel) des trois faciès de Marnes à anhydrite sont diminuées de 25 %.
3. **Modalité 'Laboratoire -50 %'**. Les propriétés mécaniques des trois faciès de Marnes à anhydrite sont diminuées de 50 %.
4. **Modalité 'Mohr-Coulomb'**. Cette modalité s'inspire des caractéristiques choisies par [Laouafa et Daupley \(2003\)](#) pour l'étude de prédiction d'un premier effondrement. Dans ce cas, c'est le critère d'endommagement qui a été utilisé pour intégrer l'effet d'échelle et qui, de par le caractère prédictif de l'étude, permet de se situer du côté sécuritaire vis-à-vis de l'effondrement. Les valeurs des caractéristiques utilisées sont rappelés dans le Tableau 8.4.

La figure 8.7 montre les courbes contrainte-déformation axiale de simulation d'un essai triaxial avec un confinement de 1 MPa (calculs axisymétriques). Il est intéressant de remarquer la similarité entre les réponses mécaniques des Fanhydrite et Manhydrite pour les modalités dites de 'Laboratoire'. Ce qui n'est pas le cas de la modalité 'Mohr-Coulomb' (valeurs de cohésion différentes pour les trois faciès, voir Tableau 8.4).

La figure 8.6 représente les enveloppes de rupture (au pic) des trois faciès obtenues en laboratoire, et les critères après une réduction de 25% et 50% de la cohésion et de l'angle de frottement. Sur la même figure nous avons représenté, à titre comparatif, les caractéristiques initiales ('Noth labo') et celles après une rétro-analyse à l'échelle du site ('Noth site') relatives aux marnes versicolores du recouvrement de Gellenoncourt ([Nothnagel, 2003](#)).

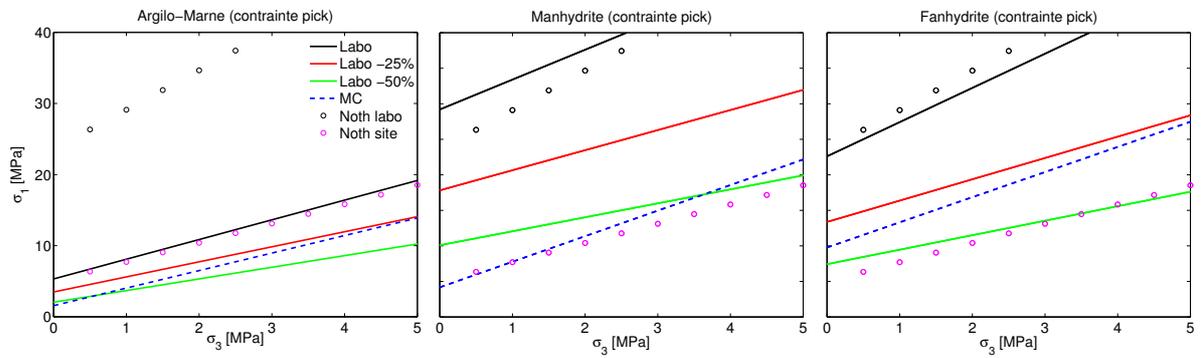


FIG. 8.6 – Critères de rupture (pic) pour les trois faciès de Marnes à anhydrite.

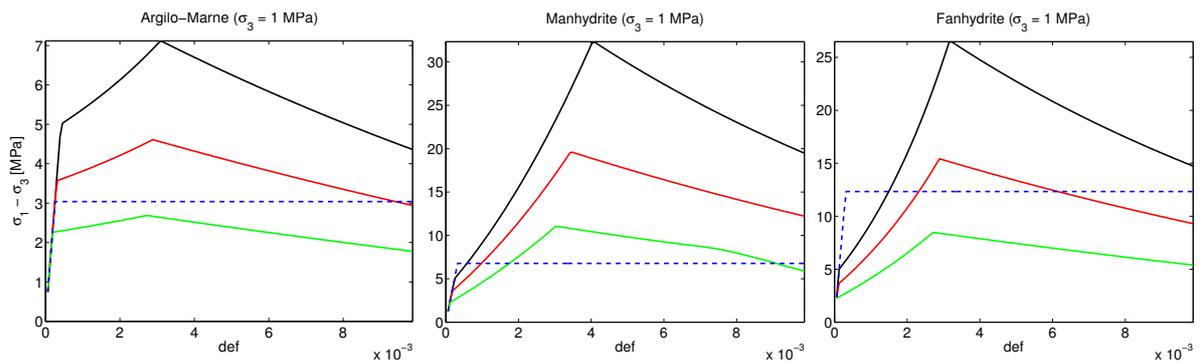


FIG. 8.7 – Courbes contrainte-déformation simulées avec FLAC pour les trois faciès des Marnes à anhydrite (essai triaxial à 1 MPa de confinement).

8.4 Résultats de modélisation FLAC

Dans chacune des quatre modalités définies précédemment, nous allons étudier le phénomène d'apparition et de propagation de la plasticité dans le recouvrement. On s'intéressera particulièrement à l'apparition des zones plastifiées⁶ dans le banc raide en fonction du comportement des formations du recouvrement. Par la suite, nous confronterons ces zones plastiques dans le banc raide avec les microfissures prédites par l'approche hybride FLAC-PFC^{2D} qui sera abordée dans le Chapitre suivant.

La sollicitation appliquée correspond à la vidange de la cavité explicitée dans la section 8.1.3. Dès lors que la plastification commence à se développer de manière significative dans le banc raide (rupture de ce dernier), l'équilibre mécanique du système n'est plus assuré. Ce qui peut être indicateur de l'effondrement de tous les terrains du recouvrement.

1. Modalité 'Laboratoire'

Pour cette modalité, la vidange de la cavité⁷ n'entraîne aucune zone plastique dans le banc raide. Les Marnes à anhydrite commencent à se plastifier progressivement vers le haut pour atteindre la base de la Dolomie de Beaumont (Figure 8.8). Rappelons que cette modalité représente une configuration optimiste puis qu'elle utilise les propriétés identifiées sur les éprouvettes de laboratoire, donc sans aucun effet d'échelle.

2. Modalité 'Laboratoire -25%'

Lorsque les propriétés des Marnes à anhydrite sont réduites de 25%, comme on peut s'y attendre, la plasticité se développe davantage pour une baisse du niveau de saumure (pression dans la cavité) donnée. Dans ce cas, la vidange de la cavité n'entraîne pas non plus la plastification du banc raide. Par contre, l'initiation de la plastification a lieu dans les Marnes irisées supérieures au-dessus du banc raide (Figure 8.9) dont les caractéristiques d'endommagement et de résistances sont faibles.

3. Modalité 'Laboratoire -50%'

Quand les propriétés des Marnes à anhydrite sont réduites de 50%, le banc raide commence à se plastifier pour un niveau de saumure rabattu à 130 m de profondeur (ce qui correspond à une pression sur le toit de la cavité de 0.6 MPa) (Figure 8.10). Les zones plastiques *en traction* (rompues) apparaissent dans la fibre inférieure, approximativement parallèles à l'arc compressif généré dans le banc raide. Ce type de ruptures a été prédit par des simulations physiques et numériques (Stimpson et Ahmed, 1992; Diederichs et Kaiser, 1999). Si l'on regarde la déformation plastique γ_p dans les Marnes à anhydrite (Figure 8.12), on constate que les ruptures en traction dans le banc raide s'initient au-dessus des zones de déformation plastique maximale des Marnes à anhydrite au mur du banc. À partir de deux zones de rupture localisée, d'autres ruptures se développent dans la partie centrale du banc raide après un rabattement du niveau de saumure à 150 m de profondeur (soit une pression sur le toit de la cavité de 0.4 MPa). D'autre part, à partir de ce moment des zones de rupture en traction apparaissent aussi dans la fibre supérieure du banc raide (Figure 8.10) au delà des limites latérales de la cavité. Notons toutefois que cette dernière étape n'a pas atteint l'équilibre mécanique.

⁶Il s'agit des zones pour lesquelles au moins le critère d'endommagement est atteint. On parlera de 'zones rompues' lorsque le critère au pic est atteint, ou bien quand le critère est atteint *en traction* (chute instantanée de la résistance).

⁷Par *vidange de la cavité*, nous entendons que le niveau de saumure est abaissé jusqu'à 183 m de profondeur de telle sorte qu'aucune pression ne s'exerce sur le toit de la cavité.

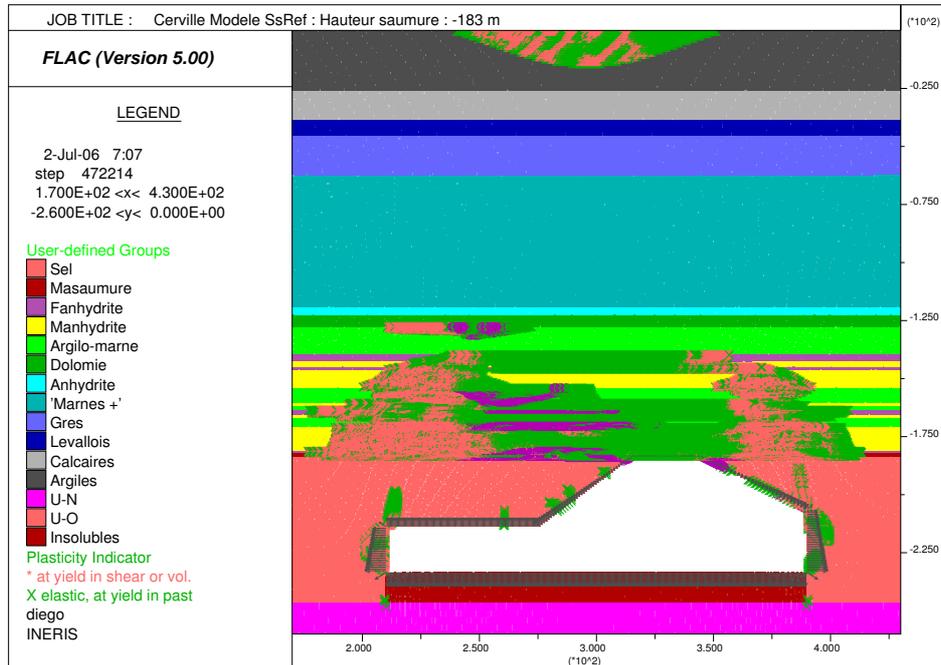


FIG. 8.8 – Extension des zones plastifiées pour la modalité 'Laboratoire' lorsqu'aucune pression n'est exercée par la saumure au toit de la cavité (les forces appliquées sont indiquées en noir). Pas de rupture dans le banc raide.

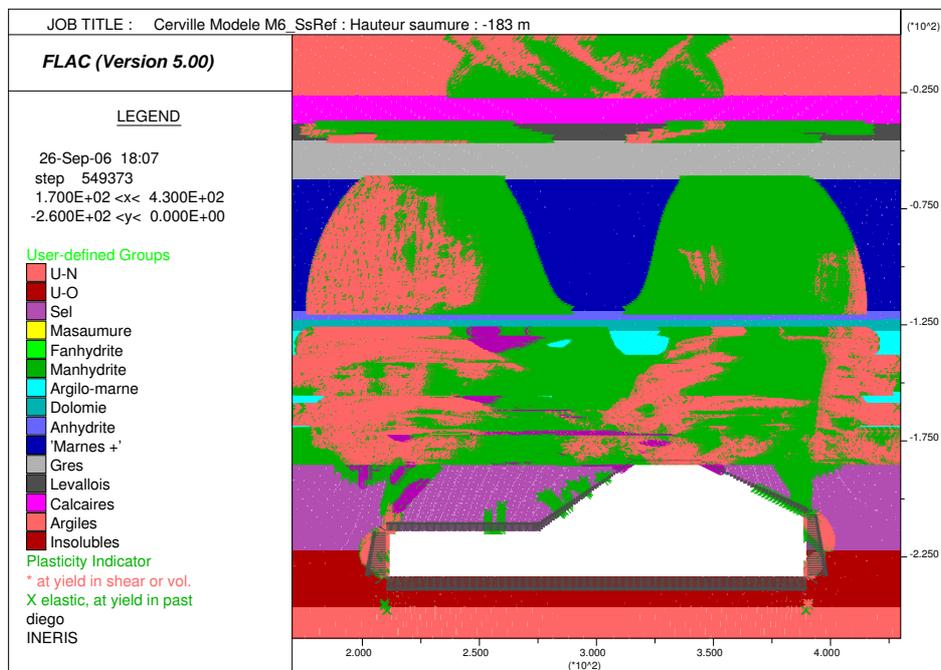


FIG. 8.9 – Extension des zones plastifiées pour la modalité 'Laboratoire -25%' lorsqu'aucune pression n'est exercée par la saumure au toit de la cavité. Pas de rupture dans le banc raide.

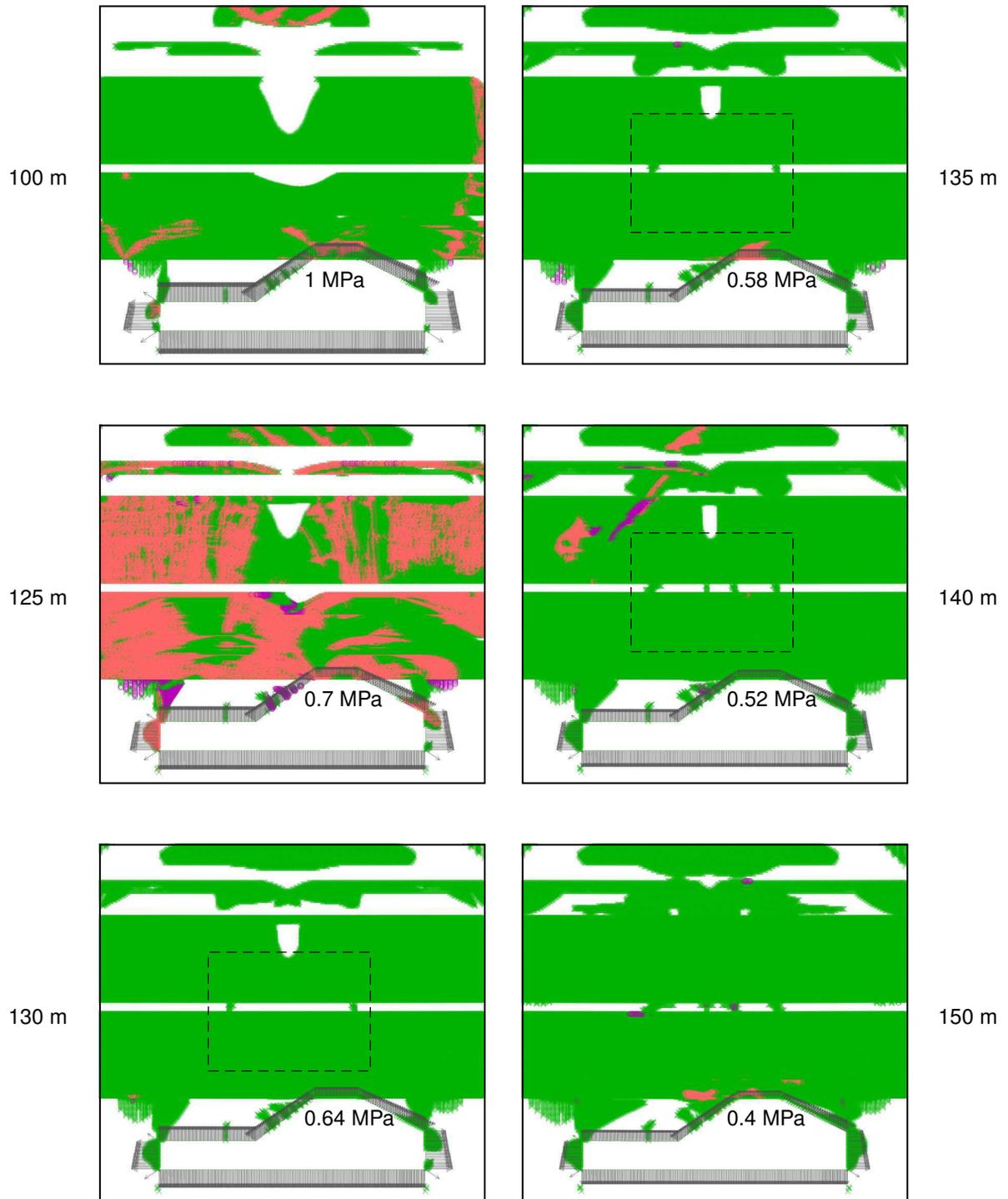


FIG. 8.10 – Modalité 'Laboratoire -50%', niveau de saumure -100 m → -150 m. Deux ruptures en traction s'initient dans le banc raide à -130 m. Après cette étape, il y a une généralisation de la plastification vers le centre du banc (nouvelles ruptures en traction). Les rectangles noirs sont agrandis dans la figure 8.11. À 150 m le calcul n'est pas complètement stable, la figure associée n'est qu'indicative.

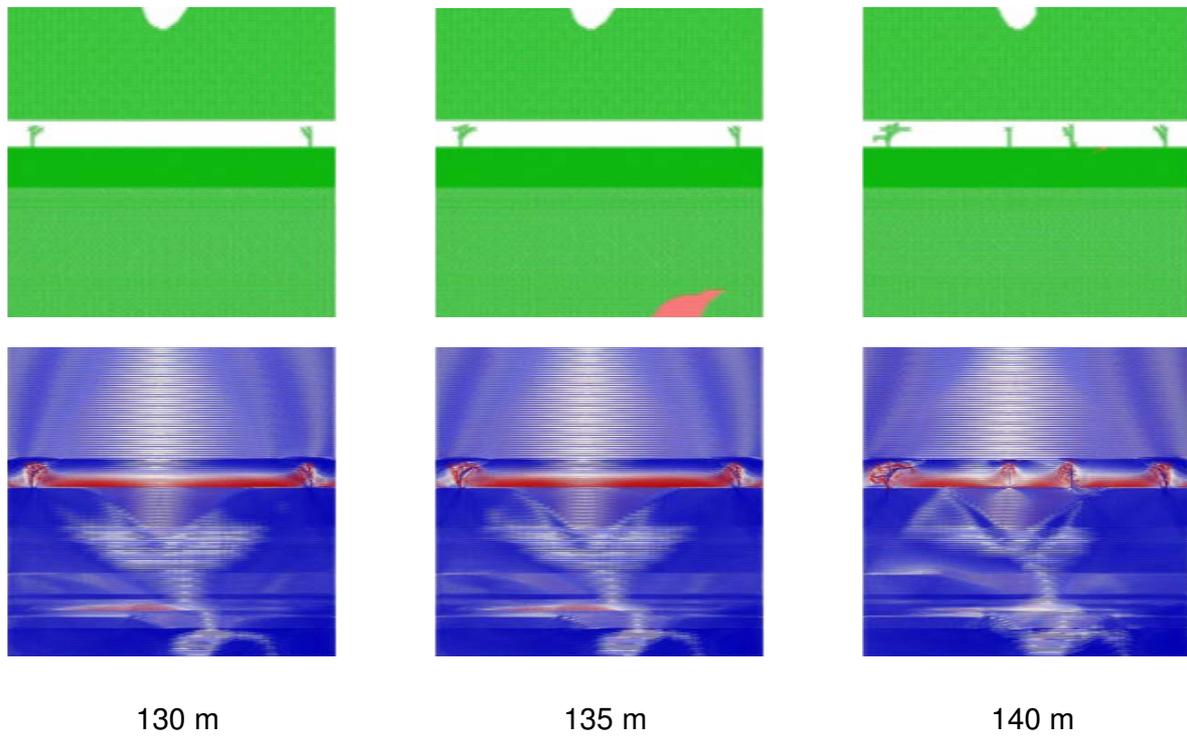


FIG. 8.11 – Détails de la partie centrale modalité 'Laboratoire -50%', niveau de saumure -130 m → -140 m (0.64 MPa → 0.52 MPa). Zones plastifiées (haut) Contraintes principales rouge/bleu traction/compression (bas).

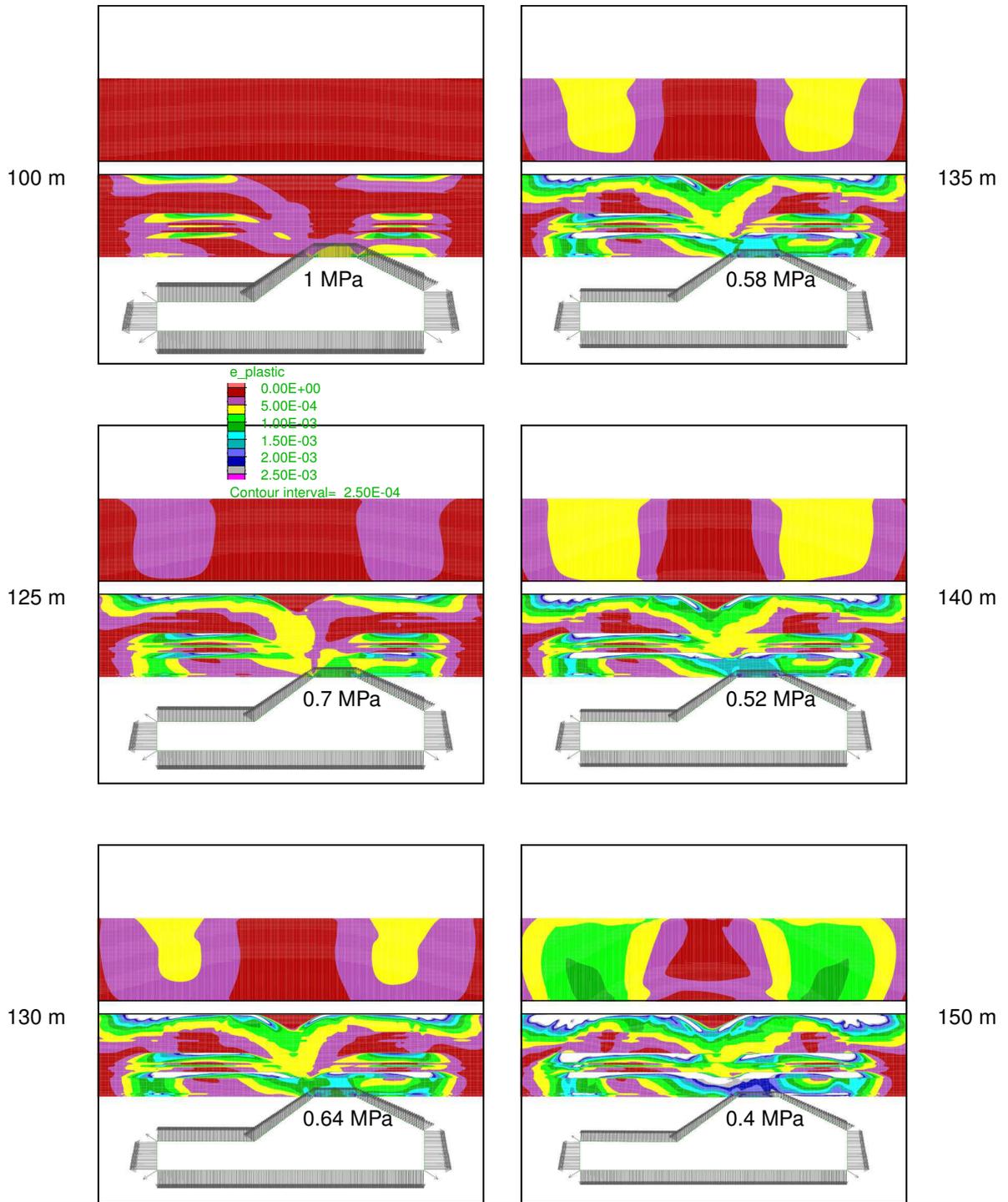


FIG. 8.12 – Déformation plastique dans les Marnes à anhydrite. Modalité 'Laboratoire -50%'. Les zones en blanc (à l'exception du banc raide) ont dépassé le pic de contrainte en cisaillement ($\gamma_p > 2.5 \cdot 10^{-3}$).

4. Modalité 'Mohr-Coulomb'

Dans cette modalité, la plastification du banc raide se produit pour un niveau de saumure rabattu à 160 m de profondeur (soit une pression de saumure sur le toit de la cavité de 0.28 MPa). Des ruptures en traction apparaissent dans les parties supérieures de chaque appui et dans la fibre inférieure au centre du banc raide (Figure 8.13). On retrouve le comportement classique d'une poutre avec des appuis simples. Bien que le banc raide soit partiellement rompu, le modèle a bien convergé vers un état d'équilibre, ce qui confirme l'idée que l'initiation de rupture d'une poutre ne conduit pas nécessairement à la rupture complète et immédiate de celle-ci⁸ (Diederichs et Kaiser, 1999). Dès lors que le niveau de saumure est rabattu au dessous de 160 m (soit moins de 0.28 MPa sur le toit de la cavité), l'équilibre du modèle n'est plus possible et la rupture se généralise dans le centre du banc raide : les nouvelles zones en rupture développées traversent tout le banc.

L'ensemble de ces résultats nous amène aux trois remarques principales qui seront reprises dans le cadre des simulations hybrides FLAC-PFC^{2D}. D'abord, il existe une différence en terme d'étendue des zones plastifiées dans les Marnes à anhydrite selon que l'on considère pour ces faciès un comportement élasto-plastique radoucissant en post rupture (Modalités 1, 2, et 3) ou un comportement parfaitement ductile (modalité 'Mohr-Coulomb'). Dans le premier cas, l'étendue latérale est beaucoup plus importante, tandis que dans le cas 'Mohr-Coulomb' la plastification évolue plus verticalement, l'extension latérale ne dépassant pas les limites de la cavité. Cela a un impact direct sur le comportement du banc raide, puisque la position des appuis diffère d'une modalité à l'autre. Par ailleurs, les mécanismes d'initiation de fractures engendrés dans le banc sembleraient être différents entre la Modalité 3 'Laboratoire -50%', et la Modalité 'Mohr-Coulomb', notamment sur la localisation spatiale des zones plastiques. Sur la figure 8.15, nous avons schématisé les différences d'étendue de la zone plastifiée dans les Marnes à anhydrite, ainsi que les ruptures générées dans le banc raide, pour les deux modalités ('Laboratoire -50%' et 'Mohr-Coulomb'). Nous reviendrons sur ces points dans le Chapitre 9.

Deuxièmement, nous avons tracé sur la Figure 8.16 les flèches pour les quatre modalités différentes. Dans les deux cas où la plastification du banc raide se développe ('Laboratoire -50%' pour un niveau de saumure rabattu à 130 m, et Mohr-Coulomb lorsque le niveau de saumure est à 160 m), l'étape précédant l'apparition des zones rompues dans le banc raide est aussi présentée. Toutes les courbes sont issues des calculs qui ont atteint l'équilibre, indépendamment de l'apparition des zones plastiques dans le banc raide. Nous constatons que l'apparition de la plasticité dans le banc raide correspond à une flèche maximale (au centre de la poutre) d'environ 8 cm, indépendamment du modèle utilisé. Par conséquent, un suivi d'une telle grandeur pourrait contribuer à optimiser un dispositif de surveillance de l'effondrement. De toute façon, nous devons être prudent car la valeur de *flèche critique* (de 8 cm d'après nos calculs) est fortement dépendante des propriétés mécaniques supposées pour le banc raide (particulièrement la résistance à la traction) et celles des formations à son mur.

Finalement, le fait que la plasticité se développe au-dessus du banc raide avant d'apparaître dans celui-ci, indiquerait que les propriétés des terrains sus-jacents peuvent jouer aussi un rôle important sur la stabilité du banc raide. En effet, des calculs réalisés avec l'hypothèse que le recouvrement du haut toit (recouvrement au-dessus du banc raide) se comporte de façon élastique, ont retardé l'apparition de la plasticité dans ce dernier.

⁸ Cette rupture pourrait survenir toutefois à long terme (même sans modifier le niveau de saumure) du fait d'un affaiblissement progressif des caractéristiques de résistance du banc à proximité des zones déjà rompues.

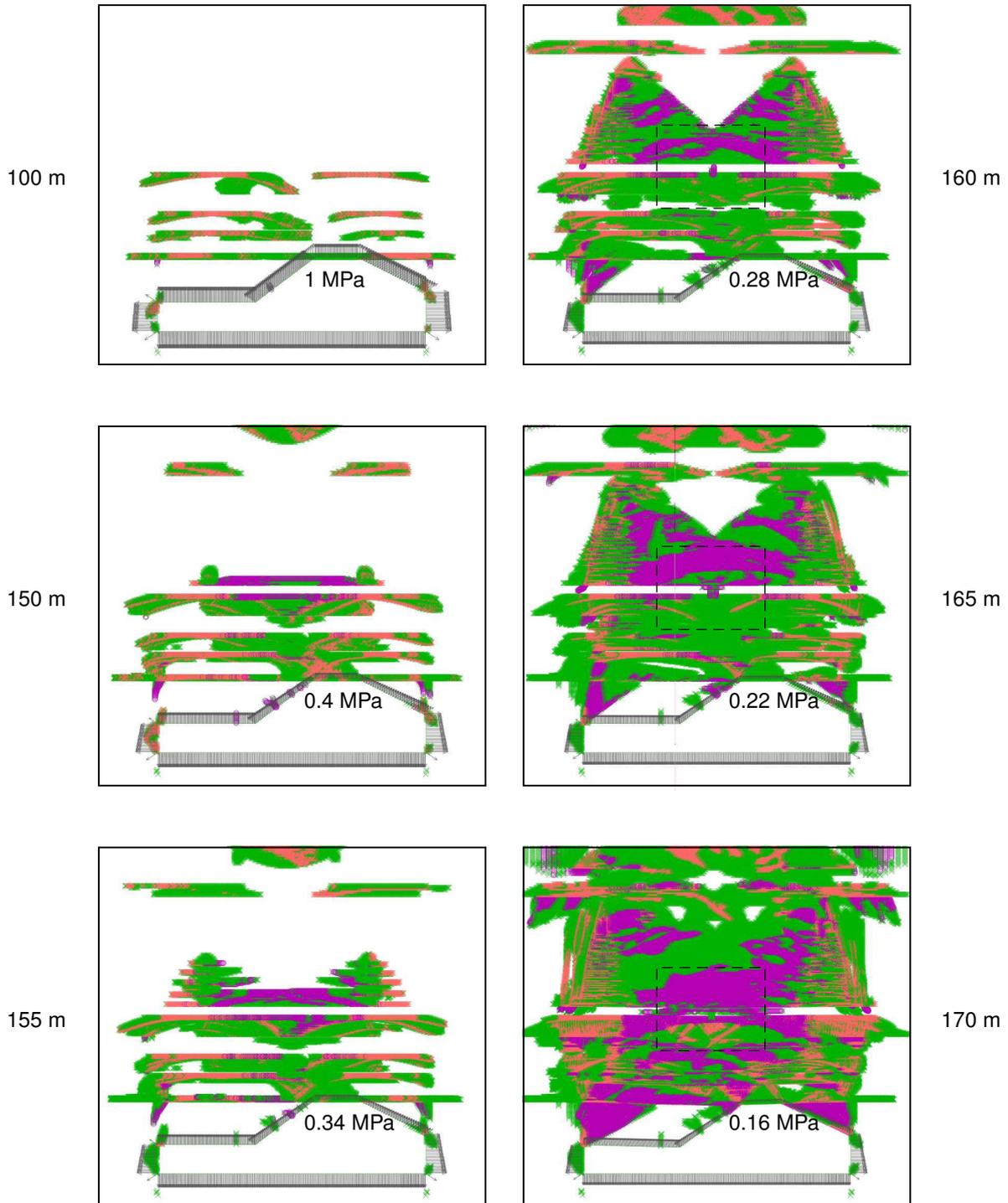


FIG. 8.13 – Modalité 'Mohr-Coulomb', niveaux de saumure -100 m → -170 m. Deux zones de rupture s'initient sur la fibre supérieure du banc raide à l'aplomb des appuis, et une rupture dans la fibre inférieure au centre pour -160 m (0.28 MPa). Après cette étape, généralisation de la plastification vers le centre du banc, en suivant l'arc de compression maximale. Les rectangles noirs sont agrandis sur la figure 8.14.

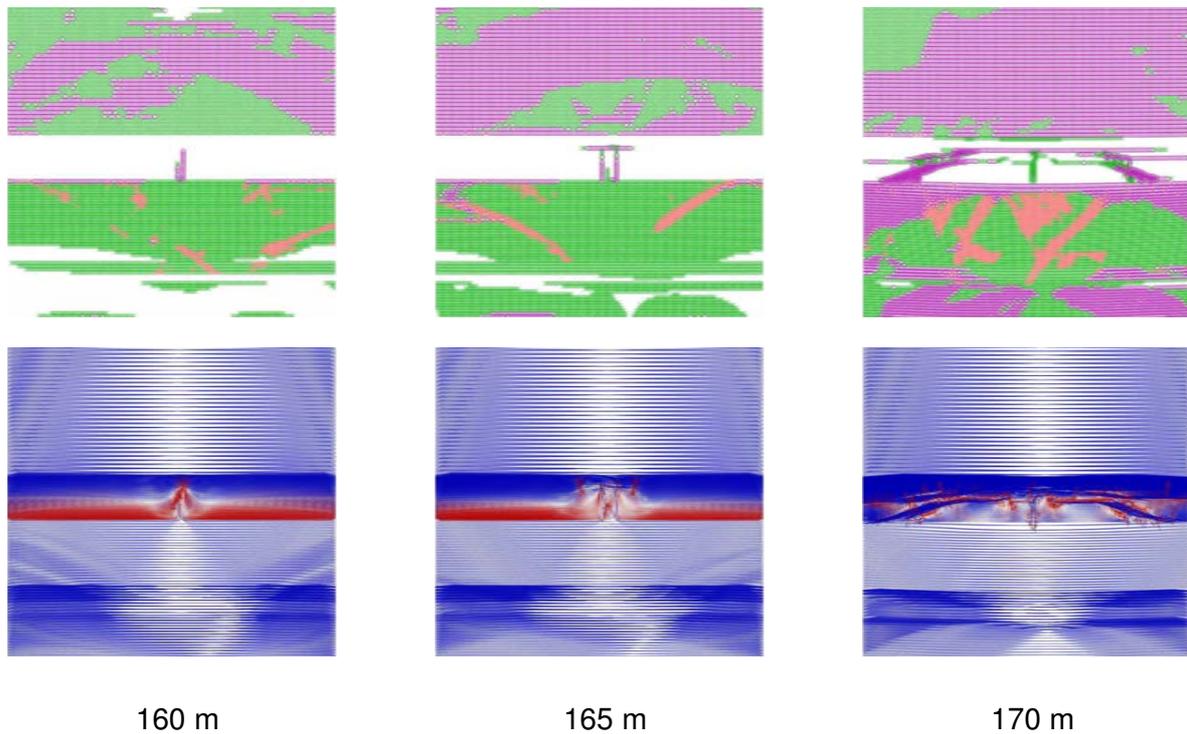


FIG. 8.14 – Détails de la partie centrale modalité 'Mohr-Coulomb', niveaux de saumure -160 m → -170 m (0.28 MPa → 0.16 MPa). Zones plastifiées (haut) Contraintes principales rouge/bleu traction/compression (bas). À 165 m et 170 m les calculs ne sont pas stables, les figures associées ne sont qu'indicatives.

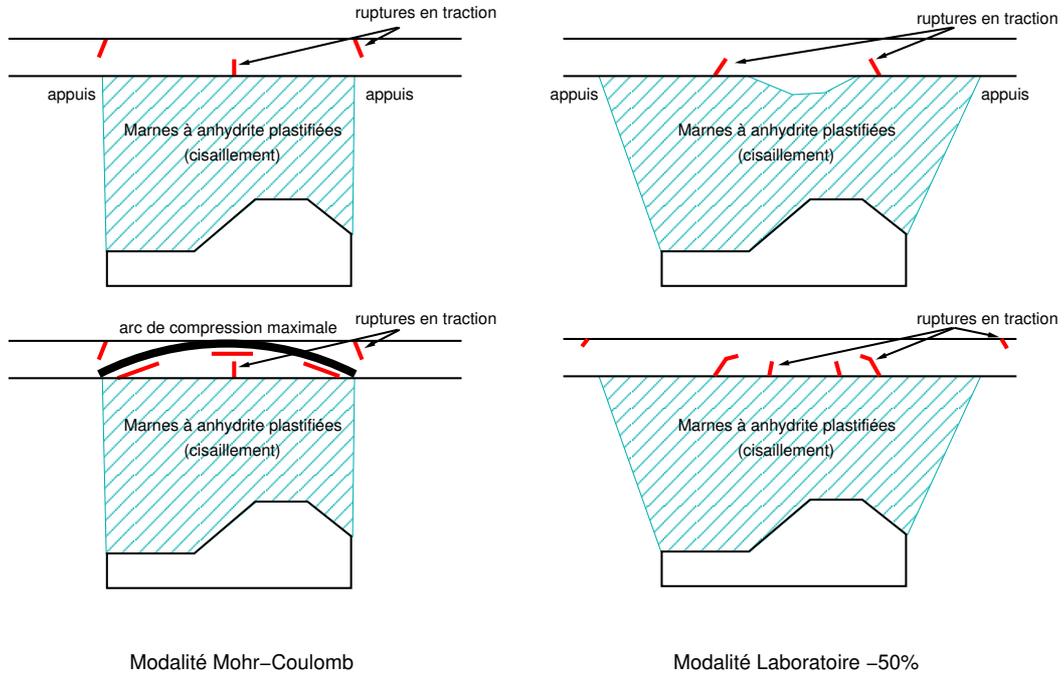


FIG. 8.15 – Interprétation des résultats de modélisation FLAC sur l’initiation (haut) et la généralisation (bas) de la plasticité dans le recouvrement pour les modalités Mohr-Coulomb et Laboratoire -50%.

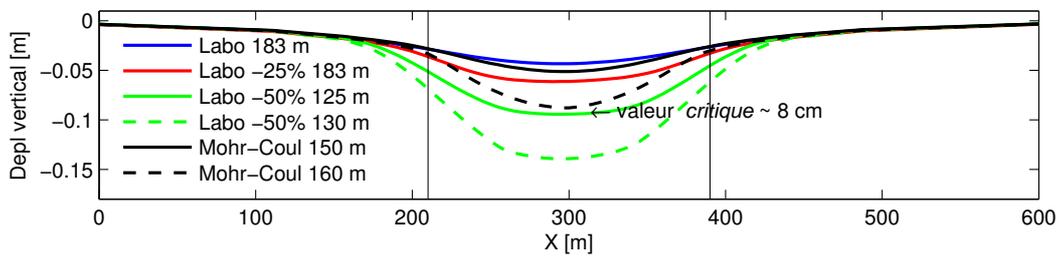


FIG. 8.16 – Flèches au niveau du banc raide (125 m de profondeur) pour les quatre modalités. Les lignes verticales noires indiquent les limites latérales de la cavité.

Chapitre 9

Modélisation hybride FLAC-PFC^{2D}

Dans ce chapitre nous allons présenter le modèle hybride FLAC-PFC^{2D} mis en place pour le site pilote. Seule une petite partie de la zone d'intérêt est modélisée avec l'approche discrète (PFC^{2D}) qui correspond à la partie centrale du banc raide du recouvrement. Le reste est modélisé par l'approche continue (FLAC). Les résultats des simulations hybrides seront discutés, puis comparés à ceux obtenus avec l'approche exclusivement continue et discutés dans le Chapitre précédent.

9.1 Génération de l'inclusion PFC^{2D} à grande échelle

Après reprise de l'exploitation (consistant en une vidange de la cavité, puis une injection d'eau douce conduisant à l'élargissement de la cavité actuellement dans la couche de sel), la majeure partie de la sismicité induite par la déformation du recouvrement est attendue dans les bancs plutôt raides, dont le comportement est élasto-fragile. Pour cette raison, nous avons limité l'extension de l'inclusion PFC^{2D} au banc raide constitué d'une couche d'anhydrite et de la couche de la Dolomie de Beaumont. Cette partie du modèle discret est en plus délimitée latéralement à l'aplomb de la zone d'influence de la cavité. L'inclusion discrète a pour dimensions 260 m de largeur (pour une largeur de la cavité à la base de 180 m) et 8.5 m d'hauteur (Figure 9.1). Il est clair qu'on ne peut pas remplir une inclusion de cette taille avec des particules de la taille des grains (sub-millimétriques) que nous avons utilisés pour la calibration des microparamètres. Même si ce choix serait *idéal* pour reproduire la micromécanique responsable de l'endommagement et les émissions acoustiques associées, cela entraînerait un nombre de particules incompatible avec les performances des outils informatiques actuels à notre disposition. Comme il a été constaté dans la section 7.4, des modèles BPM conservent leurs propriétés élastoplastiques (modules, résistances) si la résolution Ψ ne change pas. Nous avons donc décidé de multiplier les dimensions spatiales du modèle BPM par un facteur 100 pour passer des échantillons centimétriques discrétisés par particules sub-millimétriques (quasi-similaires aux grains), aux couches d'épaisseur métrique discrétisées par particules centimétriques¹.

¹ Il peut être envisagé de réduire les parties du modèle à être modélisés par PFC^{2D} et utiliser tailles des particules plus petites, mais ceci suppose que l'on connaisse à priori la localisation des zones du banc raide susceptibles d'être endommagées.

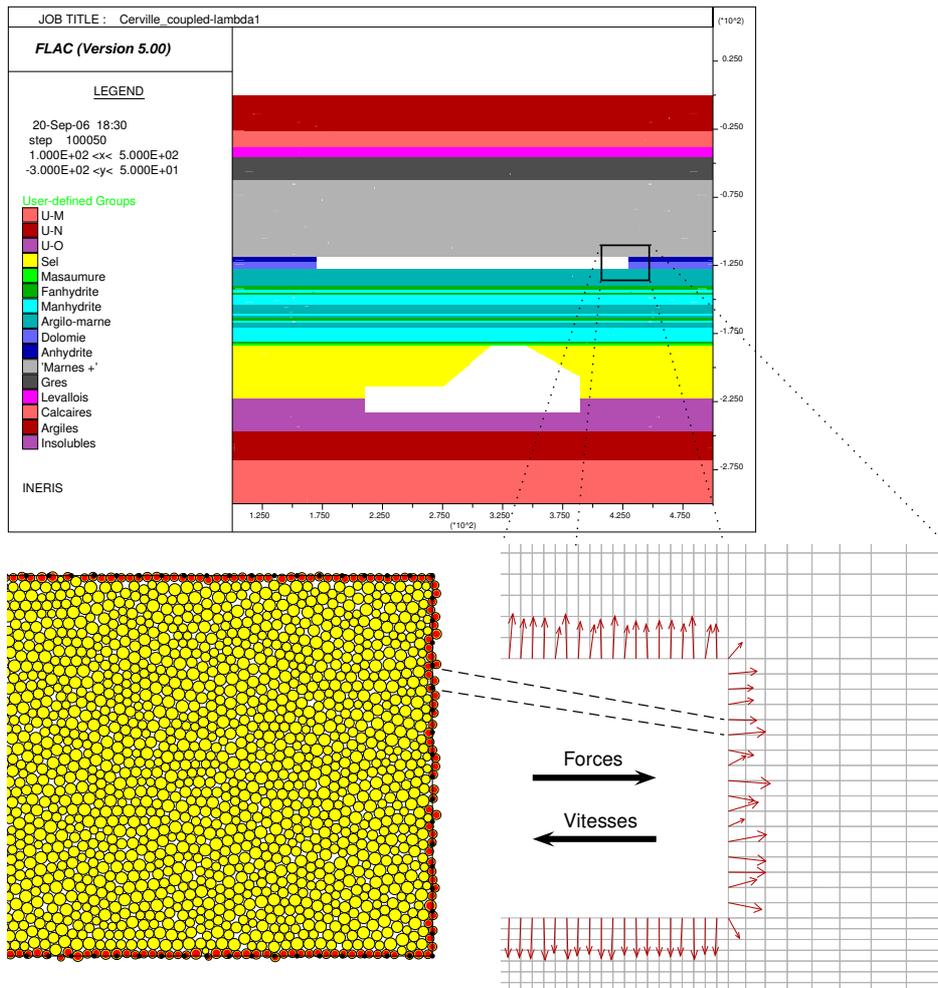


FIG. 9.1 – Modèle hybride FLAC-PFC^{2D} du site pilote. Détail de l'inclusion PFC^{2D} et maillage FLAC avec les forces appliquées aux segments de la frontière. Chaque segment de différences finies dans le modèle continu (points noirs sur les particules de la frontière) correspond à trois particules (en moyenne) du modèle discret.

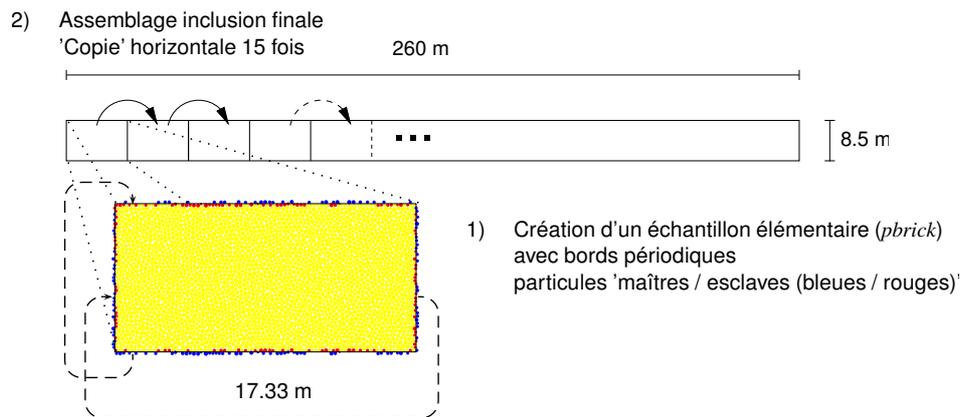


FIG. 9.2 – Création de l'inclusion PFC^{2D} à l'échelle du site pilote : 1) échantillon de base (*pbrick*) de 17.33 m de longueur et 8.5 m de hauteur, rayon moyen des particules ~ 12 cm. 2) assemblage pour former l'inclusion de 260 m par 8.5 m.

La création d'un modèle BPM de 260 m par 8.5 m (et surtout avec un tel rapport d'élançement) nécessite un traitement spécial. Pour créer des modèles BPM à grande échelle dans PFC^{2D}, il est conseillé d'utiliser la procédure *pbrick* développée par Itasca (1999b). Un échantillon avec des frontières périodiques est créé (sans parois pour le délimiter) avec l'identification des paires de particules *maîtres-esclaves* aux bords opposés pour simuler un milieu infini. En effet, la particule *maître* impose le mouvement à la particule *esclave* associée. Après la création d'un échantillon périodique de base, il peut être dupliqué exactement dans les deux directions de l'espace, un certain nombre de fois (les particules aux frontières étant identiques), pour constituer le modèle final.

Les différentes phases de création de l'inclusion dans notre cas, sont schématisées sur la figure 9.2. L'échantillon de base a pour dimensions 17.33 m de longueur par 8.5 m de hauteur et une distribution aléatoire des particules de rayon minimal 10 cm et un rapport $r_{max}/r_{min} = 1.5$ (environ 3000 particules). Après *consolidation*², la taille des particules est ajustée de sorte à créer un état de contrainte uniforme de 3 MPa³ (de manière analogue à celle présentée dans le Chapitre 7), un assemblage de 260 m de longueur est créé en dupliquant le modèle 15 fois dans la direction horizontalement (phase d'assemblage). Naturellement de cette façon, le caractère aléatoire *global* est perdu, car l'arrangement des particules est reproduit exactement dans la direction horizontale. En revanche, les caractéristiques du ciment sont assignées *après* que la phase d'assemblage a été achevée, les contacts ont donc des résistances distribuées aléatoirement dans la totalité du modèle. L'inclusion après assemblage (260 m x 8.5 m) contient environ 45000 particules. Sa *résolution* (quantité moyenne des particules par section verticale) est d'environ 30. Par conséquent, ses propriétés macroscopiques devraient être celles d'un échantillon ayant une résolution identique (Tableau 7.4).

Les zones du maillage continu FLAC localisées dans le secteur correspondant à l'inclusion doivent être supprimées (affectation du modèle de comportement nul) avant le démarrage des simulations. Le couplage des deux logiciels est établi après identification des particules périphériques dans PFC^{2D} et rattachement à un segment de la frontière du maillage FLAC comme il a été expliqué dans la section 6.5.

²Terminologie utilisée dans les codes Itasca pour désigner le modèle soumis à son état initial de contraintes et à un certain nombre de cycles de calcul jusqu'à l'équilibre pour obtenir l'état initial (précédant toute perturbation).

³Valeur des contraintes initiales (égal au poids des terrains susjacentes) de l'inclusion à une profondeur d'environ 120 m.

9.2 Résultats de la modélisation hybride FLAC-PFC^{2D}

Dans cette Section nous allons présenter les principaux résultats obtenus par l'approche hybride FLAC-PFC^{2D}. Les quatre modalités définies dans le Chapitre précédent ont également été reprises avec l'approche hybride, sauf la modalité dite de 'Laboratoire', supposée la moins réaliste au regard des propriétés des Marnes à anhydrite. Tous les calculs ont été réalisés en *quasi-statique*, ce qui signifie que l'analyse des résultats ne peut être faite, en toute rigueur, qu'à chacun des états d'équilibre.

En premier lieu, nous allons vérifier le bon fonctionnement de l'approche hybride, ainsi que la calibration des microparamètres PFC^{2D}, en comparant les résultats de l'approche hybride FLAC-PFC^{2D} à ceux obtenus précédemment avec l'approche continue FLAC, dans le cas de la modalité 'Mohr-Coulomb' et de la modalité 'Laboratoire -50 %'. Ces deux modalités nous semblent intéressantes pour l'analyse avec PFC^{2D}, car des ruptures en traction nettes se développent dans le banc raide pour des niveaux de saumure rabattu à -130 m et -160 m, respectivement.

9.2.1 Vérification numérique du modèle hybride en élasticité

La vérification du modèle numérique hybride est réalisée en comparant les déplacements et les contraintes obtenues par les deux approches à différents endroits du massif. Les profils choisis sont dessinés sur la Figure 9.3. Trois profils horizontaux du déplacement vertical ont été réalisés : le premier à la surface (0 m), le deuxième à la base du banc de Dolomie de Beaumont (-127.5 m), et le dernier en dessous du banc raide à la base des Marnes à argile (Argilo-Marne) juste au contact du banc raide (-139.5 m). Les contraintes verticales, horizontales et les contraintes principales dans le plan sont extraites à deux profondeurs : 1) juste à la base de la Dolomie de Beaumont (-127.5 m), et à 2 m de la base du banc (-125.5 m).

Les figures 9.4 et 9.5 montrent les déplacements verticaux et les contraintes principales calculés pour un niveau de saumure rabattu à 150 m de profondeur (soit 0.4 MPa de pression au toit de la cavité), juste avant l'apparition de plastification dans le banc raide (Modalité 'Mohr-Coulomb'). Nous pouvons remarquer la superposition des déplacements et des contraintes calculés par les deux approches, ce qui valide la calibration des microparamètres réalisée pour reproduire les propriétés mécaniques *élastiques* de l'inclusion PFC^{2D}, mais aussi l'extension et les conditions initiales appliquées dans l'inclusion. Le même exercice de comparaison des déplacements et des contraintes pour la modalité 'Laboratoire -50%' avant le démarrage de la plastification du banc raide, a été également réalisé avec succès (voir Annexe B).

Nous remarquons que l'inclusion PFC^{2D} comporte une partie considérable du modèle géomécanique sous sollicitation, et donc quelques différences pourraient être attendues à cause des différences intrinsèques entre les deux approches. Pourtant, les réponses élastiques des modèles FLAC et FLAC-PFC^{2D} sont identiques.

9.2.2 Comparaison FLAC / FLAC-PFC^{2D}

Dans la section précédente nous avons constaté que la réponse élastique de l'inclusion est en accord avec les calculs faits avec l'approche continue. D'autre part comme nous le verrons, l'extension des

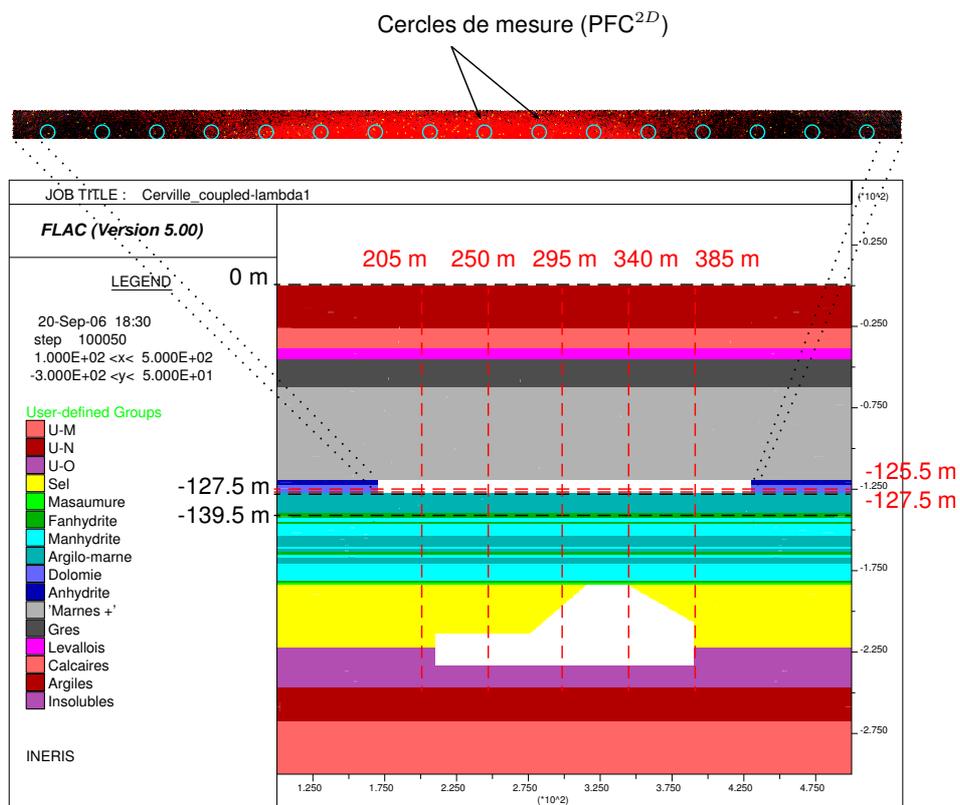


FIG. 9.3 – Localisation des différents profils utilisés pour l’analyse. En noir, profils de déplacement vertical, en rouge profils des contraintes. Pour l’estimation des contraintes dans l’inclusion PFC^{2D}, on a précisé la localisation des *cercles de mesure* utilisés pour l’évaluation.

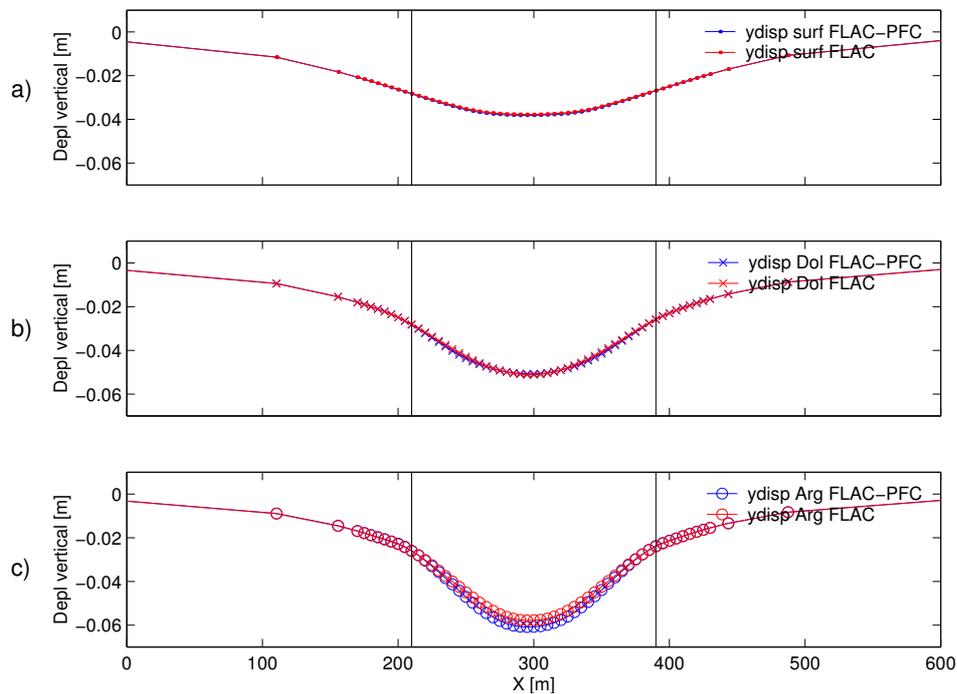


FIG. 9.4 – Comparaison des déplacements verticaux le long de profils horizontaux localisés respectivement : a) à la surface (0 m), à la base de la Dolomie de Beaumont (-127.5 m), et c) à la base des Argilo-Marne (-139.5 m). En rouge : FLAC, en bleu : FLAC-PFC^{2D}. Lignes verticales correspondent aux limites latérales de la cavité. Modalité 'Mohr-Coulomb' niveau de saumure -150 m.

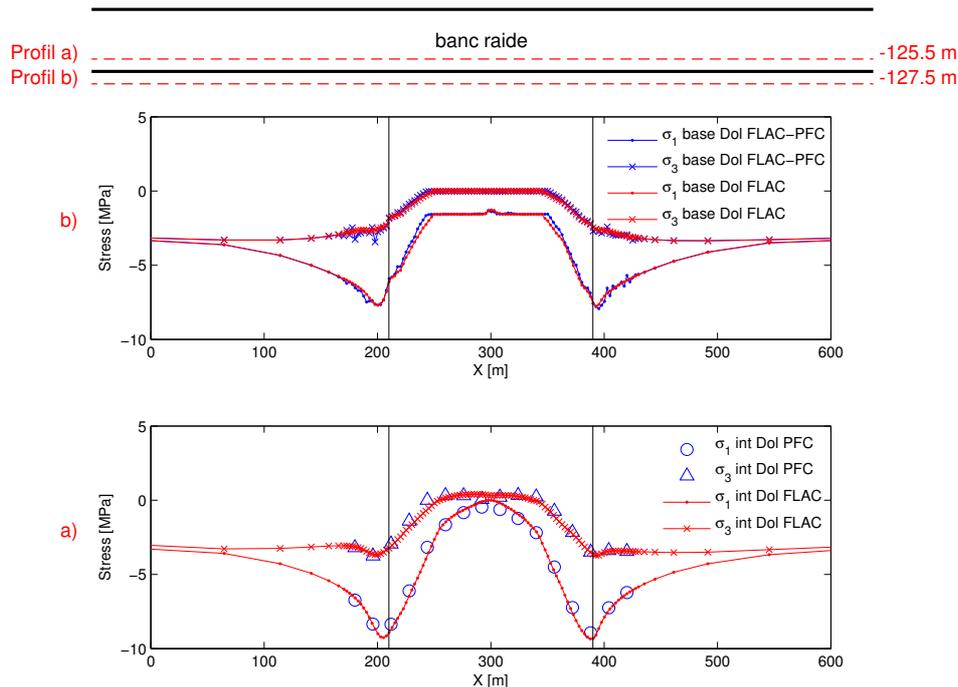


FIG. 9.5 – Évolution des contraintes principales majeure et mineure dans le plan coupe le long des profils a) et b) au niveau du banc raide. Modalité 'Mohr-Coulomb' niveau de saumure rabattu à -150 m. En rouge : FLAC, en bleu : FLAC-PFC^{2D}.

zones plastifiées dans les Marnes à anhydrite reste identique dans les deux approches. Nous souhaitons à présent analyser le développement et la coalescence des microfissures dans le banc raide modélisé par PFC^{2D}, et les comparer à l'apparition des zones plastifiées prédites par l'approche continue FLAC dans le même banc.

D'après les calculs présentés dans la section 8.4, les ruptures en traction apparaissent, dans le cas de la modalité 'Mohr-Coulomb', pour un rabattement du niveau de saumure autour de 160 m de profondeur (soit 0.28 MPa de pression sur le toit de la cavité). Pour la modalité 'Laboratoire -50%' ce niveau est voisin de -130 m (soit 0.64 MPa de pression de saumure).

Modalité 'Mohr-Coulomb'

La remontée de la plasticité dans les Marnes à anhydrite commence dès que la pression au toit de la cavité devient inférieure à 1 MPa, ce qui correspond à un niveau de saumure rabattu à plus de 100 m de profondeur (Figure 8.13). Elle s'initie par une plastification étalée horizontalement dans les Marnes à argile (Argilo-Marne), le faciès le moins résistant parmi les Marnes à anhydrite. Dans le banc raide (Figure 9.6), il n'y aucune évidence de coalescence des microfissures (i.e. formation de macrofractures) à cette étape et jusqu'à ce que le niveau de saumure atteigne -160 m (étapes de microfissuration *diffuse* dans le banc). La concentration des forces n'est pas encore très nette, même si l'on constate le développement d'une zone en traction au centre de l'inclusion par rapport aux appuis. Quand le niveau de saumure atteint 150 m de profondeur (0.4 MPa de pression sur le toit de la cavité), la plasticité des Marnes irisées supérieures (au dessus du banc raide) démarre sans pour autant que

des zones du banc raide ne commencent à rompre (en accord avec les calculs purement continus du Chapitre 8). À 160 m de profondeur (0.28 MPa), deux zones en traction apparaissent dans la fibre supérieure à l'aplomb des bords de la cavité, avec une concentration des microfissures en traction. À partir de 165 m (0.22 MPa) on note une coalescence des microfissures dans deux zones localisées aux appuis dans la fibre supérieure du banc. À partir de 170 m (0.16 MPa), la coalescence apparaît dans la partie centrale à la base du banc. En effet, la théorie de Résistance des Matériaux prévoit que la résistance à la traction d'une poutre encastree, est d'abord atteinte dans la fibre supérieure aux niveaux des appuis, puis dans un second temps, dans la fibre inférieure au centre de la poutre, c'est-à-dire le comportement d'une poutre encastree, puis celui d'une poutre simple (Diederichs et Kaiser, 1999).

Le seuil d'apparition de macrofractures (coalescence de microfissures) correspond (à 5 m près du niveau de saumure) à celui observé pour l'apparition de la plastification dans l'approche continue (lorsque l'on modélise complètement le banc avec FLAC). Cela confirme que la calibration des microparamètres définissant le critère de rupture en traction du banc reste satisfaisante après changement d'échelle (échantillon de laboratoire - inclusion à l'échelle du site). De toute manière, dans l'approche purement continue FLAC, l'apparition des trois zones plastifiées dans le banc (deux sur les appuis, puis une au centre) se produit quasi-simultanément, alors que dans le cas du modèle présent hybride FLAC-PFC^{2D}, les ruptures apparaissent d'abord sur les appuis, et postérieurement au centre.

Après cette étape, pour un niveau de saumure rabattu à -170 m (0.16 MPa sur le toit de la cavité), des microfissures coalescent à la base du banc et commencent à se propager vers le haut (en accord aussi avec les calculs continus). Il faut souligner également que avec les calculs purement continus, l'équilibre n'est plus atteint au-delà de 165 m. Les terrains du recouvrement situés au-dessus de la cavité évoluent vers le vide, indiquant une instabilité numérique qui pourrait correspondre à l'initiation d'un effondrement brutal.

Une autre façon de mettre en évidence cette instabilité, pour un niveau de saumure rabattu autour de -165 m, est l'analyse des nombres de microfissures générées dans le banc au cours du rabattement du niveau de saumure. La Figure 9.7 montre une augmentation nette du nombre des microfissures dès que la pression de saumure au toit de la cavité est inférieure à 0.22 MPa (au-delà de -165 m). Ce type de changement a été observé dans des simulations avec PFC^{2D} à l'échelle du laboratoire, et indique la création d'une ou plusieurs macrofractures (augmentation significative et brusque des émissions acoustiques) qui entraînent la perte totale de résistance de l'échantillon (Diederichs, 2003; Diederichs *et al.*, 2004; Potyondy et Cundall, 2004).

Un dernier point intéressant est à remarquer sur la figure 9.7 : nous avons vu, au moment de la calibration des microparamètres au Chapitre 7, l'effet du ratio σ_c/τ_c sur le comportement d'un échantillon PFC^{2D} chargé en compression (test biaxial) ou en traction (test brésilien). Dans le modèle de base, le ratio est fixé à 0.6 ($\sigma_c/\tau_c = 15 \text{ MPa} / 25 \text{ MPa}$). Cela pourrait avoir des conséquences sur la génération des émissions acoustiques, puisqu'une telle valeur de ratio favoriserait les fissures en traction plutôt qu'en cisaillement (Hazzard et Young, 2002). Une modalité supplémentaire, présentée en annexe C, montre que l'augmentation de σ_c/τ_c de 0.6 à 1, conduit à une distribution spatiale des microfissures très similaire à celle illustrée sur la figure 9.6, la seule différence étant le nombre légèrement plus important des microfissures en cisaillement apparaissant dans le banc (Figure 9.7). Toutefois ce nombre de microfissures en cisaillement reste marginal par rapport à celui des microfissures en traction. Dans les deux cas ($\sigma_c/\tau_c = 1$ ou 0.6), les microfissures sont toutefois majoritairement **en traction** (moins de 10 % de microfissures en cisaillement).

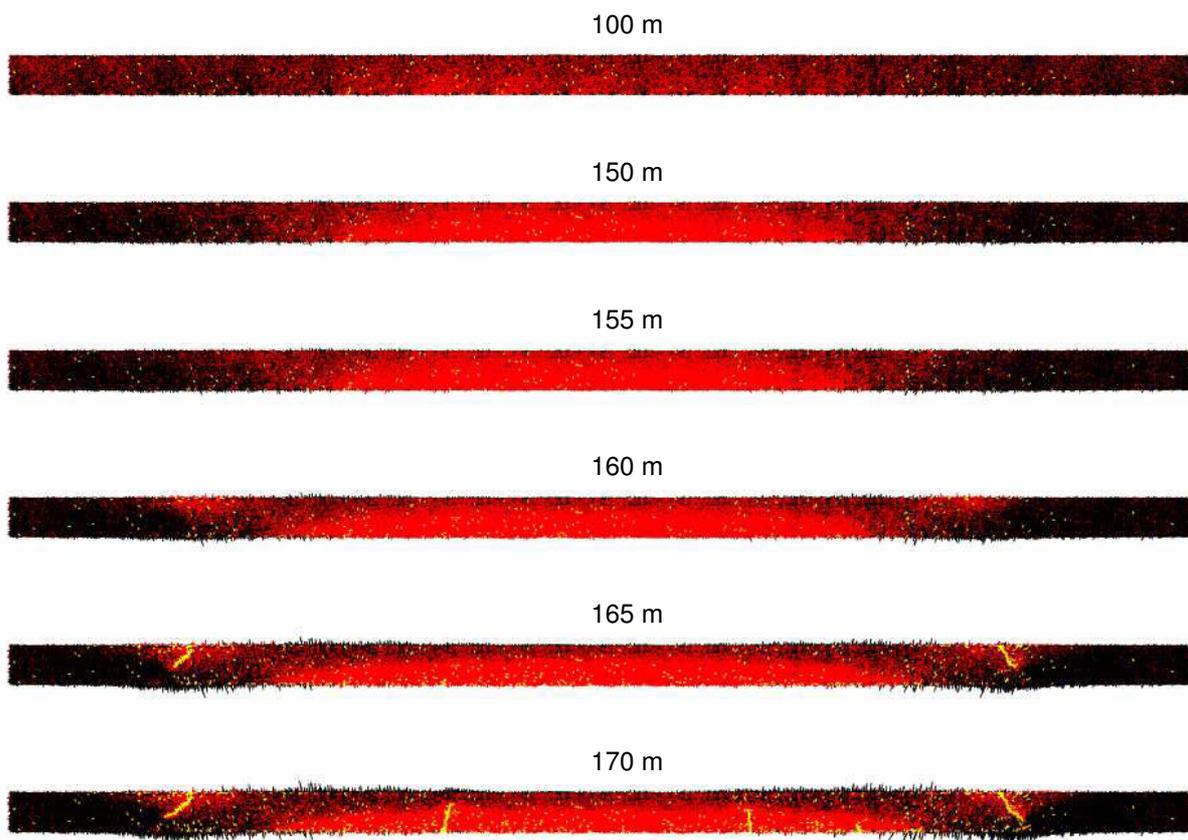


FIG. 9.6 – Inclusion PFC^{2D} : calcul hybride avec la modalité 'Mohr-Coulomb', niveaux de saumure -100 m → -170 m. Forces dans le ciment (contacts en parallèle) traction /compression : rouge/noir. Fissures en traction/cisaillement : jaune/bleu.

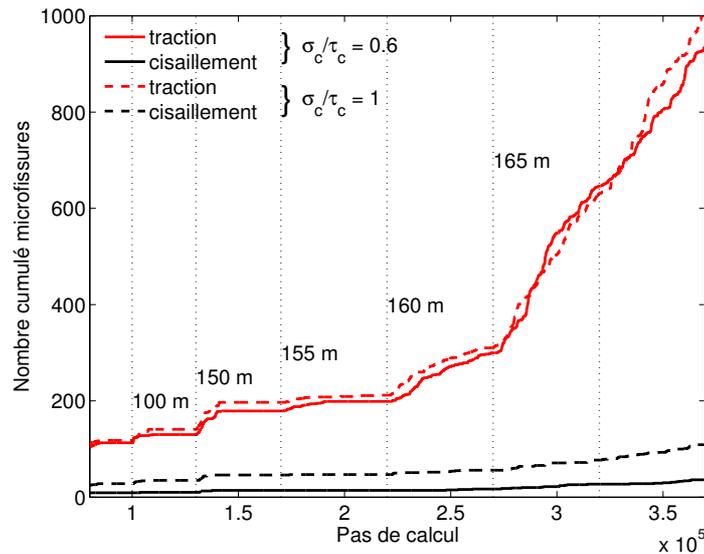


FIG. 9.7 – Évolution du nombre de microfissures en traction/cisaillement : rouge/noir, pour la modalité 'Mohr-Coulomb'. Trait continu : inclusion PFC^{2D} avec $\sigma_c/\tau_c = 0.6$, trait pointillé : inclusion PFC^{2D} avec $\sigma_c/\tau_c = 1$. Les lignes verticales représentent les différentes étapes de la vidange de la cavité.

Enfin, la figure 9.8 illustre l'évolution des contraintes principales majeure et mineure le long des profils verticaux (présentés dans la figure 9.3) dans les formations du recouvrement. Les profils ont été localisés approximativement aux niveaux des appuis pour cette modalité ($X = 205$ m et $X = 385$ m), dans les zones de déformation maximale des marnes au mur du banc raide ($X = 250$ m et $X = 340$ m), et au centre de l'inclusion ($X = 295$ m). Si l'on observe les profils verticaux des contraintes correspondant aux étapes critiques (niveaux de saumure rabattus à -150 m et à -160 m), nous constatons que des zones en traction ($\sigma_3 > 0$) sont générées dans les profils centraux à la base du banc raide, et dans la fibre supérieure aux appuis.

Modalité 'Laboratoire -50%'

Au delà du fait que la plastification du banc raide se produit pour différents niveaux de saumure, à cause d'une remontée plus *rapide* de la plasticité pour la modalité 'Laboratoire -50%' par rapport à la modalité 'Mohr-Coulomb' (-130 m et -160 m, respectivement), la différence la plus remarquable entre les deux modalités, reste l'étendue de la zone plastifiée dans les Marnes à anhydrite avec une influence significative sur la position des appuis du banc raide. Ainsi par exemple sur la figure 9.9, nous constatons que les zones en traction au toit de l'inclusion (dans la fibre supérieure) se situent presque aux limites latérales de celle-ci (comparer avec les zones en traction de la Figure 9.6). Par conséquent, il n'y pas développement de fractures de la partie supérieure vers la partie inférieure de l'inclusion PFC^{2D}, pour cette modalité⁴. Au contraire, on retrouve deux zones de fracture qui se développent du bas vers le haut (Figure 9.9) à partir d'un niveau de saumure rabattu à -130 m (soit 0.64 MPa de pression sur le toit de la cavité). Ces deux fractures ont été également prédites avec l'approche FLAC (Figure 8.10) juste au-dessus des zones avec une déformation plastique importante dans les

⁴Il aurait fallu élargir l'inclusion PFC^{2D} pour inclure les zones en traction sur les appuis.

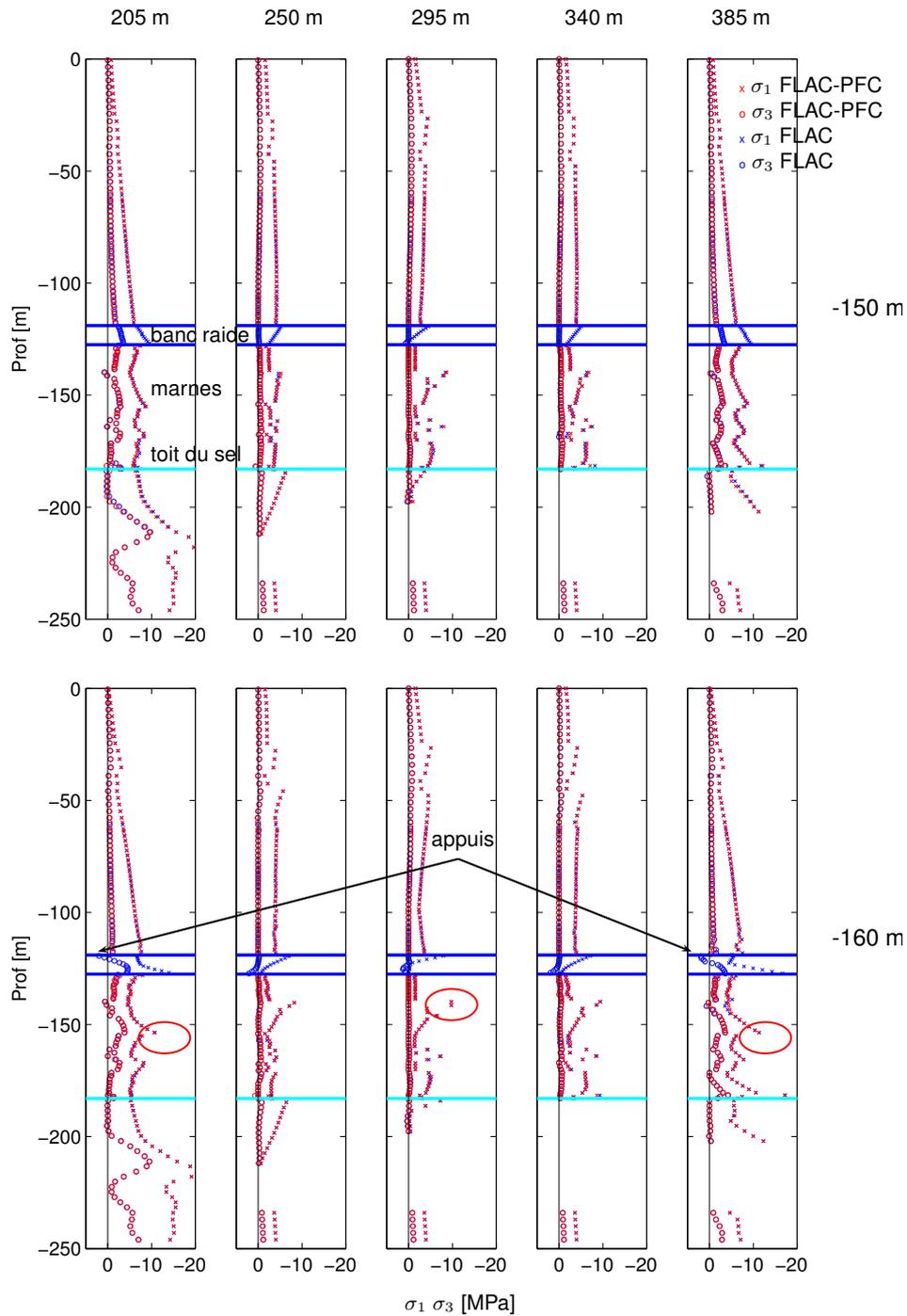


FIG. 9.8 – Évolution des contraintes principales majeure et mineure dans le plan de coupe le long des profils verticaux. Modalité 'Mohr-Coulomb' niveaux de saumure -150 m avant rupture du banc raide (haut), et -160 m après rupture du banc (bas). Les ellipses rouges montrent des zones en surcontrainte par rapport à la modalité 'Laboratoire -50%' (Figure 9.11).

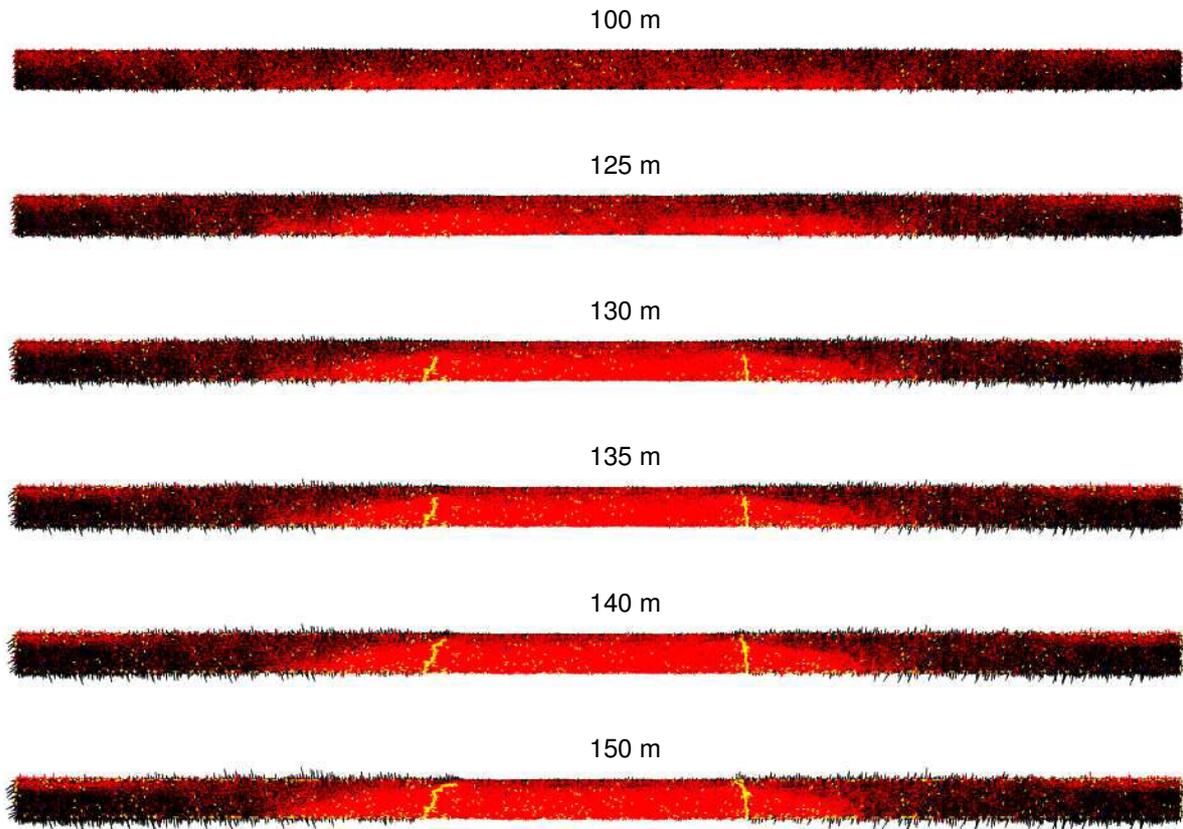


FIG. 9.9 – Inclusion PFC^{2D} : calcul hybride avec la modalité 'Laboratoire -50%', niveaux de saumure -100 m → -150 m. Forces dans le ciment (contacts en parallèle) traction /compression : rouge/noir. Fissures en traction/cisaillement : jaune/bleu. La plupart des microfissures (plus de 90%) sont en traction.

Marnes à anhydrite. Nous remarquons que ces fractures *en traction* se propagent vers l'intérieur du banc, relativement à la direction de compression maximale.

Comme nous l'avons fait pour la modalité 'Mohr-Coulomb', nous avons représenté sur la figure 9.10 la quantité des microfissures en traction et en cisaillement qui apparaissent à chaque étape du rabattement du niveau de saumure. De la même manière que dans la modalité 'Mohr-Coulomb', une inclusion avec $\sigma_c/\tau_c = 1$ a été aussi utilisée (présentée en annexe C), et l'on observe que la plupart des microfissures (> 90 %) sont encore *en traction*.

De la même manière que pour la modalité 'Mohr-Coulomb', nous avons tracé les contraintes le long des profils verticaux correspondant aux étapes critiques (niveaux de saumure rabattus à -125 m et à -130 m). Remarquons l'apparition de contraintes en traction à la base du banc ($\sigma_3 > 0$) pour les profils centraux (X = 250 m, X = 295 m et X = 340 m). Contrairement à la modalité 'Mohr-Coulomb', les zones en traction dans la fibre supérieure du banc ne sont pas développées pour cette modalité dans les profils latéraux (X = 205 m et X = 385 m).

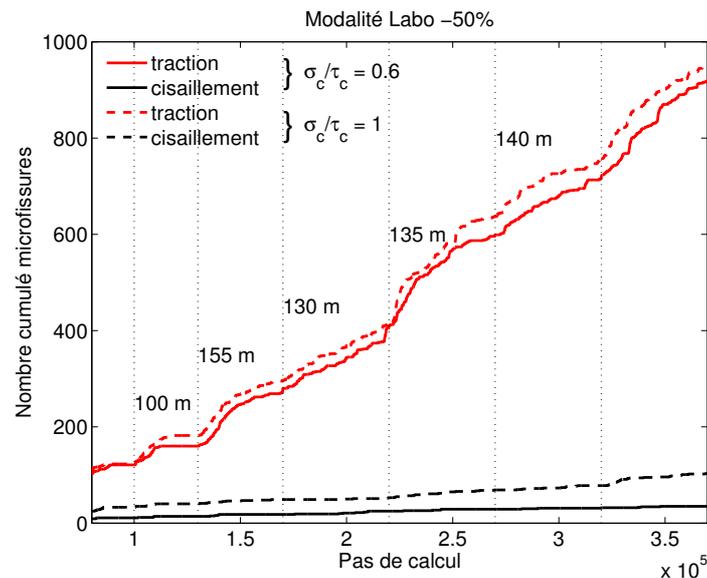


FIG. 9.10 – Évolution du nombre de microfissures en traction/cisaillement : rouge/noir, pour la modalité 'Laboratoire -50%'. Trait continu : inclusion PFC^{2D} avec $\sigma_c/\tau_c = 0.6$, trait pointillé : inclusion PFC^{2D} avec $\sigma_c/\tau_c = 1$. Les lignes verticales représentent les différentes étapes de la vidange de la cavité.

9.2.3 Synthèse des résultats de la modélisation hybride

De l'ensemble des éléments présentés dans ce Chapitre, se dégagent les points suivants :

1. Les caractéristiques mécaniques des faciès Marnes à anhydrite jouent un rôle prépondérant dans l'apparition et la cinétique de rupture du banc de Dolomie. En considérant un comportement ductile de ces faciès (élastoplastique parfait défini à partir des seuils d'endommagement obtenus en laboratoire⁵), ou bien un comportement élastoplastique avec écrouissage avec des caractéristiques de laboratoire⁶ réduites de 50% (pour tenir compte de l'effet d'échelle), le mécanisme de rupture du banc raide est essentiellement **en traction** : d'abord dans la fibre supérieure à l'aplomb des appuis, puis dans la fibre inférieure dans la partie centrale du banc (ruptures parallèles à l'arc de compression maximale).
2. Les différences remarquables entre les deux modalités ('Mohr-Coulomb' et 'Laboratoire -50%') sont :
 - ◇ l'étendue de la zone plastique dans les Marnes à anhydrite pour les deux modalités, ce qui a une influence notable sur la position des appuis et les fractures associées. En effet, l'inclusion PFC^{2D} n'est pas suffisamment large latéralement pour couvrir la zone d'apparition des ruptures en traction à l'aplomb des appuis pour la modalité 'Laboratoire -50%' ;
 - ◇ le 'début' d'apparition des ruptures dans le banc, est étroitement lié à la vitesse de remontée de la plastification dans les Marnes à anhydrite (plus importante pour la modalité 'Laboratoire -50%' que pour 'Mohr-Coulomb').

⁵valeurs globalement 25% plus faibles que les valeurs de résistances au pic.

⁶Rappelons que par 'caractéristiques de laboratoire à être réduites', nous entendons les paires (c, Φ) calculés (par régression linéaire) à partir des seuils d'endommagement et de résistances au pic et résiduelle.

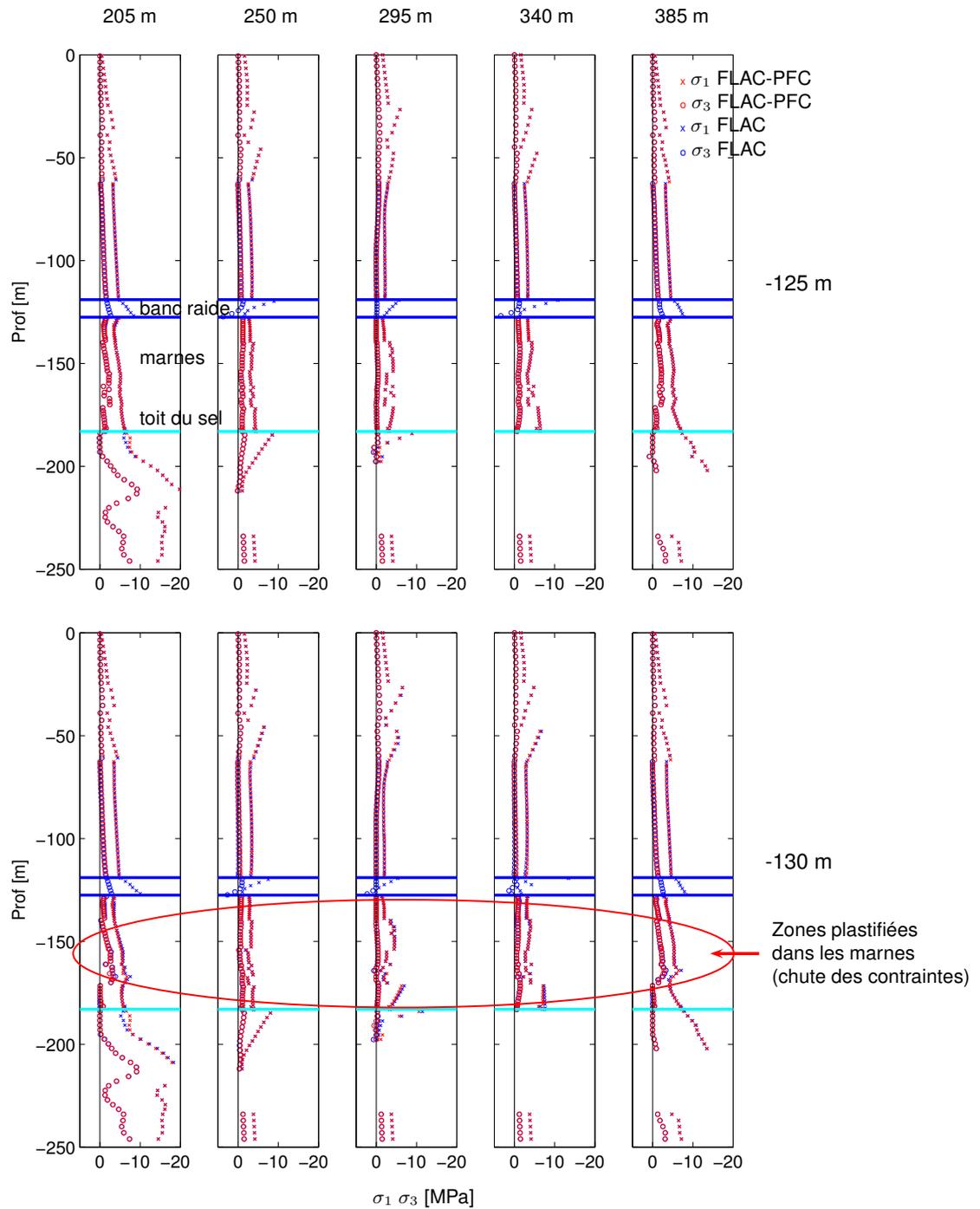


FIG. 9.11 – Évolution des contraintes principales majeure et mineure dans le plan de coupe le long des profils verticaux. Modalité 'Laboratoire -50%' niveaux de saumure -125 m avant rupture du banc raide (haut), et -130 m après rupture du banc (bas).

3. La représentation des contraintes principales le long des profils verticaux (Figures 9.8 et 9.11) permet d'apprécier davantage l'amplitude (concentration) des contraintes dans les faciès marneux situés entre le gisement du sel et le banc raide. De manière globale, les formations du toit sont plus contraintes (l'amplitude de la contrainte majeure est plus importante) dans le cas de la modalité 'Mohr-Coulomb' que dans la modalité 'Laboratoire -50%', particulièrement le long des couches fines des faciès anhydritiques (Fanhydrite), les plus résistantes entre les Marnes à anhydrite.
4. Dans les deux cas, les réponses des modèles mis au point respectivement avec l'approche continue et l'approche hybride FLAC-PFC^{2D} sont *qualitativement* identiques au regard des zones plastiques dans le banc raide modélisé par l'approche continue, et à celles associées à la coalescence des microfissures dans l'inclusion discrète PFC^{2D}.
5. L'avantage principal de la méthodologie hybride présentée consiste à pouvoir rendre compte du comportement élasto-fragile du banc raide, en représentant *explicitement* les microfissures (c'est-à-dire leur initiation, leur propagation et leur coalescence). De plus, il est naturel d'associer l'évolution des ces microfissures à l'activité microsismique qui en résulterait, même si dans le cadre de ce travail nous étions limités au simple comptage des microfissures dans la mesure où la propagation subcritique des microfissures (évolution dans le temps) n'a pas été prise en compte. Ceci pourrait constituer une des perspectives de ce travail.

Chapitre 10

Conclusions

Dans cette partie de la thèse, nous avons abordé la problématique de la modélisation numérique de l'endommagement des roches et des émissions acoustiques associées. Dans cette perspective, le site pilote de Cerville-Buissoncourt devrait à terme fournir les mesures géomécaniques et géophysiques nécessaires à la validation de tels modèles. Le retard dans la reprise de l'exploitation nous a obligé, dans le cadre de la thèse, à nous limiter sur la mise-en-place d'un modèle géomécanique du site pilote et des études de sensibilité sur le comportement des formations du recouvrement, en envisageant une évaluation postérieure par rétro-analyse, une fois les mesures seront disponibles.

La mise en place d'un modèle qui intègre les différentes formations (et leur comportement mécanique) présentes dans le site pilote (banc raide, couches marneuses, couche de sel), ainsi que la possibilité de génération instantanée des microfissures dans le massif, nécessite une approche non-conventionnelle. Un modèle *hybride* Différences Finies / Éléments Discrets a été mis en œuvre en s'appuyant sur les logiciels FLAC et PFC^{2D}.

Un effort considérable a été engagé pour la calibration des microparamètres du modèle discret, permettant de reproduire la réponse mécanique du banc raide constitué de la Dolomie de Beaumont et d'un niveau d'anhydrite. Pour ce faire, les résultats issus des essais triaxiaux, brésilien et de flexion 3 points sur des échantillons provenant du banc raide ont été utilisés. Cette modélisation à l'échelle d'éprouvettes de laboratoire permet une finesse géométrique appropriée (particules de taille sub-millimétrique), avant le passage à un modèle à l'échelle du site pilote (la taille des particules devient centimétrique). Heureusement, ce changement d'échelle n'induit pas une modification importante du comportement mécanique (notamment les modules élastiques, les seuils d'endommagement et les critères de rupture), dans la mesure où la *résolution* du modèle (nombre des particules par dimension plus petite du modèle) est conservée. D'autre part, nous étions confrontés à une limitation des modèles BPM pour reproduire simultanément la résistance à la traction et à la compression. La solution idéale consistait à diminuer la taille des particules jusqu'à ajuster la résistance à la traction macroscopique de l'échantillon (la résistance à la compression étant moins dépendante de la taille des particules). Cela nous conduirait à créer des modèles avec un nombre des particules incompatible avec nos ressources informatiques actuelles. Nous avons donc privilégié la calibration mécanique du modèle BPM du banc raide *en traction* plutôt qu'en compression, simplement en réduisant les résistances de contacts pour ajuster la résistance à la traction, au détriment de la valeur obtenue de résistance à la compression. Cela ne semble pas être dommageable dans le cadre de cette étude puisque l'essentiel des ruptures

attendues dans le banc raide serait en traction. Finalement, les microparamètres à l'échelle des éprouvettes et d'un modèle BPM à l'échelle du site ont été calibré de sorte que la réponse macroscopique des tests triaxiaux, brésilien et de flexion 3 points simulés coïncide (au mieux) avec les observations du laboratoire.

Afin d'approcher le comportement global du site pilote de Cerville-Buissoncourt au processus de la vidange de saumure, un modèle numérique à grande échelle a été d'abord mis au point sur la base d'une approche continue à l'aide du code de calcul en Différences Finies FLAC, largement utilisé par la communauté scientifique et industrielle internationale. Ce modèle continu nous a permis de préciser les dimensions optimales du modèle géométrique (de par les dimensions de la cavité) ainsi que les conditions aux limites. Enfin ce modèle continu, nous a également permis d'approcher les modes de rupture probables du banc raide en fonction des caractéristiques mécaniques utilisées pour les autres couches du recouvrement. En particulier, le comportement des faciès marneux, situés entre le banc raide et le gisement de sel, joue un rôle prépondérant dans la cinétique de rupture du banc raide de la Dolomie de Beaumont et l'anhydrite.

Une méthodologie de modélisation *hybride* associant le code continu FLAC et le code discret PFC^{2D} a été développée. Une inclusion PFC^{2D} de 260 m de largeur et 8.5 m de hauteur a été utilisée pour modéliser le banc raide de la Dolomie de Beaumont et l'anhydrite à l'aplomb de la cavité (large de 180 m et haute de 50 m). Les autres matériaux ont été modélisés à l'aide du logiciel FLAC avec des comportements mécaniques allant de l'élasticité à l'élastoplasticité avec écrouissage.

Les résultats de l'approche hybride FLAC-PFC^{2D} ont été comparés à ceux obtenus par l'approche purement continue FLAC. Les réponses élastiques des modèles FLAC et FLAC-PFC^{2D} sont identiques. L'apparition des macrofractures (par coalescence de microfissures) dans le banc raide modélisé par PFC^{2D} dans l'approche hybride, et les zones plastifiées du banc dans l'approche FLAC coïncident pour une certaine pression dans la cavité, dans les deux modalités testées. La calibration des microparamètres du modèle BPM du banc raide est donc correcte, en termes de sa réponse élastique, ainsi que pour l'apparition des macrofractures.

Perspectives

Dans les simulations hybrides, nous avons vu que la réponse en traction du banc modélisé par PFC^{2D} a été privilégiée en détriment de celle en compression. Bien que la démarche soit justifiée dans le cadre de la simulation entreprise dans cette thèse, il serait utile d'apporter une amélioration de la calibration pour rendre compte *à la fois* de la réponse en traction et en compression. Cette optimisation permettra par ailleurs de simuler d'autres phénomènes de rupture susceptibles de se produire dans le banc raide, tel que l'écrasement ('crushing') dans les zones compressives des appuis par exemple. Une voie à explorer consiste à utiliser des modèles BPM formés de macro-particules ('clusters') constituées, à leur tour, de plusieurs particules collées les unes aux autres avec une résistance de contact plus importante, voire 'infinie' (Boutt et McPherson, 2002; Potyondy et Cundall, 2004).

Une méthodologie de modélisation intéressante à mettre en œuvre à terme, consisterait à identifier d'abord les zones potentielles de plastification/endommagement dans le banc raide suite à une sollicitation par rabattement du niveau de saumure, en faisant appel à une modélisation continue, ou bien continue-discrète avec une résolution grossière (tel est le cas dans cette thèse). Dans une deuxième

phase, des inclusions discrètes de plus petite taille (inférieure aux dizaines des mètres) sont placées aux endroits potentiellement endommageables avec tailles de particules sub-millimétriques, qui ressemblent plus fidèlement la microstructure d'une roche fragile. Le travail récent de [Cai et al. \(2006\)](#) suit cette stratégie (l'inclusion PFC^{2D} est de 0.5 m par 1 m à l'échelle de l'ouvrage). Pourtant, ils n'ont pas identifié les régions à risque d'endommagement prononcé autour de l'ouvrage. Leur intérêt était exclusivement de comparer les résultats de modélisation avec les données enregistrées au voisinage d'un géophone très haute fréquence (70 kHz), dans un souci de caractérisation du seuil d'initiation d'endommagement *in-situ*.

Nous avons constaté que les propriétés des faciès marneux (Marnes à anhydrite) situés entre le banc raide et la couche de sel jouent un rôle prépondérant dans la stabilité du recouvrement. Par conséquent, une rétro-analyse fine peut être envisagée après les essais de pression dans la cavité à venir. Les propriétés de la Dolomie de Beaumont et du niveau d'anhydrite sont intimement liées à ce problème, et ils devraient donc faire l'objet d'une étude paramétrique. Pour cela, les mesures d'émissions acoustiques, provenant du capteur hydroacoustique placé au niveau du banc raide, seraient d'une grande utilité.

Tous les calculs hybrides ont été faits en régime *quasi-statique*, avec un pas de temps fictif (identique) pour les deux logiciels FLAC et PFC^{2D}. L'étape finale de chaque simulation correspond à un état d'équilibre et à une propagation *stable* des microfissures dans l'inclusion PFC^{2D}. Nous pourrions directement associer chaque microfissure générée à une émission acoustique ([Cai et al., 2006](#)). Il est clair que de cette façon, on ne simule pas l'évolution des microfissures *dans le temps* (propagation *subcritique* des microfissures ([Atkinson, 1984](#))), et par conséquent on ne tient pas compte de la possibilité d'un transfert dynamique des contraintes entre les différentes microfissures. Pour une analyse quantitative des paramètres de la source sismique, il faudrait réaliser des calculs hybrides avec un pas de temps *réel* soumis aux conditions de stabilité d'un calcul dynamique, et avec des valeurs d'amortissement réalistes.

Quatrième partie

Conclusion générale

Conclusion générale

Les travaux réalisés dans le cadre de cette thèse consistaient à développer deux axes complémentaires de recherche sur la sismicité induite par l'exploitation d'une cavité saline. Il s'agit notamment : (1) d'analyser et caractériser la sismicité induite dans le contexte du site pilote de Cerville-Buissoncourt, et (2) de la modélisation numérique des déformations et de l'endommagement dans le recouvrement associés à l'évolution de la cavité vers la surface. Les conclusions détaillées des travaux relatifs à ces deux axes de recherche sont présentés dans les chapitres 5 et 10. En guise de conclusion générale, nous rappellerons quelle était la motivation initiale de ce travail de thèse, en soulignant le point d'intersection des deux parties traitées.

Le suivi spatio-temporel de la sismicité induite par l'exploitation de la cavité saline de Cerville-Buissoncourt, dès la reprise de la dissolution jusqu'à l'effondrement final, figurait comme prioritaire. Cela aurait permis d'acquérir l'information nécessaire pour aborder la modélisation de l'endommagement progressif des couches du recouvrement et la génération de la sismicité associée. Pour les raisons exposées dans la section 1.4, la reprise de la dissolution n'a pas eu lieu, l'analyse de la sismicité induite s'est donc limité à caractériser l'état initial de la cavité avant le redémarrage de l'exploitation.

Dans un premier temps, les signaux issues des tirs d'une campagne de tomographie sismique réalisée dans le site ont été analysés pour caler le réseau microsismique. Les résultats de l'analyse ont permis :

- ◇ d'orienter les sondes 3D du réseau avec une incertitude inférieure à 5° ;
- ◇ de définir un modèle de vitesse 1D du site ;
- ◇ d'analyser l'atténuation anélastique à partir des rapport spectraux des signaux enregistrées sur les sondes les plus profondes du forage M6.

D'autre part, l'analyse de la sismicité induite enregistrée par le réseau entre Janvier 2005 et Décembre 2006 a permis de caractériser l'état initial de la cavité en terme d'activité microsismique. Deux types d'événements ont été identifiés : (1) les événements isolés correspondant aux ruptures localisées (moins de 0.5 secondes de durée), et (2) les événements en rafale, d'une dizaine de secondes de durée. Les deux groupes présentent des contenus fréquentiels similaires situés entre 20 Hz et 200 Hz, avec une fréquence dominante inférieure ou égale à 80 Hz. Rappelons que des événements intermédiaires (événements isolés déclenchés l'un après l'autre) ont été aussi enregistrés.

D'après les résultats de localisation d'hypocentres, la totalité de la sismicité enregistrée est générée au niveau de la cavité dans le gisement de sel, ou bien dans les faciès marneux qui composent le toit immédiat de la cavité actuelle. De plus, les caractéristiques des événements enregistrés ne correspondraient pas à celles d'une fracturation fragile classique. Les basses fréquences enregistrées et les déclenchements en rafale seraient liés à des phénomènes de délitement puis de décrochement de blocs

de marne, suivis des chutes de blocs dans la cavité remplie de saumure. Bien que le phénomène est non sans intérêt, nos efforts de modélisation ne se sont pas focalisés sur ce type d'activité sismique.

Le travail de modélisation numérique a été focalisé sur la possibilité de rendre compte de l'endommagement dans les couches **fragiles** du recouvrement et de la sismicité associée. Pour ce faire, une technique *hybride* continue-discrète (continue pour les lithologies dont le comportement est ductile et discrète pour les couches compétentes dont le comportement est élasto-fragile) a été utilisée. L'objectif était de pouvoir générer de la microfissuration dans le banc raide du recouvrement constitué de la Dolomie de Beaumont et de l'anhydrite, en prévision d'une confrontation avec des données des mesures après des essais de pression à venir, ou bien l'effondrement final.

Nous avons mis en œuvre un modèle géomécanique à l'échelle du site pilote qui intègre les différentes formations géologiques présentes dans le recouvrement de la cavité ainsi que l'initiation, la propagation et la coalescence des microfissures dans le banc raide, à l'aide des logiciels FLAC et PFC^{2D}. La calibration du modèle discret PFC^{2D} pour reproduire le comportement **en traction** du banc a été réalisée et vérifiée numériquement à l'échelle du site pilote. Cette vérification a été basée sur la comparaison, en termes de la réponse élastique et d'apparition des ruptures dans le banc raide, entre l'approche hybride FLAC-PFC^{2D} et la modélisation purement continue avec FLAC. Le modèle hybride ainsi défini pourra être utilisé dans le cadre de la retro-analyse une fois que les mesures in-situ, notamment les enregistrements microsismiques et les données de déformation seront disponibles à Cerville-Buissoncourt.

Nous avons donc ouvert, à travers ce travail de thèse, une ligne d'investigation qui s'avère prometteuse. Le jour venu où l'effondrement de la cavité aura lieu, les données de sismicité pourront être confrontées aux prédictions issues du modèle géomécanique. Dans le but de mieux comprendre les mécanismes de rupture, des comparaisons en termes de localisation spatiale des fractures dans le banc raide, le moment de son apparition et le calcul de la magnitude des événements sismiques, sous réserve qu'une modélisation dynamique (avec des valeurs réalistes d'amortissement) soit mise en place.

Cinquième partie

Annexes

Annexe A

Lois de comportement dans PFC^{2D}

Dans cette annexe nous présentons les détails de la formulation de PFC^{2D} concernant les lois de comportement entre particules et le ciment, qui ont été utilisées dans le cadre de cette thèse. Pour une explication plus détaillée, ainsi que des autres lois de comportement disponibles dans PFC^{2D}, voir [Itasca \(1999b\)](#).

La force et le moment total, qui agissent sur un contact entre particules, sont composés de : (1) la contribution de l'interaction entre les deux particules qui partagent le contact, et (2) la contribution due au ciment éventuellement présent dans le contact.

A.1 Loi force-déplacement entre particules

La force de contact est décomposée en une force normale et une force tangentielle selon les directions normale et parallèle au plan de contact (voir Figure A.1). Le comportement est caractérisé par six paramètres : les rigidités normales et tangentielles k_n, k_s et le coefficient de friction μ pour chaque une des particules A et B. Les forces sont calculées par,

$$F^n = K^n U^n, \quad \Delta F^s = -k^s \Delta U^s, \quad (\text{A.1})$$

ou U^n est le recouvrement entre les particules A et B dans la direction normale, ΔU^s est l'incrément de déplacement tangentiel et K^n, k^s sont les rigidités normale et tangentielle du contact entre les particules (A) et (B). Ces rigidités sont calculés pour chaque contact en fonction des rigidités propres de chaque particule par,

$$K^n = \frac{k_n^{(A)} k_n^{(B)}}{k_n^{(A)} + k_n^{(B)}}, \quad k^s = \frac{k_s^{(A)} k_s^{(B)}}{k_s^{(A)} + k_s^{(B)}}. \quad (\text{A.2})$$

S'il n'y a pas de recouvrement entre particules ($U^n \leq 0$), les forces normale et tangentielle sont nulles. D'autre part quand $U^n > 0$, et si $F^s > \mu F^n$, le glissement est accommodé par $F^s = \mu F^n$, avec $\mu = \min(\mu^{(A)}, \mu^{(B)})$.

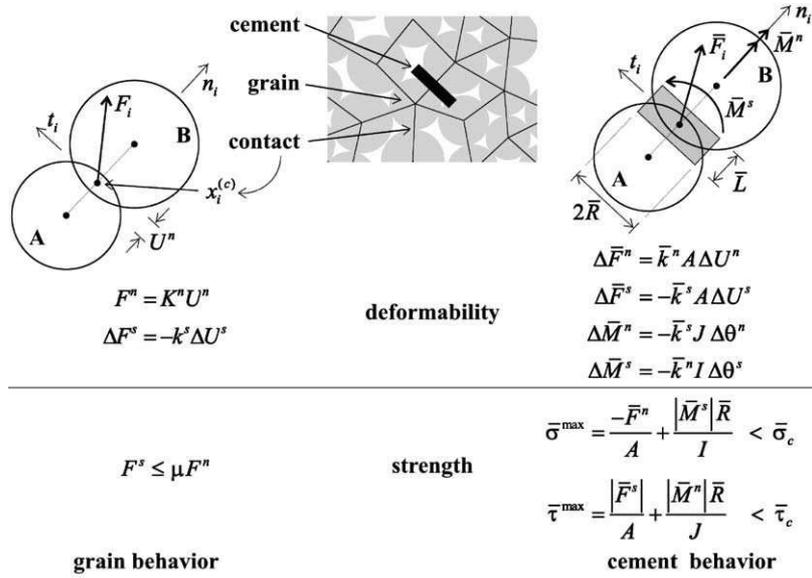


FIG. A.1 – Lois de contact dans PFC pour les particules (droite) et pour les ciments (gauche). Dans PFC^{2D} (formulation bidimensionnelle), le moment de torsion \bar{M}^n est nul, et le moment d'inertie J est indéterminé. D'après Potyondy et Cundall (2004).

A.2 Loi force-déplacement dans le ciment

Le comportement du ciment est caractérisé par cinq paramètres qui définissent une liaison dite *en parallèle* (*parallel bond*) entre deux particules : les rigidités par unité de surface \bar{k}^n, \bar{k}^s , les résistances de contact $\bar{\sigma}_c, \bar{\tau}_c$ et un paramètre λ , tel que le rayon du ciment $\bar{R} = \lambda \min(R^{(A)}, R^{(B)})$, avec $R^{(A)}$ et $R^{(B)}$ les rayons de chaque particule partageant le contact. La liaison *en parallèle* rend compte de façon approximative du comportement mécanique d'un ciment fragile entre les particules et agit en parallèle avec le comportement mécanique déjà décrit entre les particules A et B. Ces liaisons peuvent transmettre les forces et les moments, tandis que les particules transmettent exclusivement que les forces. Une liaison en parallèle peut être comprise comme une collection de ressorts élastiques distribués sur une section transversale rectangulaire d'épaisseur t , dont les dimensions sont précisés sur la Figure A.2.

Nous remarquons qu'un type de liaison plus simple est disponible dans PFC^{2D} en utilisant des *liaisons ponctuelles* (*contact bond*) au lieu des liaisons en parallèle. Ce type de liaison ponctuelle se comporte comme une liaison en parallèle avec $\bar{R} = 0$. Il n'y a pas dans ce cas des rigidités de liaisons, et le contact est soumis exclusivement à des forces normales et tangentielles. Cette modalité n'a pas été utilisée dans le présent travail.

Quand une liaison *en parallèle* est créée, la force et le moment sont initiés à 0, à chaque incrément de déplacement et de rotation relatives entre particules, les forces et les moments sont donnés par les

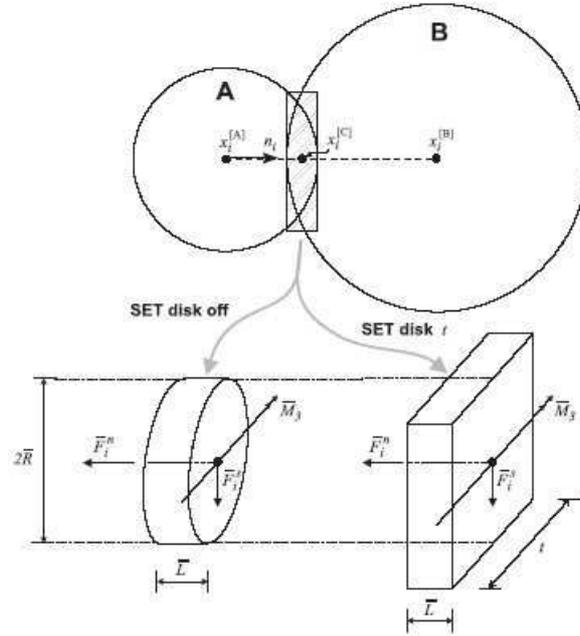


FIG. A.2 – Liaison en parallèle représentée comme un ciment cylindrique (**set disk off**) ou comme un prisme d'épaisseur t (**set disk t**). La longueur L tend vers 0 pour simuler le comportement d'un joint. D'après [Itasca \(1999b\)](#)

expressions,

$$\Delta \bar{F}^n = \bar{k}^n A \Delta U^n, \quad (\text{A.3})$$

$$\Delta \bar{F}^s = \bar{k}^s A \Delta U^s, \quad (\text{A.4})$$

$$\Delta \bar{M}^s = -\bar{k}^n I \Delta \theta^s, \quad (\text{A.5})$$

ou, $A = 2\bar{R}t$ est l'aire de la section transversale, $I = 2/3\bar{R}^3 t$ son moment d'inertie, et θ^s est la rotation dans le plan. Le moment de flexion \bar{M}^s est perpendiculaire au plan des particules. Les contraintes maximales sur la périphérie du ciment sont données par les expressions,

$$\bar{\sigma}^{max} = \frac{-\bar{F}^n}{A} + \frac{|\bar{M}^s| \bar{R}}{I}, \quad (\text{A.6})$$

$$\bar{\tau}^{max} = \frac{|\bar{F}^s|}{A}. \quad (\text{A.7})$$

Si ces dernières dépassent les résistances de contact $\bar{\sigma}_c$ ou $\bar{\tau}_c$, la liaison est rompue et elle disparaît du modèle avec ses forces, moment et rigidités associés. Une microfissure en traction ($\bar{\sigma}^{max} > \bar{\sigma}_c$) ou en cisaillement ($\bar{\tau}^{max} > \bar{\tau}_c$) est donc *explicitement* créée.

Dans ce travail, nous allons utiliser des particules circulaires d'épaisseur unité ($t = 1$), avec une répartition uniforme de rayons entre une valeur minimale r_{min} et une valeur maximale r_{max} . Les microparamètres du modèle BPM sont regroupés en

$$\{r_{min}, r_{max}, E_c, k_n/k_s, \mu\} \quad \text{microparamètres des particules} \quad (\text{A.8})$$

$$\{\lambda, \bar{E}_c, \bar{k}^n/\bar{k}^s, \bar{\sigma}_c, \bar{\tau}_c\} \quad \text{microparamètres des liaisons} \quad (\text{A.9})$$

où E_c et \bar{E}_c sont les modules de Young des particules et des liaisons respectivement. Ces valeurs sont liées aux rigidités normales des particules k_n et des liaisons \bar{k}_n en considérant le matériau à chaque contact comme une poutre élastique d'épaisseur t et de longueur égal à la distance entre les centres des deux particules (Itasca, 1999b), par

$$E_c = \frac{k_n}{2t} \quad (\text{A.10})$$

$$\bar{E}_c = \bar{k}_n(R^{(A)} + R^{(B)}). \quad (\text{A.11})$$

Annexe B

Profils de déplacements verticaux et de contraintes principales

Dans cet annexe, nous présentons les profils horizontaux de déplacements verticaux et de contraintes principales pour les deux modalités 'Mohr-Coulomb' et 'Laboratoire -50%'. Les courbes sont calculées juste avant les ruptures apparaissent dans le banc raide, et l'étape postérieure : niveaux de saumure rabattus à -125 m, -130 m (pression dans la cavité 0.7 MPa, 0.64 MPa) pour la modalité 'Laboratoire -50%', et -150 m, -160 m (pression dans la cavité 0.4 MPa, 0.28 MPa) pour la modalité 'Mohr-Coulomb', respectivement.

B.1 Modalité 'Mohr-Coulomb'

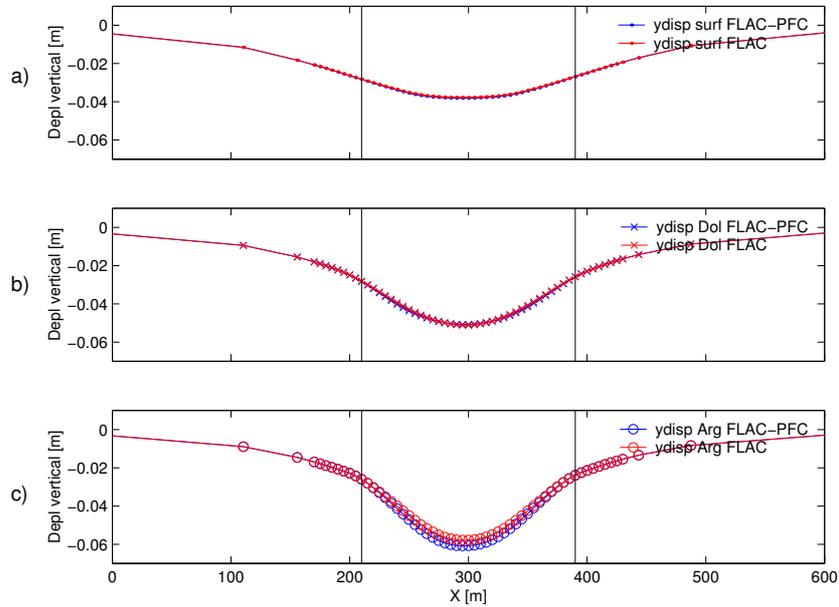


FIG. B.1 – Déplacements verticaux le long des profils horizontaux : a) à la surface (0 m), à la base de la Dolomie de Beaumont (-127.5 m), et c) à la base des Argilo-Marne (-139.5 m). Niveau de saumure rabattu à -150 m.

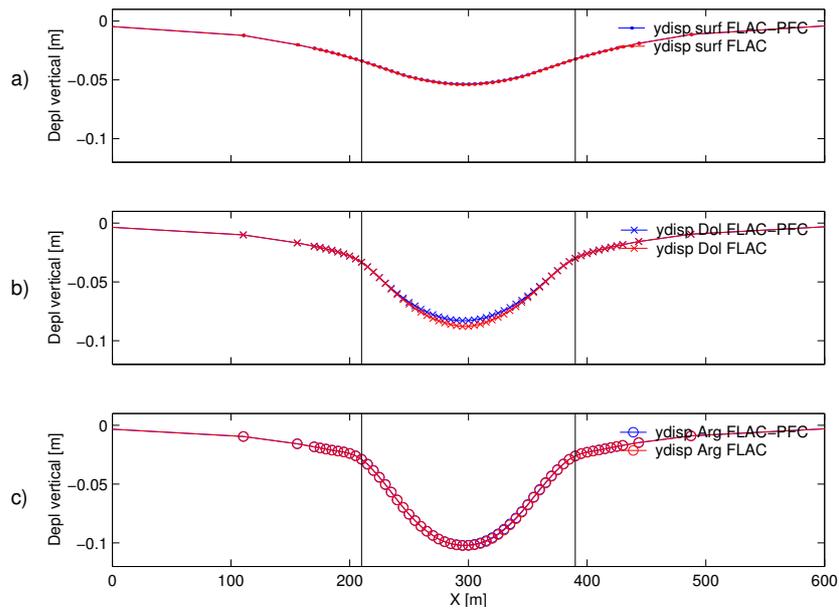


FIG. B.2 – Idem. Niveau de saumure rabattu à -160 m (rupture du banc raide).

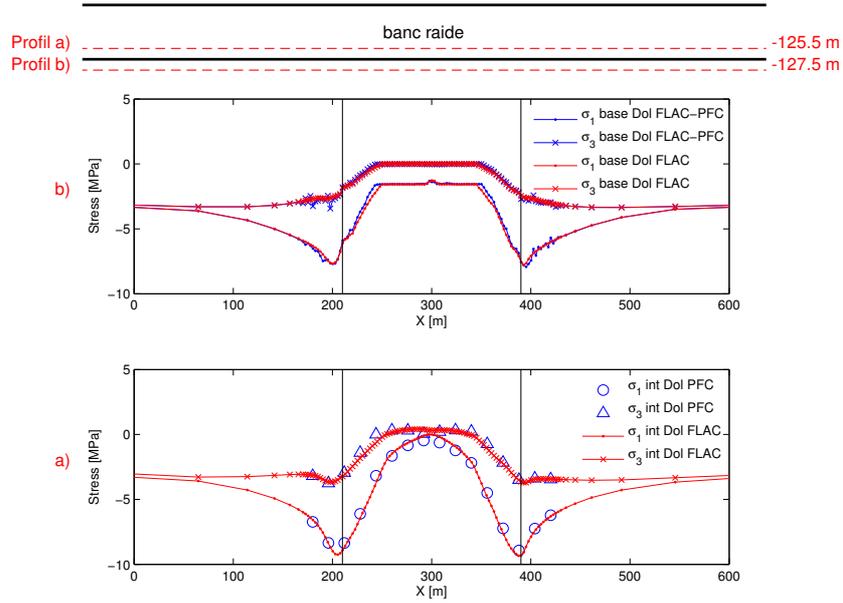


FIG. B.3 – Évolution des contraintes principales le long des profils a) et b) au niveau du banc raide. Modalité 'Mohr-Coulomb' niveau de saumure rabattu à -150 m.

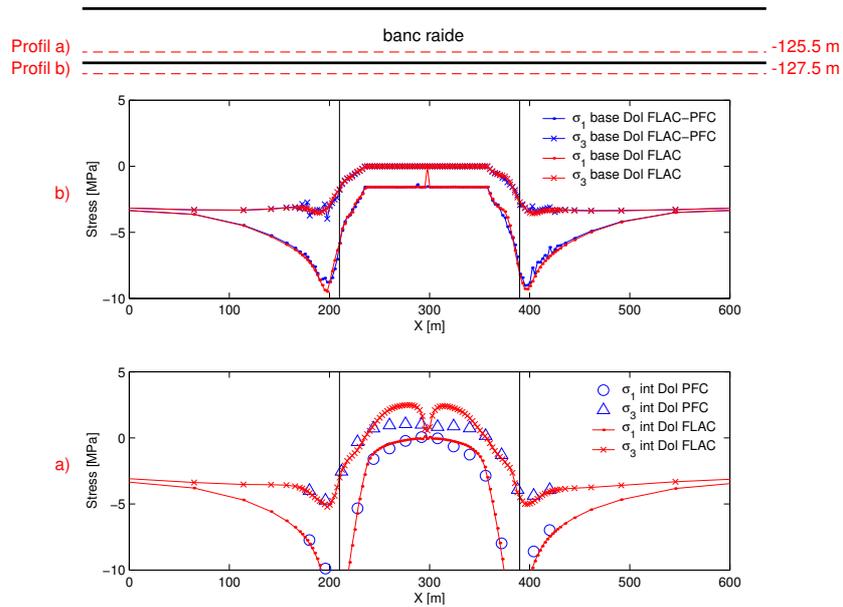


FIG. B.4 – Idem. Niveau de saumure rabattu à -160 m (rupture du banc raide).

B.2 Modalité 'Laboratoire -50%'

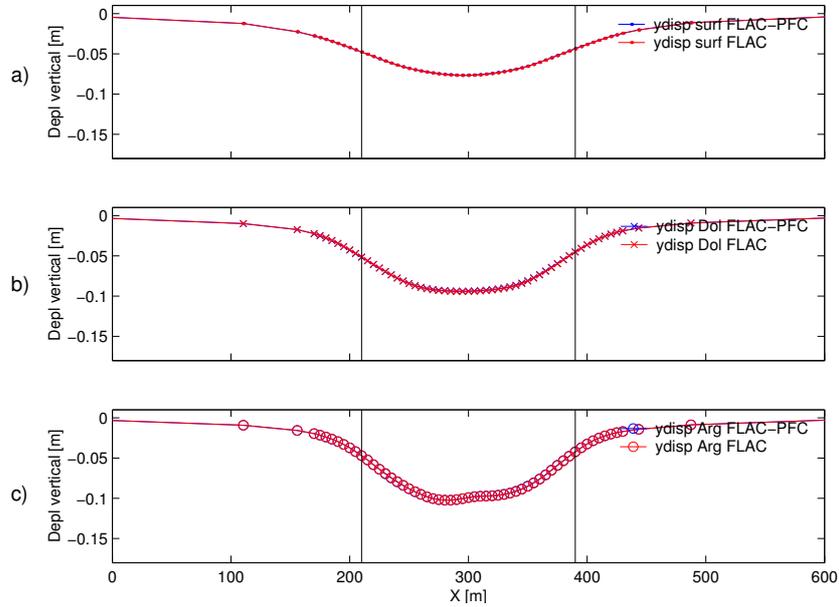


FIG. B.5 – Déplacements verticaux le long des profils horizontaux : a) à la surface (0 m), à la base de la Dolomie de Beaumont (-127.5 m), et c) à la base des Argilo-Marne (-139.5 m). Niveau de saumure rabattu à -125 m.

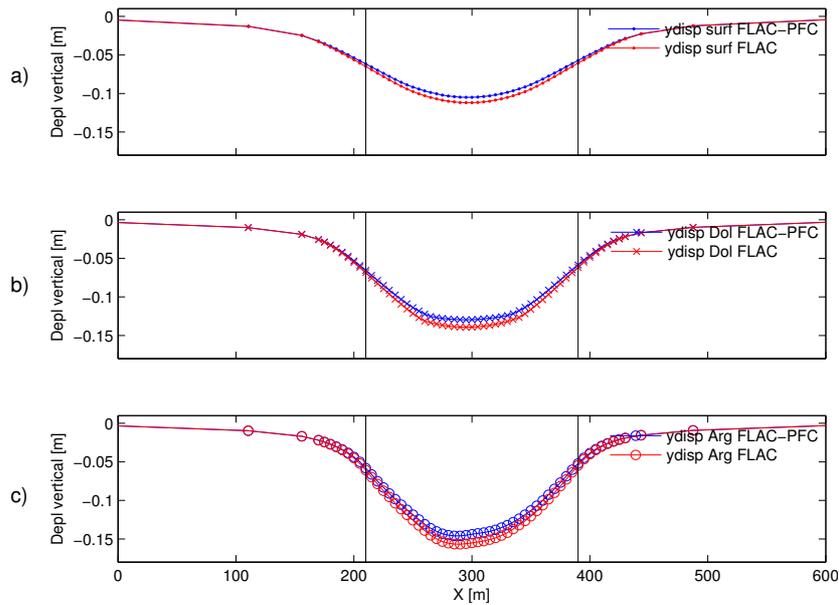


FIG. B.6 – Idem. Niveau de saumure rabattu à -130 m (rupture du banc raide).

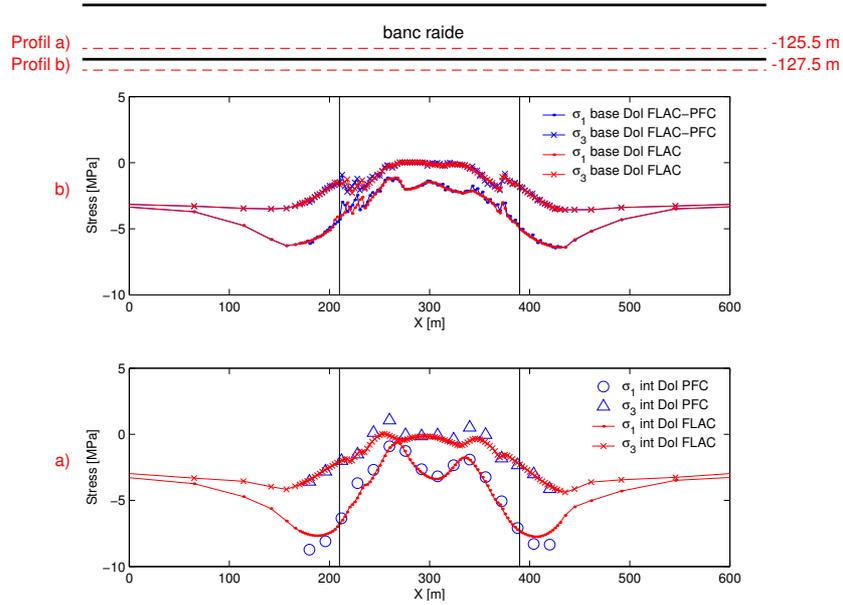


FIG. B.7 – Évolution des contraintes principales le long des profils a) et b) au niveau du banc raide. Modalité 'Laboratoire -50%' niveau de saumure rabattu à -125 m.

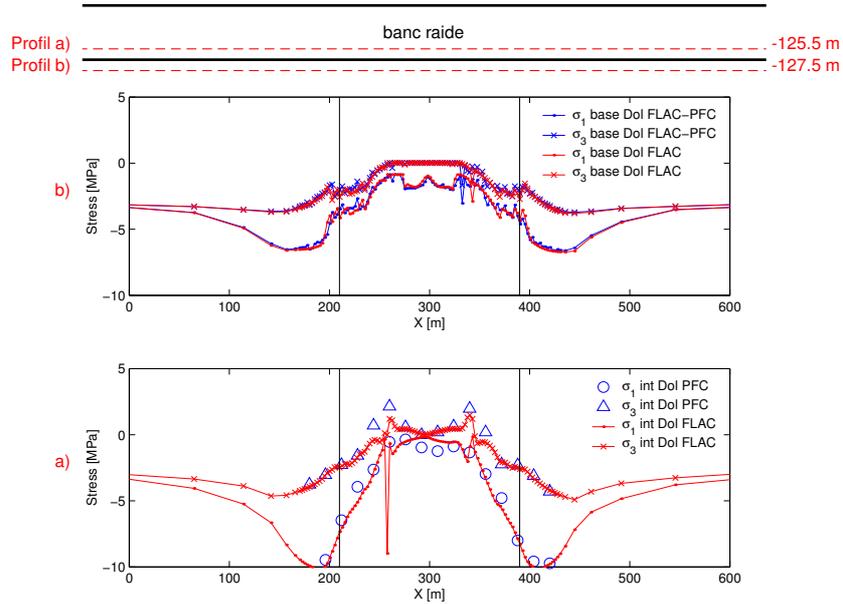


FIG. B.8 – Idem. Niveau de saumure rabattu à -130 m (rupture du banc raide).

Annexe C

Inclusion PFC^{2D} : calculs hybrides additionnels avec $\sigma_c/\tau_c = 1$

Nous présentons dans cet annexe les résultats de la modélisation hybride pour les deux modalités 'Mohr-Coulomb' (Figure C.1) et 'Laboratoire -50%' (Figure C.2), en utilisant une inclusion PFC^{2D} avec un rapport $\sigma_c/\tau_c = 1$ ($\sigma_c = \tau_c = 15$ MPa). Notons que l'arrangement des particules est exactement le même que dans les figures 9.6 et 9.9, les différences étant dans la distribution de résistances de ciment. Nous remarquons la similarité des zones de rupture en traction avec celles montrées dans les figures 9.6 et 9.9. Comme attendu, le nombre des microfissures en cisaillement est légèrement plus important dans les cas avec $\sigma_c/\tau_c = 1$ ($\tau_c = 15$ MPa au lieu de 25 MPa). Le pourcentage par rapport au nombre total de microfissures reste toutefois inférieure à 10% (voir figures 9.7 et 9.10).

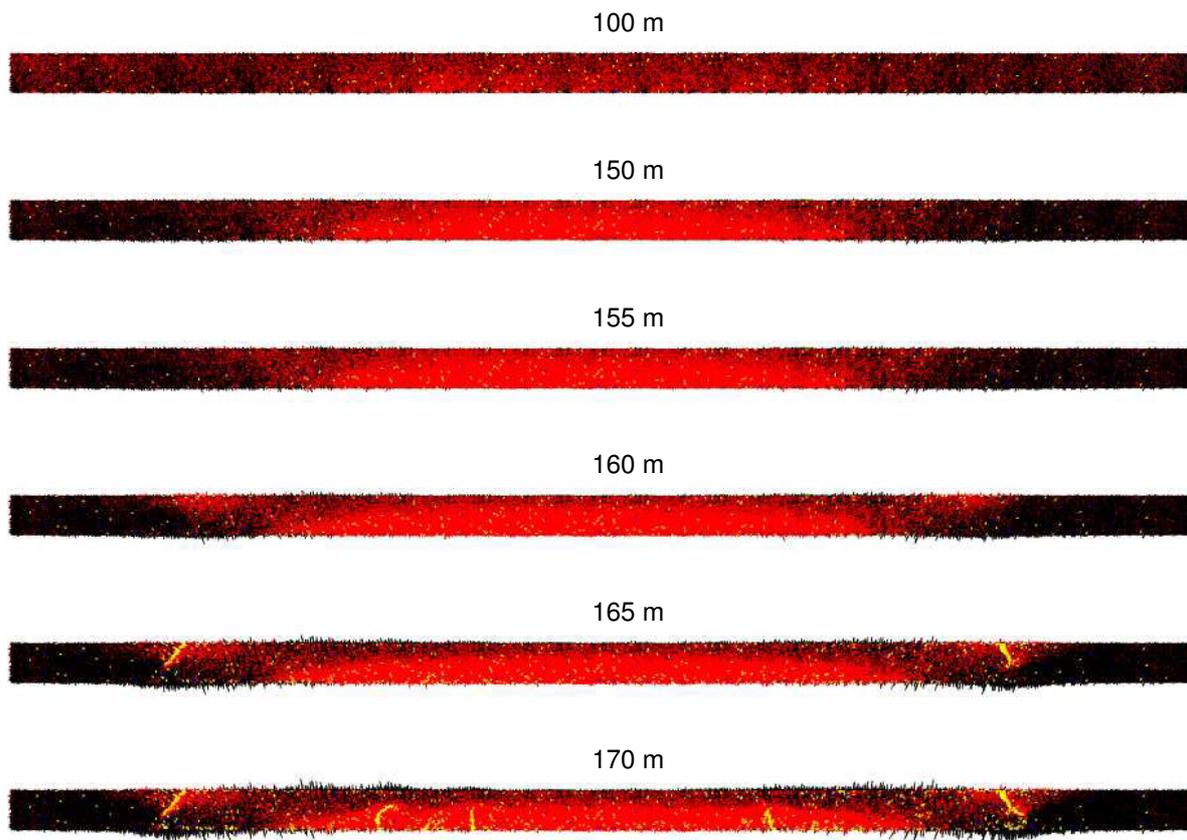


FIG. C.1 – Inclusion PFC^{2D} calcul hybride avec Modalité 'Mohr-Coulomb', $\sigma_c = \tau_c = 15$ MPa, niveaux de saumure -100 m \rightarrow -170 m. Forces dans le ciment (contacts en parallèle) tension/compression : rouge/noir. Fissures en tension/cisaillement : jaune/bleu.

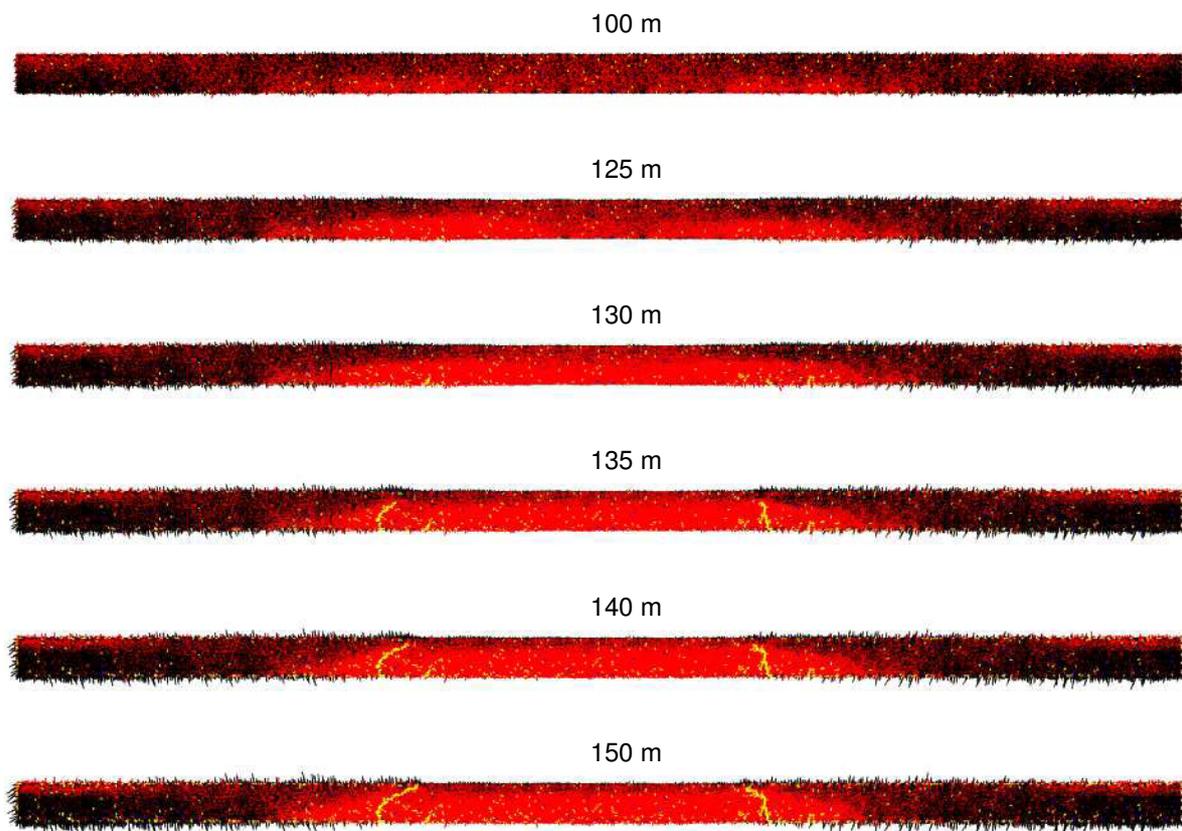


FIG. C.2 – Inclusion PFC^{2D} calcul hybride avec Modalité 'Laboratoire -50%', $\sigma_c = \tau_c = 15$ MPa, niveaux de saumure -100 m \rightarrow -170 m. Forces dans le ciment (contacts en parallèle) tension/compression : rouge/noir. Fissures en tension/cisaillement : jaune/bleu.

Bibliographie

Abdul Wahed, M., M. A. Heib et G. Senfaute (2005). Mining-induced seismicity : Seismic measurement using multiplet approach and numerical modelling. *Int. J. of Coal Geology* 66, 137–147.

Aki, K. (1967). Scaling Law of Seismic Spectrum. *J. Geophys. Res.* 72, 1217–1231.

Aki, K. et P. Richards (1980). *Quantitative Seismology : Theory and Methods*. San Francisco, California : Freeman.

Albright, J. et C. Pearson (1984). Microseismic Activity observed during depressurisation of an oil storage cavern in rock salt. In *Proc. of the 3rd Conf. in Acoustic Emission Microseismic Activity in Geological Structures and Materials*, Volume 8 of *Series of Rock and Soil Mechanics*, pp. 199–210.

Amitrano, D., J. Grasso et D. Hantz (1999). From diffuse to localised damage through elastic interaction. *Geophys. Res. Lett.* 26(14), 2109–2112.

Angeleri, G. et E. Loinger (1984). Phase Distortion due to Absorption in Seismograms and VSP. *Geophys. Prosp.* 32(3), 406–424.

Atkinson, B. (1984). Subcritical crack growth in geological materials. *J. Geophys. Res.* 89, 4077–4114.

Barton, N., R. Lien et J. Lunde (1974). Engineering classification of rock masses for the design of tunnel support. *Int. J. Rock Mech. and Mining Sci.* 6(4), 189–239.

Benhama, A., C. Cllet et M. Dubesset (1988). Study and Application of Spatial Directional Filterings in Three Components Recordings. *Geophys. Prosp.* 36, 591–613.

Bieniawski, Z. (1973). Engineering classification of jointed rock masses. *Trans. S. Afr. Inst. Civ. Engr.* 15, 335–344.

Boidin, E. (2007). *Interactions roches/saumures en contexte d'abandon d'exploitations souterraines de sel*. Thèse de doctorat, LAEGO, Institut National Polytechnique de Lorraine, France.

Boore, D. M. et J. Boatwright (1984). Average Body Wave Radiation Coefficients. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 74(5), 1615–1621.

- Boutt, D. F. et B. J. O. L. McPherson (2002). Simulation of Sedimentary Rock Deformation : Lab-Scale Model Calibration and Parametrization. *Geophys. Res. Lett.* 29(4), 13–1–13–4.
- Branston, M. (2003). *The application of time-lapse microgravity to investigate and monitor subsidence related to salt dissolution*. Thèse de doctorat, Keele University, England.
- Brune, J. N. (1970). Tectonic Stress and the Spectra of Seismic Shear Waves from Earthquakes. *J. Geophys. Res.* 75(26), 4997–5009.
- Brune, J. N. (1971). Correction to Tectonic Stress and the Spectra of Seismic Shear Waves from Earthquakes. *J. Geophys. Res.* 76, 5002.
- Brückl, E. et S. Mertl (2006). Seismic Monitoring of Deep-Seated Mass Movements. In *Proc. of International Symposium "Disaster Mitigation of Debris Flows, Slope Failures and Landslides"*, Tokyo, Japon.
- Bui, H. D. (1978). *Mécanique de la Rupture Fragile*. Paris New York , Masson.
- Cai, M., P. Kaiser, H. Morioka, M. Minami, T. Maejima, Y. Tasaka et H. Kurose (2006). FLAC/PFC coupled numerical simulation of AE in large-scale underground excavations. *Int. J. Rock Mech. and Mining Sci.*
- Cai, M., P. K. Kaiser et C. D. Martin (1998). A Tensile Model for the Interpretation of Microseismic Events near Underground Openings. *Pure Appl. Geophys.* 153, 67–92.
- Camborde, F., C. Mariotti et F. Donzé (2000). Numerical study of rock and concrete behaviour by discrete element modelling. *Comp. and Geotech.* 27, 225–247.
- Cheng, Y., M. Bolton et Y. Nakata (2004). Crushing and plastic deformation of soils simulated using DEM. *Géotechnique* 54(2), 131–141.
- Cheng, Y., Y. Nakata et M. Bolton (2003). Distinct element simulation of crushable soil. *Géotechnique* 53(7), 633–641.
- Cornet, F. et D. Burlet (1992). Stress field determination in France by hydraulic tests in borehole. *J. Geophys. Res.* 97(B8), 11,829–11,849.
- Cundall, P. (1971). A computer model for simulating progressive large scale movements in blocky rock systems. In *Proc. of the Symposium of International Society of Rock Mechanics*, Volume I, Nancy, France, pp. II–8.
- Cundall, P. et O. Strack (1979). A Discrete Element Model for Granular Assemblies. *Géotechnique* 29, 47–65.
- Dahm, T. (2001). Rupture dimensions and rupture processes of fluid-induced microcracks in salt rock. *J. Volcanol. Geoth. Research* 109, 149–162.
- Dahm, T., G. Manthei et J. Eisenblatter (1998). Relative Moment Tensors of Thermally Induced Microcracks in Salt Rock. *Tectonophysics* 289(1), 61–74.
- Dahm, T., G. Manthei et J. Eisenblatter (1999). Automated moment tensor inversion to estimate source mechanisms of hydraulically induced micro-seismicity in salt rock. *Tectonophysics* 306(1), 1–17.

- Diederichs, M. (2003). Rock fracture and collapse under low confinement conditions. *Rock Mech. and Rock Eng.* 36(5), 339–381.
- Diederichs, M. et P. Kaiser (1999). Stability of large excavations in laminated hard rock masses : the voussoir analogue revisited. *Int. J. Rock Mech. and Mining Sci.* 36, 97–117.
- Diederichs, M., P. Kaiser et E. Eberhardt (2004). Damage initiation and propagation in hard rock during tunnelling and the influence of near-face stress rotation. *Int. J. Rock Mech. and Mining Sci.* 41, 785–912.
- D.Laubscher (1977). Geomechanics classification of jointed rock masses - mining applications. *Trans. Inst. Min. Metall.* 86, A1–8.
- Donzé, F. et S. A. Magnier (1995). Formulation of a 3D numerical model of brittle behaviour. *Geophys. J. Int.* 122, 790–802.
- Donzé, F., S. A. Magnier et J. Bouchez (1996). Numerical modelling of a highly explosive surge in an elastic-brittle rock mass. *J. Geophys. Res.* 101(2), 3103–3112.
- Donzé, F., P. Mora et S. A. Magnier (1994). Numerical simulation of faults and shear zones. *Geophys. J. Int.* 116, 46–52.
- Eberhardt, E., B. Stimpson et D. Stead (1999). Effect of Grain Size on the Initiation and Propagation Thresholds of Stress-induced Brittle Fractures. *Rock Mech. and Rock Eng.* 32(2), 81–99.
- Fakhimi, A., J. Riedel et J. Labuz (2002). Shear Banding in Sandstone : Physical and Numerical Studies. *Int. Journal of Geomech.*, 185–193.
- Fakhimi, A. et T. Villegas (2004). Calibration of a Discrete Element Model for Rock Failure Envelope and Tensile Strength. In Shimizu, Hart, et Cundall (Eds.), *Numerical Modelling in Micromechanics via Particle Methods*, pp. 383–390. London : Taylor and Francis.
- Fang, Z. et J. Harrison (2002). Development of a local degradation approach to the modelling of brittle fracture in heterogeneous rocks. *Int. J. Rock Mech. and Mining Sci.* 39(2), 443–457.
- Feignier, B. et R. Young (1992). Moment tensor inversion of induced microseismic events : Evidence of non-shear failures in the $-4 < M < -2$ moment magnitude range. *Geophys. Res. Lett.* 19, 1503–1506.
- Feustel, A. J. (1998). Seismic attenuation in underground mines : a comparative evaluation of methods and results. *Tectonophysics* 289, 31–49.
- Fortier, E., C. Maisons et P. Renoux (2006). Seismic Monitoring of Underground Storage in Salt Cavity in a Seismo-tectonic Context. In *Proc. of Solution Mining Research Institute*, Brussel, Belgium.
- Gibowicz, S. J., R. P. Young, S. Talebi et D. J. Lawrence (1991). Source Parameters of Seismic Events at the Underground Research Laboratory in Manitoba, Canada : Scaling Relations for Events with Moment Magnitude Smaller than -2. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 81(4), 1157–1182.
- Hanks et Kanamori (1979). A Moment Magnitude Scale. *J. Geophys. Res.* 84, 2348–2350.

- Hardy, S. et E. Finch (2006). Discrete element modelling of the influence of cover strength on basement-involved fault-propagation folding. *Tectonophysics* 415, 225–238.
- Hayashi, K., S. Motegi et H. Abé (1988). Characteristics of energy of elastic waves due to sudden growth of subsurface reservoir cracks for geothermal heat extraction. In K. Yamaguchi, H. Takahashi, et H. Niitsuma (Eds.), *Progress in Acoustic Emission*, pp. 147–152. Japan : Japanese Society for NDI.
- Hazzard, J. F., D. S. Collins, W. S. Pettitt et R. P. Young (2002). Simulation of Unstable Fault Slip in Granite Using a Bonded-particle Model. *Pure Appl. Geophys.* 159, 221–245.
- Hazzard, J. F. et R. P. Young (2002). Moment tensors and micromechanical models. *Tectonophysics* 356, 181–197.
- Hazzard, J. F. et R. P. Young (2004). Numerical investigation of induced cracking and seismic velocity changes in brittle rock. *Geophys. Res. Lett.* 31, L01604.
- Hazzard, J. F., R. P. Young et S. C. Maxwell (2000). Micromechanical modeling of cracking and failure in brittle rocks. *J. Geophys. Res.* 105, 16683–16698.
- Hentz, S., F. Donzé et L. Daudeville (2004). Discrete element modelling of concrete submitted to dynamic loading at high strain rates. *Comp. and Struct.* 82, 2509–2524.
- Holt, R., J. Kjølaas, I. Larsen, L. Li, A. G. Pillitteri et E. Sønstebo (2005). Comparison between controlled laboratory experiments and discrete particle simulations of the mechanical behaviour of rock. *Int. J. Rock Mech. and Mining Sci.* 42, 985–995.
- Homand, F. (2003). *Caractérisation physique et mécanique du sondage Cerville 3129*. Rapport LAEGO-ENSG. LG.FH.SOL.PSI.RPRE.02.05.12A.
- Humbert, B. et G. Vouille (2001). *Caractérisitques mécaniques d'échantillons de la concession de Drouville sondage SGrA*. CGES, Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris. Rapport R 2001/1/ROC/MR.
- Ide, S. et G. C. Beroza (2001). Does apparent stress vary with earthquake size? *Geophys. Res. Lett.* 28(17), 3349–3352.
- IMIRILAND (2003). *Establishing scenarios on the basis of mechanical run-out modelling : application of numerical methods*. Impact of Large Landslides in the Mountain Environment : Identification and Mitigation of Risk. Scientific Report WP4. Contract EVG1-CT-2000-00035.
- Itasca (1999a). *FLAC, Fast Lagrangian Analysis of Continua*. Minneapolis, Minnesota.
- Itasca (1999b). *PFC^{2D}, Particle Flow Code in 2 Dimensions*. Minneapolis, Minnesota.
- Jing, L. et J. Hudson (2002). Numerical methods in rock mechanics. *Int. J. Rock Mech. and Mining Sci.* 39, 409–427.
- Johnston, D. et M. Toksöz (1980). Ultrasonic P and S wave attenuation in Dry and Saturated Rocks under Pressure. *J. Geophys. Res.* 85, 925–936.
- Jurkevics, A. (1988). Polarization Analysis of Three-Component Array Data. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 78(5), 1725–1743.

- Kanasewich, E. (1990). *Seismic Noise Attenuation, Handbook of Geophysical Exploration*. Oxford : Pergamon Press.
- Kissling, E. (1988). Geotomography with local earthquake data. *Rev. of Geophys.* 26(4), 659–698.
- Kissling, E., W. L. Ellsworth, D. Eberhart-Phillips et U. Kradolfer (1994). Initial reference models in local earthquake tomography. *J. Geophys. Res.* 99(N10), 19635–19646.
- Klumpen, E. et M. Joswig (1993). Automated reevaluation of local earthquake data by application of generic polarization patterns for P and S onsets. *Computers & Geosciences* 19(2), 223–231.
- Knoll, P., G. Kowalle, K. Rother, B. Schreiber et I. Paskaleva (1996). Analysis of Microtremors within the Providia Region near a Salt Leaching Mine. *Pure Appl. Geophys.* 147(2), 389–407.
- Konstantinou, K. et V. Schlindwein (2001). Nature, wavefield properties and source mechanism of volcanic tremor : a review. *J. Volcanol. Geoth. Research* 38, 641–657.
- Kulatilake, P. H. S. W., B. Malama et J. Wang (2001). Physical and particle flow modeling of jointed rock block behavior under uniaxial loading. *Int. J. Rock Mech. and Mining Sci.* 38, 641–657.
- Laouafa, F. et X. Daupley (2003). *Prévision du premier effondrement à l'amont des pistes 2100 et 2200 dans la concession de Cerville-Buissoncourt*. Rapport INERIS. DRS-03-38235/R01.
- Lockner, D. (1993). The role of acoustic emission in the study of rock fracture. *Int. J. Rock Mech. and Mining Sci.* 30(7), 883–899.
- Lomax, A. (2006). *An on-line guide to software for Probabilistic, Non-Linear, Global-Search Earthquake Location in 3D Media*. Anthony Lomax Scientific Software, Mouans-Sartoux, France.
- Lomax, A., J. Virieux, P. Volant et C. Berge (2000). Probabilistic earthquake location in 3D and layered models : Introduction of a Metropolis-Gibbs method and comparison with linear locations. In C. H. Thurber et N. Rabinowitz (Eds.), *Advances in Seismic Event Location*, pp. 101–134. Amsterdam : Kluwer.
- Lomax, A., A. Zollo, P. Capuano et J. Virieux (2001). Precise, absolute earthquake location under Somma-Vesuvius volcano using a new 3D velocity model. *Geophys. J. Int.* 146, 313–331.
- Lorig, L., B. Brady et P. Cundall (1986). Hybrid distinct element boundary element analysis of jointed rock. *Int. J. Rock Mech. and Mining Sci.* 23(4), 303–312.
- Madariaga, R. (1976). Dynamics of an expanding circular fault. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 66(3), 639–666.
- Madariaga, R. (1979). On the relation between seismic Moment and Stress Drop in the presence of stress and strength heterogeneity. *J. Geophys. Res.* 84(B5), 2243–2250.
- Maercklin, N. (2001). *SUPOLAR SUPOFILT : SU Programs for Polarization Analysis and Filtering of Three Component Data*. GeoForschungsZentrum Potsdam, Germany.
- Maisons, C., E. Fortier et M. Valette (1997). Induced Microseismicity and Procedure for Closure of Brine Production Caverns. *Pure Appl. Geophys.* 150, 585–603.

- Maisons, C., M. Valette et E. Fortier (1994). Use of great depth permanent borehole 3-axis geophone ofr Induced Microseismic Monitoring. In *EUROCK94*, Delft, Netherlands.
- Malan, D. et J. Napier (1995). Computer modelling of granular material microfracturing. *Tectonophysics* 248, 21–37.
- McGarr, A. (1992a). An implosive component in the seismic moment tensor of a mining-induced tremor. *Geophys. Res. Lett.* 19(15), 1579–1582.
- McGarr, A. (1992b). Moment tensors of ten Witwatersrand mine tremors. *Pure Appl. Geophys.* 139, 781–800.
- McGarr, A., J. Bicknell, E. Sembera et R. Green (1989). Analysis of Exceptionally Large Tremors in Two Gold Mining Districts of South Africa. *Pure Appl. Geophys.* 129(3-4), 295–307.
- Miller, A. D., G. R. Foulger et B. R. Julian (1998). Non-double-couple earthquakes 2. Observations. *Rev. Geophys.* 36(4), 551–568.
- Moon, T., M. Nakagawa et J. Berger (2007). Measurement of fracture toughness using the distinct element method. *Int. J. Rock Mech. and Mining Sci.* 44, 449–456.
- Moriya, H., T. Fujita, H. Niitsuma, J. Eisenblätter et G. Manthei (2006). Analysis of fracture propagation behavior using hydraulically induced acoustic emissions in the Bernburg salt mine, Germany. *Int. J. Rock Mech. and Mining Sci.* 129(6), 1918–1927.
- Moriya, H., K. Nagano et H. Niitsuma (1994). Precise source location of AE doublets by spectral matrix analysis of triaxial hodogram. *Geophysics* 59(1), 36–45.
- Moser, T., T. van Eck et G. Nolet (1992). Hypocenter determination in strongly heterogeneous earth models using the shortest path method. *J. Geophys. Res.* 97, 6563–6572.
- Napier, J. et D. Malan (1997). A viscoplastic discontinuum model of time-dependent fracture and seismicity effects in brittle rock. *Int. J. Rock Mech. and Mining Sci.* 34(7), 1057–1089.
- Nothnagel, R. (2003). *Modélisation des instabilités dans Mécanique des Roches : application à l'exploitation de la concession de Drouville*. Thèse de Doctorat, École des Mines de Paris.
- Oñate, E. et J. Rojek (2004). Combination of discrete element and finite element methods for dynamic analysis of geomechanics problems. *Comput. Methods Appl. Mech. Engrg.* 193, 3087–3128.
- Oye, V., H. Bungum et M. Roth (2005). Source Parameters and Scaling Relations for Mining-Induced Seismicity within the Pyhäsalmi Ore Mine, Finland. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 95(3), 1011–1026.
- Piwakowski, B., L. Driad-Lebeau et A. Kosecki (2006). High resolution seismic investigations in salt mining context. In *EAGE, Near Surface*, Helsinki, Finland.
- Potyondy, D. (2003). *FLAC/PFC2D Mechanical Coupling, Technical Note*. Itasca Cons. Group.
- Potyondy, D. (2005). Formulation of a Bonded-Particle Model to Simulate Stress Corrosion in Rock. In *11th International Conference on Fracture*, pp. 3496. Turin, Italy.

- Potyondy, D. et P. Cundall (1998). Modelling Notch-Formation Mechanisms in the URL Mine-by Test Tunnel Using Bonded Assemblies of Circular Particles. *Int. J. Rock Mech. and Mining Sci.* 35(4-5), paper 067.
- Potyondy, D. et P. Cundall (2004). A Bonded Particle Model for Rock. *Int. J. Rock Mech. and Mining Sci.* 41(8), 1329–1364.
- Poupinet, G., W. Ellsworth et J. Fréchet (1994). Monitoring velocity variations in the crust using earthquake doublets : an application to the Calaveras fault, California. *J. Geophys. Res.* 89, 5719–5731.
- Rubinstein, J. et G. Beroza (2007). Full Waveform Earthquake Location : Application to Seismic Streaks on the Calaveras Fault, California. *J. Geophys. Res.* 112, B05303.
- Rudajev, V. et J. Sileny (1985). Seismic Events with non-shear components, II, Rockbursts with implosive source component. *Pure Appl. Geophys.* 123, 17–25.
- Scholz, C. H. (1990). *The Mechanics of Earthquakes and Faulting*. Cambridge University Press, UK.
- Senfaute, G. et X. Daupley (2004). *Projet d'instrumentation pour l'auscultation et la surveillance d'une cavité saline*. Rapport INERIS. DRS-05-52960/RN01.
- Seyferth, M. et A. Henk (2002). Coupling of PFC2D and ANSYS concepts to combine the best of two worlds for improved geodynamic models. In H. Konietzky (Ed.), *Numerical Modelling in Micromechanics via Particle Methods*, pp. 283–290. Rotterdam : Balkema.
- Sileny, J. (1989). The Mechanism of Small Mining Tremors from Amplitude Inversion. *Pure Appl. Geophys.* 129(3-4), 309–324.
- SOLVAY S.A. (1998). *Les Sondages*. Usine de Dombasle sur Meurthe.
- Spottiswoode, S. et A. Milev (1998). The use of waveform similarity to define planes of mining-induced seismic events. *Tectonophysics* 289, 51–60.
- Stimpson, B. et M. Ahmed (1992). Failure of a linear Voussoir arch : a laboratory and numerical study. *Can. Geotech. Journal* 29(2), 188–194.
- Stockwell, J. et C. Liner (1984-2007). *CWP/SU Seismic Unix*. Center for Wave Phenomena - Colorado School of Mines.
- Suffert, J., G. Grandjean et A. Bitri (2006). *Étude d'une cavité saline par méthodes sismiques*. Rapport de stage BRGM-EOST. RP-54531-FR.
- Talebi, S. et T. J. Boone (1998). Source Parameters of Injection-induced Microseismicity. *Pure Appl. Geophys.* 153(1), 113–130.
- Talebi, S., T. J. Boone et J. E. Eastwood (1998). Injection-induced Microseismicity in Colorado Shales. *Pure Appl. Geophys.* 153(1), 95–111.
- Tang, C. (1997). Numerical Simulation of Progressive Rock Failure and Associated Seismicity. *Int. J. Rock Mech. and Mining Sci.* 34(2), 249–261.

- Tarantola, A. et B. Valette (1982). Inverse problems = quest for information. *J. of Geophys.* 50, 159–170.
- Tijani, M. et G. Vouille (1982). *Calcul de l'exploitation de la concession de Cauroy*. CGES, Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris. Rapport R 81/23.
- Toomey, A. et C. J. Bean (2000). Numerical simulation of seismic waves using a discrete particle scheme. *Geophys. J. Int.* 141, 595–604.
- Trifu, C.-I., T. I. Urbancic et R. Young (1995). Source parameters of Mining-Induced Seismic Events : An Evaluation of Homogeneous and Inhomogeneous Faulting Models for Assessing Damage Potential. *Pure Appl. Geophys.* 145, 461–470.
- Urbancic, T. I. et R. P. Young (1993). Space-time variations in source parameters of mining-induced seismic events with $M < 0$. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 83, 378–397.
- Vietor, T. (2002). Numerical simulation of collisional orogeny using the distinct element technique. In H. Konietzky (Ed.), *Numerical Modelling in Micromechanics via Particle Methods*, pp. 295–301. Rotterdam : Balkema.
- Vinciguerra, S., P. G. Meredith et J. Hazzard (2004). Experimental and modeling study of fluid pressure driven fractures in Darley Dale sandstone. *Geophys. Res. Lett.* 31, L09609.
- Vouille, G. et B. Humbert (1995). *Caractéristiques Mécaniques de la Dolomie de Beaumont*. CGES, Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris. Rapport R 95/08.
- Vouille, G. et P. Tassel (1978). Stability of Caverns created in Rock Salt by Solution Mining. In *Proc. of the Fifth International Symposium on Salt*, Hamburg, Germany.
- Walter, W. R. et J. N. Brune (1993). Spectra of Seismic Radiation from a Tensile Crack. *J. Geophys. Res.* 98(B3), 4449–4459.
- Wang, C., D. Tannant et P. Lilly (2003). Numerical analysis of the stability of heavily jointed rock slopes using PFC^{2D}. *Int. J. Rock Mech. and Mining Sci.* 40, 415–424.
- Wassermann, J. (1997). Locating the sources of volcanic explosions and volcanic tremor at Stromboli Volcano (Italy) using beam-forming on diffraction hyperboloids. *Phys. Earth Planet. Int.*, 271 – 281.
- Wassermann, J. et M. Ohrnberger (2001). Automatic hypocenter determination of volcano induced seismic transients based on wavefield coherence - an application to the 1998 eruption of Mt. Merapi, Indonesia. *J. Volcanol. Geoth. Research* 110, 57–77.
- Wong, I., J. Humphrey, J. Adams et W.J.Silva (1989). Observations of Mine Seismicity in the Eastern Wasatch Plateau, Utah : A possible case of Implosional Failure. *Pure Appl. Geophys.* 129(3-4), 369–405.
- Wust Bloch, G. H. et M. Joswig (2006). Pre-collapse identification of sinkholes in unconsolidated media at Dead Sea area by 'nanoseismic monitoring' (graphical jackknife location of weak sources by few, low-SNR records). *Geophys. J. Int.* 167(3), 1220–1232.

Yamada, T., J. J. Mori, S. Ide, R. E. Abercrombie, H. Kawakata, M. Nakatani, Y. Iio et H. Ogasawara (2007). Stress drops and radiated seismic energies of microearthquakes in a South African gold mine. *J. Geophys. Res.* 112, B03305.

Yang, B., Y. Jiao et S. Lei (2006). A study on the effects of microproperties on macroproperties for specimens created by bonded particles. *Int. Journal for Computer-Aided Eng. and Software* 23(6), 607–631.

Yoon, J. (2007). Application of experimental design and optimization to PFC model calibration in uniaxial compression simulation. *Int. J. Rock Mech. and Mining Sci.* 44, 871–889.

Zhang, Z. (2002). An empirical relation between mode I fracture toughness and the tensile strength of rock. *Int. J. Rock Mech. and Mining Sci.* 39, 401–406.

Zollo, A., W. Marzocchi, P. Capuano, A. Lomax et G. Iannaccone (2002). Space and Time Behavior of Seismic Activity at Mt. Vesuvius Volcano Southern Italy. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 92, 625–640.

AUTORISATION DE SOUTENANCE DE THESE
DU DOCTORAT DE L'INSTITUT NATIONAL
POLYTECHNIQUE DE LORRAINE

o0o

VU LES RAPPORTS ETABLIS PAR :

Monsieur Jean VIRIEUX, Professeur, Géosciences Azur, Sophia Antipolis, Valbonne

Monsieur Richard KASTNER, Professeur, INSA, Villeurbanne

Le Président de l'Institut National Polytechnique de Lorraine, autorise :

Monsieur MERCERAT Enrique

à soutenir devant un jury de l'INSTITUT NATIONAL POLYTECHNIQUE DE LORRAINE,
une thèse intitulée :

"Sismicité induite et modélisation numérique de l'endommagement dans un contexte salin"

en vue de l'obtention du titre de :

DOCTEUR DE L'INSTITUT NATIONAL POLYTECHNIQUE DE LORRAINE

Spécialité : « **Génie civil - Hydrosystèmes - Géotechnique** »

Fait à Vandoeuvre, le 03 septembre 2007

Le Président de l'I.N.P.L.,

F. LAURENT



NANCY BRABOIS
2, AVENUE DE LA
FORET-DE-HAYE
BOITE POSTALE 3
F - 5 4 5 0 1
VANDŒUVRE CEDEX