



HAL
open science

Étude de mouvements de terrain par méthodes géophysiques

Ombeline Meric

► **To cite this version:**

Ombeline Meric. Étude de mouvements de terrain par méthodes géophysiques. Géophysique [physics.geo-ph]. Université Joseph-Fourier - Grenoble I, 2006. Français. NNT : . tel-00284215

HAL Id: tel-00284215

<https://theses.hal.science/tel-00284215>

Submitted on 2 Jun 2008

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

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

OBSERVATOIRE DE GRENOBLE
LABORATOIRE INTERDISCIPLINAIRE DE RECHERCHE
IMPLIQUANT LA GEOLOGIE ET LA MECANIQUE

Thèse

soutenue par

Ombeline MERIC

le 6 Décembre 2006

en vue de l'obtention du titre de
Docteur de l'Université Joseph Fourier
spécialité : **Géophysique**

**Étude de mouvements de terrain
par méthodes géophysiques**

Composition du jury :

Olivier Maquaire	Directeur de recherche, CNRS, LGIT	Président du jury
Dominique Gibert	Enseignant-Chercheur, ENSMP	Rapporteur
Yves Guglielmi	Professeur, Université de Nice	Rapporteur
Jean-Louis Durville	Professeur, UNSA	Examineur
Stéphane Garambois	Enseignant-Chercheur, LGIT	Directeur de thèse
Denis Jongmans	Professeur, LGIT	Directeur de thèse

Table des matières

Introduction	7
I Méthodes géophysiques pour l'étude des mouvements de terrain	17
Introduction	19
1 Imagerie géophysique des mouvements de terrain	23
1.1 Méthodes électriques	23
1.1.1 Introduction	23
1.1.2 Application aux mouvements de terrain	24
1.1.3 Méthodologie utilisée et développement d'outils	27
1.2 Méthodes sismiques	27
1.2.1 Introduction	27
1.2.2 Ondes de surface	29
1.2.3 Application aux mouvements de terrain	30
1.2.4 Méthodologie utilisée durant cette thèse	32
2 Traitement du bruit de fond sismique pour la caractérisation des mouvements de terrain	35
2.1 Introduction	35
2.2 Origine du bruit de fond sismique	36
2.3 Utilisation des mesures de bruit de fond sismique	36
2.3.1 Mesures de bruit de fond en réseau	36
2.3.2 Méthode H/V	37
2.4 Application aux mouvements de terrain	40
2.5 Méthodologie utilisée durant cette thèse	40

3	Mesures électriques passives pour l'identification d'écoulements au sein de mouvements de terrain	43
3.1	Introduction	43
3.2	Origines de la polarisation spontanée	43
3.3	Inversion des sources électrocinétiques	47
3.4	Avantages et limites	48
 II Application des méthodes géophysiques pour l'étude des mouvements rocheux		 53
Introduction		55
4	Application of geophysical methods for the investigation of the large gravitational mass movement of Séchilienne (France)	59
4.1	Abstract	59
4.2	Résumé	60
4.3	Introduction	60
4.4	The Séchilienne mass movement	62
4.5	Geophysical Investigation	67
4.5.1	Electromagnetic profiling	67
4.5.2	Electrical tomography	69
4.5.3	Seismic tomography	72
4.5.4	Spontaneous potential and seismic noise measurements	74
4.6	Discussion and conclusions	77
4.7	Acknowledgements	79
5	Étude du mouvement rocheux de la Clapière	81
5.1	Introduction	81
5.1.1	Imagerie du mouvement de la Clapière	83
5.2	Reconnaisances géophysiques	84
5.2.1	Protocole des prospections géophysiques	84
5.2.2	Tomographies électriques	85
5.2.3	Polarisation spontanée	86
5.2.4	Tomographies sismiques	90
5.2.5	Inversion des ondes de Surface	92
5.3	Conclusions	97

6 Études géophysiques du Ravin de l'Aiguille	99
6.1 Description et caractérisation géologique du site	100
6.1.1 Cadre général	100
6.1.2 Données stratigraphiques et structurales	102
6.2 Reconnaissances géophysiques	103
6.2.1 Protocole expérimental	103
6.2.2 Tomographies électriques	103
6.2.3 Méthodes sismiques	106
6.3 Conclusion	117
Conclusions	120
III Application des méthodes géophysiques pour l'étude des mouvements dans les sols	125
Introduction	127
7 Seismic noise-based methods for soft-rock landslide characterization	129
7.1 Abstract	129
7.2 Caractérisation de glissements argileux par des méthodes de bruit de fond sismique	130
7.3 Résumé	130
7.4 Introduction	131
7.5 Seismic noise theory	132
7.6 Investigation of the Super-Sauze mudslide	135
7.6.1 Geological, geomorphological and geotechnical setting of the mudslide	135
7.6.2 Electrical Tomography	136
7.6.3 H/V method	138
7.6.4 Seismic noise network	144
7.7 Investigation of the Saint-Guillaume translational landslide	146
7.7.1 Geological, geomorphological and geotechnical setting of the trans- lational landslide	146
7.7.2 H/V method	147
7.7.3 Seismic noise network	149
7.8 Conclusions	150
7.9 Acknowledgments	152

8 Étude du glissement de Léaz	153
8.1 Synthèse des données existantes	153
8.2 Résultats géophysiques antérieurs	156
8.3 Prospections géophysiques	158
8.3.1 Les tomographies électriques	158
8.3.2 Prospections sismiques actives	161
8.3.3 Méthodes sismiques passives	167
8.4 Conclusions	171
Conclusions	173
IV Suivi temporel de la polarisation spontanée : application au mouvement de Séchilienne	177
Introduction	179
9 Le suivi temporel de la PS sur le mouvement de Séchilienne	183
9.1 Présentation du réseau PS	183
9.2 Présentation des mesures de PS du suivi temporel	188
9.3 Mesures statiques	191
9.3.1 Profil transverse	191
9.3.2 Galerie de reconnaissance	193
9.4 Effets transitoires	197
9.4.1 Température et conductivité	197
9.4.2 Influence de la température	197
9.4.3 Influence de la pluie	198
9.4.4 Influence des séismes	200
9.4.5 Variations basse fréquence	202
Conclusions	205
Conclusions et perspectives	208
10 Conclusions	211
10.1 Géométrie du mouvement	211
10.1.1 Mouvements rocheux	211

10.1.2 Mouvements dans les sols	212
10.2 Circulation de fluide	213
11 Perspectives	215
11.1 Imagerie des mouvements	215
11.1.1 Le réseau IHR	215
11.1.2 Imagerie par méthode de corrélation	215
11.2 Hydrogéophysique sur les mouvements de terrain	216
11.2.1 Suivi temporel	216
11.2.2 Cartographie de la polarisation spontanée	217
11.2.3 Développement d'une technique d'inversion des profils de PS	217
12 Diffusion de nos travaux de recherche	219
Annexes	220
Remerciements	249

Introduction

Les mouvements de terrain constituent un aléa majeur dans les régions montagneuses. En effet, ils sont susceptibles de provoquer des dégâts directs tels que l'impact des matériaux en mouvement sur les infrastructures, l'effet de souffle et/ou la submersion des villages aval par une vague si la masse en mouvement atteint un lac. Ils peuvent aussi provoquer des dégâts indirects comme l'obstruction d'une vallée par un barrage généré par l'éboulement, la formation d'un lac en amont et le déferlement d'une onde de crue issue de la rupture du barrage. L'*International Disaster Database (Université Catholique de Louvain, Belgique)*, a estimé pour l'Europe les dommages causés par les mouvements de terrains entre 1903 et 2004. Ils s'élèvent à plus de 1.7 milliard de dollars et 16 158 tués pour 75 évènements recensés. Parmi ceux-ci on compte la catastrophe de Vajont (environ 2000 victimes, Italie, 1963, *Paolini et Vacis*, 1997), le mouvement rocheux de Valpola (27 victimes, 34 million m^3 , Italie, 1987, *Azzoni et al.*, 1992) et le mouvement rocheux de Randa (30 million m^3 , Suisse, 1991, *Eberhardt et al.*, 2002; *Sartori et al.*, 2003). En France, les mouvements de terrain concernent sept mille communes avec pour un tiers des risques réels pour la population (*www.prim.net*). Depuis 1982 l'État se doit d'afficher le risque lié aux mouvements gravitaires (loi 82600 du 13 juillet 1982) et demande par conséquent à la communauté scientifique un effort intense pour améliorer la compréhension de ces phénomènes. En effet, la complexité des mécanismes rend délicat le diagnostic du phénomène.

Afin de faciliter la compréhension entre les différentes communautés scientifiques de nombreuses classifications de mouvement de terrain ont été proposées (par exemple, *Collin*, 1856; *Almagia*, 1910; *Varnes*, 1978; *Antoine*, 1992; *Cruden et Varnes*, 1996). Parmi celles-ci, la classification de *Cruden et Varnes* (1996) est la plus généralement adoptée dans la communauté scientifique.

Cruden et Varnes (1996) ont élaboré une classification des mouvements de terrain qui se base sur leur géométrie, leur activité, leur teneur en eau ainsi que sur le type de matériaux qu'ils mettent en jeu. Ils ont déterminé 5 catégories de mécanismes principaux schématisés sur la figure 1 par *Highland et Johnson* (2004) : (1) le fauchage (topple), (2) les étalements (spread), (3) les éboulements (fall), (4) les glissements (slide) et (5) les coulées (flow). Le **fauchage** (figure 1a) présente une inclinaison des extrémités supérieures (tête) de couches ou de feuillets rocheux en direction de la vallée par basculement de blocs ou par torsion. Le fauchage est particulièrement sensible dans les séries feuilletées ou stratifiées ou, plus généralement, présentant une famille de discontinuités à pendage très redressé et de direction parallèle à la vallée. L'ampleur de ce type de mouvement est variable et affecte de l'ordre de la dizaine de mètres d'épaisseur à la centaine de mètres. Le terme **spread** (**étalement**) (figure 1b) a été introduit par *Terzaghi et Peck* (1948) pour décrire des mouvements soudains produits par la liquéfaction de terrains type sable ou silt, recouverts

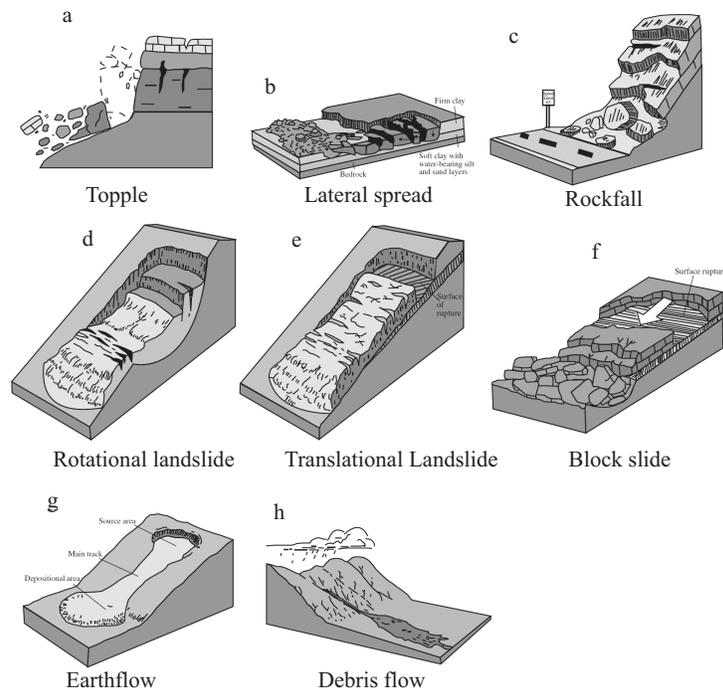


FIG. 1 – Schémas des différents types de mouvement de terrain d'après *Highland et Johnson* (2004)

d'une couche de sol ou de roche. L'**éboulement** (figure 1c) est une chute massive d'un volume rocheux important à très important (milliers de m^3 à dizaines de milliers de m^3). La fragmentation de la masse est totale et produit une accumulation de blocs dont l'épaisseur peut se chiffrer en dizaines de mètres (fonction de la morphologie du réceptacle). Pour les très grands volumes (10^5 - 10^6 m^3 ou plus) et en fonction de la morphologie des lieux, le mouvement peut s'apparenter à un flux de blocs susceptible de parcourir de longues distances. Le **glissement** (figures 1d, e et f) est un déplacement d'une masse de terrains meubles ou rocheux au long d'une surface de rupture de cisaillement qui correspond souvent à une discontinuité préexistante ; la rupture est engendrée par l'action de la gravité et de forces extérieures (hydrauliques ou sismiques) ou d'une modification des conditions aux limites. La **coulée** (figures 1g et h) est un mouvement d'une masse de matériaux de nature polyphasique (fragments solides/eau - fragments solides/air) s'apparentant à celui d'un fluide de viscosité variant dans d'assez larges proportions. Ce type de mouvement apparaît normalement dans les terrains de cohésion faible à nulle. Il peut également affecter des masses rocheuses désagrégées ayant subi plusieurs phases de glissements successifs.

Les gestionnaires de la sécurité civile souhaitent établir des prévisions d'occurrence d'un mouvement de terrain. A ce titre, certains mouvements tels que Séchilienne et la

Clapière en France (*Evrard et al.*, 1990; *Rochet et al.*, 1994; *Duranthon*, 2000; *Follacci*, 1999) font l'objet d'un suivi temporel des déplacements. Des critères basés sur l'évolution de l'accélération des mouvements ont été établis pour donner l'alerte et éventuellement couper la circulation sur les routes et évacuer les villages et les usines menacés (*Azimi et al.*, 1988).

Pour aider ces experts dans leurs décisions et pour mieux comprendre les mécanismes qui régissent les mouvements, la communauté scientifique a tenté durant ces dernières années d'établir des modèles numériques expliquant les déplacements mesurés (par exemple, *Vengeon et al.*, 1999b; *Merrien-Soukatchoff et al.*, 2001; *Potherat et Alfonsi*, 2001; *Nichol et al.*, 2002; *Malet*, 2003; *Sornette et al.*, 2004). Cependant, pour être calibrés, ces modèles ont besoin de paramètres d'entrée comme la géométrie, les propriétés mécaniques, les circulations hydrogéologiques et la dynamique du mouvement. Ces paramètres peuvent être évalués, avec des précisions très variables, à partir de méthodes géotechniques, géophysiques, géologiques et géodésiques.

- La **géométrie** du mouvement étudié et la localisation des fractures peuvent être appréhendées par des observations de surface (*Maquaire et al.*, 2001; *Weber*, 2001, géomorphologie), la télédétection (*Weber et Herrmann*, 2000, étude des photographies aériennes), les essais in-situ (*Caris et van Asch*, 1991; *Maquaire et al.*, 2001, géotechnique) et les méthodes géophysiques (*Bogoslovsky et Ogilvy*, 1977; *Bruno et Marillier*, 2000; *Schmutz et al.*, 2000; *Batayneh et Al Diabat*, 2002; *Bichler et al.*, 2004; *Lapenna et al.*, 2005).
- Les **paramètres mécaniques** peuvent être obtenus à l'aide d'essais in-situ (*Caris et van Asch*, 1991; *Malet*, 2003) et d'essai en laboratoire (*Mulder et van Asch*, 1989, mécanique des roches/sols).
- La **circulation des fluides** au sein des massifs et leur action sur les mouvements peuvent être établies grâce à des études hydrogéologiques (*Guglielmi et al.*, 2000, 2005), hydrogéochimiques (*Guglielmi et al.*, 2002) et hydromécaniques (*Cappa et al.*, 2004).
- La **dynamique des mouvements** de terrain peut être établie par des mesures de déplacement en surface à partir d'extensomètres, de cibles géodésiques (*Evrard et al.*, 1990; *Follacci*, 1999) ou de mesure GPS (*Duranthon*, 2000; *Malet et al.*, 2000b). L'imagerie à partir de données satellites ou aériennes peut permettre d'obtenir une vue globale des déplacements sur tout le mouvement (*Fruneau et al.*, 1996; *Weber et Herrmann*, 2000; *Casson et al.*, 2003; *Delacourt et al.*, 2004; *Casson et al.*, 2005).

Les méthodes géotechniques (sondages, essais de pénétration, essais en laboratoire, inclinomètres) apportent des informations sur la subsurface (profondeur du substratum, de la

surface de glissement ou de la nappe, caractéristiques mécaniques, profils des déplacements) de manière ponctuelle et relativement coûteuse.

Les méthodes géophysiques permettent potentiellement d'imager en 2D ou 3D la structure des mouvements de terrains, les variations des paramètres mécaniques ainsi que les écoulements préférentiels d'eau. Elles présentent les avantages d'être rapides, faciles à mettre en oeuvre, non destructives et de couvrir des zones étendues. Depuis les travaux de *Bogoslovsky et Ogilvy* (1977), les méthodes géophysiques ont été de plus en plus utilisées, surtout ces dernières années, pour l'investigation des mouvements de terrain. Cependant, ces techniques restent encore peu employées pour l'investigation des mouvements de terrain principalement car elles ne fournissent pas directement des données géologiques, hydrogéologiques ou mécaniques (*Jongmans et Garambois*, 2006). En outre, les mesures géophysiques sont limitées par la qualité et la fiabilité des résultats obtenus à cause de la non unicité de la solution et car les méthodes classiques d'interprétation de ces mesures géophysiques sont adaptées à des milieux de géométrie moins complexe et plus homogènes.

L'objectif de cette thèse est donc de mener une étude critique des apports et limites de différentes techniques géophysiques pour la caractérisation des mouvements de terrain. L'étude se concentre sur les techniques de tomographie électrique et sismique sur les mesures de bruit de fond sismique et enfin sur les mesures électriques passives. Ces méthodes permettent de caractériser la vitesse des ondes sismique (V_P et V_S) et résistivité électrique du milieu (ρ) et ses propriétés hydrologiques. La zone d'étude est restreinte à la région Rhône-Alpes mais concerne aussi bien des versants rocheux que des mouvements se développant dans les sols. Une étude comparative des différents sites étudiés permettra d'établir les apports et limites de chaque technique pour différents contextes géologiques et morphologiques.

Cette thèse s'articule en 4 parties. La partie I présente les méthodes géophysiques employées au cours de cette thèse. Nous décrirons dans un premier temps les méthodes d'imagerie électrique et sismique et préciserons, par la suite, leurs limites actuelles pour l'étude des mouvements de terrain. Nous exposerons, par la suite, les méthodes de traitement du bruit de fond sismique pour la caractérisation des mouvements de terrain. Le dernier chapitre de cette partie décrit la méthode de mesure électrique passive pour l'identification des écoulements au sein de glissements de terrains.

Les mouvements rocheux constituent des milieux fortement hétérogènes. Cette caractéristique est liée à la variation de l'état de fracturation du massif. A contrario, les contrastes et les géométries rencontrées dans les mouvements dans les sols sont beaucoup plus réguliers. Ainsi, les apports et limites des méthodes géophysiques employées sur ces mouvements seront différents de ceux obtenus sur les mouvements rocheux. Par conséquent l'étude des

mouvements rocheux est dissociée de l'étude des mouvements se développant dans les sols.

La partie II présente les études géophysiques menées durant cette thèse sur différents mouvements rocheux d'ampleur très variable. L'objectif de cette partie est d'établir une méthodologie d'étude des mouvements rocheux. Le chapitre 4 décrit les études géophysiques menées sur le mouvement de Séchilienne, localisé à 15 km au sud est de Grenoble (Alpes, France). Ce chapitre a fait l'objet d'un article paru en 2005 dans le *Canadian Geotechnical Journal*, (*Meric et al.*, 2005). Le chapitre 5 détaille une étude de prospection géophysique du mouvement de la Clapière localisé à 80 km au nord de Nice (Alpes du sud, France). Le chapitre 6 est consacré à l'étude d'un dièdre, le Ravin de l'Aiguille, de 225 000 m^3 localisé dans les falaises calcaires de Chartreuse qui surplombent la communauté de communes de Grenoble.

La partie III concerne l'étude des mouvements dans les sols. Le chapitre 7 décrit l'étude du glissement-coulée de Super-Sauze mobilisant des marnes noires, localisé dans les Préalpes françaises du bassin de Barcelonnette. Ce chapitre a fait l'objet d'un article pour un numéro spécial *Aléa Gravitaire* du Bulletin de la Société Géologique de France. Le chapitre 8 détaille enfin une étude par prospection géophysique du glissement de Léaz.

Les parties II et III sont toutes deux suivies de chapitres de conclusion qui récapitulent les apports et limites de chaque méthodes dans les différents contextes.

Enfin, la partie IV présente le suivi temporel de la polarisation spontanée mis en place dans le cadre de cette thèse sur le mouvement de Séchilienne. Actuellement, il existe très peu de données de PS en suivi temporel, or ces données permettent de mieux comprendre les phénomènes hydrogéologiques en jeu. Ainsi, même si en terme d'interprétation notre travail reste très préliminaire, il apporte des mesures de potentiel spontané acquises pendant un an sur un mouvement de terrain.

Première partie

Méthodes géophysiques pour l'étude des mouvements de terrain

Introduction

Les modifications du sol générées par un mouvement de terrain entraînent généralement des variations des paramètres géophysiques qui caractérisent le sous sol. La mesure de ces paramètres peut donc être utilisée afin d’imager le corps du mouvement et suivre son évolution. Potentiellement, deux situations principales sont présentes. (1) Le contraste géophysique est lié à un changement lithologique (stratigraphie, contact tectonique, altération pré-mouvement) qui guide la surface de rupture (*Batayneh et Al Diabat, 2002; Glade et al., 2005; Jongmans et al., 2000; Agnesi et al., 2005; Havenith et al., 2000; Wisen et al., 2003*). (2) Le mouvement se développe au sein d’une couche géologique homogène, mais altère ses caractéristiques physiques. Le contraste géophysique a alors lieu entre la masse en mouvement, déconsolidée, et la masse non-affectée (*Caris et van Asch, 1991; Lapenna et al., 2005; Schmutz et al., 2000; Bruno et Marillier, 2000; Lebourg et al., 2005*). L’existence d’un contraste est alors liée à l’action cumulée ou séparée de la dislocation mécanique, de l’altération et de l’augmentation de la teneur en eau.

La prospection géophysique appliquée aux mouvements de terrain a pour objet principalement d’identifier les limites latérales de la masse en mouvement et la surface de glissement en profondeur. Un second but est l’imagerie de la structure interne du corps en mouvement. Enfin la prospection géophysique des mouvements de terrain peut avoir pour objectif la détection d’eau au sein de la masse active, pour lequel les techniques électriques (*Lebourg et al., 2005; Bruno et Marillier, 2000; Lapenna et al., 2005*) et électromagnétiques (*Caris et van Asch, 1991; Mauritsch et al., 2000*) sont le plus souvent employées. Ces méthodes permettent de localisées les zones saturées.

L’application de méthodes géophysiques à l’étude des mouvements de terrain comporte généralement trois étapes :

(1) Le choix de la ou des méthodes géophysiques les plus adaptées à l’étude du mouvement. La sélection se fait en fonction de la géologie du site, de la profondeur d’investigation, de la résolution souhaitée, mais aussi de l’accessibilité du terrain (végétation, topographie), et du coût de la prospection, parmi la large gamme de méthodes géophysiques existantes

(*Reynolds, 1997*) :

- Les méthodes sismiques fournissent des informations sur les vitesses de propagation des ondes P et S, reliées aux paramètres mécaniques ou hydrogéologiques (zone saturée) du milieu.
- Les méthodes électriques et électromagnétiques mesurent la résistivité électrique qui dépend de la nature du milieu, de son état de fracturation, de sa teneur en eau et/ou en argile et de la chimie de l'eau.
- le géoradar donne accès à la permittivité diélectrique
- La prospection magnétique est sensible à la susceptibilité magnétique
- les méthodes gravimétriques apportent des données sur la densité du terrain sous-jacent.

(2) L'acquisition et le traitement des données. Ces étapes nécessitent de définir préalablement les paramètres d'acquisition (pas d'échantillonnage temporel et spatial, longueur du dispositif, choix du matériel ...) et la sélection d'une méthode d'interprétation adaptée aux milieux complexes. Trois principaux types de résultats sont obtenus après traitement :

- une section montrant les ondes réfléchies sur des couches géologiques (sismique ou géoradar) ;
- une image tomographique, basée sur la reconstruction spatiale d'un paramètre (résistivité, vitesse des ondes sismique ou densité) via un processus d'inversion ;
- sections ou profils horizontaux de données traitées ou non, donnant la variation spatiale d'un paramètre.

(3) La dernière étape constitue l'interprétation des résultats qui nécessite beaucoup de prudence car toutes les anomalies observées ne résultent pas nécessairement d'un contraste lié au mouvement. Elles peuvent être liées à des hétérogénéités naturelles ou anthropiques, à un artefact produit lors de l'acquisition ou de l'inversion des données, ou encore au bruit. Par conséquent, il est primordial de valider les interprétations géophysiques par des informations obtenues par des études géologiques ou/et géotechniques dans le but de caractériser au mieux la zone en mouvement.

Nous présentons au sein de cette partie, les quatre méthodes géophysiques qui ont principalement été employées durant cette thèse.

- Premièrement, deux méthodes d'imagerie géophysique (tomographie électrique et méthodes sismiques) qui fournissent une image de la répartition continue en 2D ou 3D d'un paramètre géophysique donné (résistivité, vitesse des ondes sismique) ou une coupe des contrastes de paramètres géophysiques au sein du milieu.
- Deuxièmement, des techniques de traitement des mesures de bruits de fond sismique dont l'application la plus répandue est pour des applications parasismiques (*Kudo,*

1995; Bard, 1998), mais utilisées aussi pour obtenir le profil de vitesse des ondes S dans le sol (Miyakoshi et al., 1998; Satoh et al., 2001; Scherbaum et al., 2003). Ces techniques sont rarement appliquées pour l'étude des mouvements de terrain.

- Enfin les mesures électriques passives (polarisation spontanée) qui sont utilisées pour caractériser la présence de minerais (Sato et Mooney, 1960), de panaches de pollution (Naudet et al., 2004) ou de circulations de fluide (Ernstson et Scherer, 1986; Fournier, 1989; Doussan et al., 2002; Trique et al., 2002; Revil et al., 2003). Elles seront appliquées pour étudier les circulations d'eau dans les mouvements de terrain.

Nous n'avons pas testé la sismique réflexion sur nos sites d'études en raison de la difficulté de mise en place d'une telle technique sur des versants instables. En outre, la couche remaniée est généralement très hétérogène et atténuante ce qui en limite l'application. Les méthodes électromagnétiques n'ont pas ou très peu, été testées lors de cette thèse. En effet, le géoradar n'a pas une profondeur d'investigation suffisamment importante pour les milieux étudiés (argiles, mouvement rocheux de plus de 100 m d'épaisseur) et est aussi limité en cas de forte hétérogénéité. Les autres méthodes électromagnétiques (EM31, EM34, TEM, AMT) supposent que le milieu est stratifié plan ou n'apporte que des informations sur la résistivité apparente (EM31, EM34). Nous avons donc préféré employer les méthodes de tomographie électrique qui donnent une représentation 2D ou 3D de la distribution des résistivités dans le sol. Enfin, nous n'avons pas utilisé la microgravimétrie pour l'étude des mouvements de terrain en raison du faible contraste de densité attendu entre la couche remaniée et la zone saine.

Chapitre 1

Imagerie géophysique des mouvements de terrain

1.1 Méthodes électriques

1.1.1 Introduction

Le principe de cette méthode repose sur la mesure d'une différence de potentiel électrique associée à l'injection d'un courant électrique dans le sous-sol (*Reynolds, 1997*). Cette méthode a pour but de déterminer la distribution des résistivités électriques des structures étudiées.

Le premier relevé de résistivité électrique fut fait par Conrad Schlumberger en 1920 pour la recherche minière et pétrolière. A partir de cette époque, la prospection électrique s'est principalement concentrée sur la mise en oeuvre et l'interprétation des sondages électriques (profil vertical 1D *Kunetz, 1966*). Dans les années 1970, une nouvelle représentation apparaît sous la forme de panneaux électriques (carte horizontale de résistivité 2D, *Edwards, 1977*). Toutefois il faut attendre le début des années 1990, et l'important développement des moyens informatiques, pour que les méthodes d'imagerie 2D et 3D associées à des algorithmes d'inversion performants se développent (*Oldenburg et al., 1993; Loke et Barker, 1996; Tsourlos et al., 1998; Kim et al., 1999; Mauriello et Patella, 1999*).

De nombreux dispositifs d'acquisition existent suivant le choix des électrodes d'injection de courant et de mesures de potentiel (par exemple Wenner, Schlumberger, Dipôle-dipôle). Ces différentes configurations présentent des profondeurs de pénétration (*Edwards, 1977; Dahlin et Zhou, 2004, tableau 1.1*), des résolutions spatiales (*Sasaki et al., 1992*) et des sensibilités propres (*Dahlin et Zhou, 2004*). *Oldenburg et Li (1999)* ont produit un algo-

rithme qui permet de connaître la profondeur d’investigation (depth of investigation DOI) au dessous de laquelle la structure du sous sol n’influence plus les données. Ces travaux ont pour but de limiter les sur-interprétations des inversions obtenues.

Type de dispositif	Z_e/L
Pôle-Pôle	6.28319
Pôle-Dipôle (n=8)	452.39
Wenner (α)	0.173
Wenner-Schlumberger (n=10)	0.191
Dipôle-Dipôle (n=8)	0.224
Wenner (γ)	0.198
Wenner (β)	0.139

TAB. 1.1 – Profondeur d’investigation médiane (Z_e), L est la longueur totale du dispositif, n est le facteur de séparation des dipôles, d’après *Edwards* (1977)

Aujourd’hui ces méthodes sont intensément utilisées pour la prospection hydrogéologique (*Acworth*, 1987 ; *Garambois et al.*, 2002) mais aussi dans le cadre des études d’ingénierie (*Bernstone et Dahlin*, 1999 ; *Dahlin*, 1996 ; *Dahlin et al.*, 2002 ; *Denis et al.*, 2002), pour détecter des failles (*Demant et al.*, 2001 ; *Nguyen*, 2005) des fractures et des cavités (*Leucci et De Giorgi*, 2005).

1.1.2 Application aux mouvements de terrain

Le principal objectif de la prospection électrique pour l’investigation des mouvements de terrains consiste à localiser la surface de rupture (*Jongmans et Garambois*, 2006). En effet, parmi les propriétés géophysiques des matériaux géologiques, la résistivité présente une des plus larges gammes d’ordres de grandeur (argile : $< 10 \Omega.m$, roches éruptives et métamorphiques : $10^5 \Omega.m$). Ainsi, ce paramètre géophysique est intéressant pour imager des contrastes entre les différentes structures géologiques, ou les variations du taux de fracturation au sein d’une même formation (*Mauritsch et al.*, 2000 ; *Jongmans et Garambois*, 2006). Au cours des vingt dernières années, l’application des méthodes électriques à l’étude des mouvements de terrain a suivi l’évolution de l’interprétation 1D à 3D.

En 1991, *Caris et van Asch* ont réalisé des études géophysiques, géotechniques et hydrogéologiques sur un petit glissement dans les terres noires des Alpes françaises. Ils ont effectué des sondages Schlumberger (1D) sur le mouvement et en dehors du mouvement (figure 1.1) et ont montré que la partie instable était caractérisée par une résistivité plus

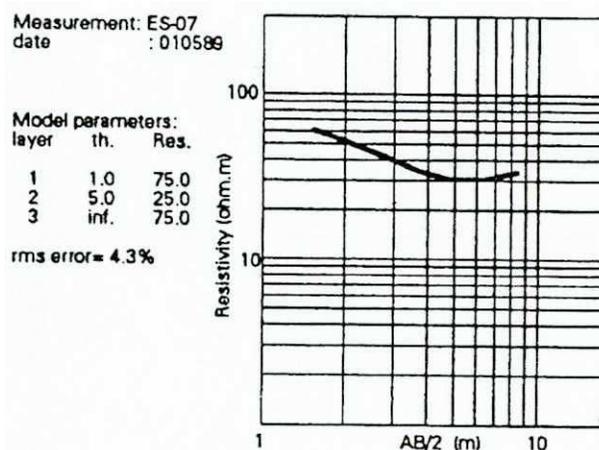


FIG. 1.1 – Sondage électrique mesuré sur un mouvement dans les terres noires (France) avec un dispositif Schlumberger, d'après *Caris et van Asch* (1991)

faible (28 à 75 $\Omega.m$) que les terrains en place (80 à 110 $\Omega.m$) car l'augmentation de la fracturation des marnes en mouvement a favorisé l'infiltration d'eau. *Lapenna et al.* (2005) ont étudié le mouvement de Giarrossa (argile, Italie) par tomographies électriques (dipôle-dipôle, 2D). Ces tomographies ont montré la présence de zones conductrices jusqu'à des profondeurs de 25 à 35 m en rapport avec le corps du glissement (figure 1.2). Enfin, *Bichler et al.* (2004) ont caractérisé un glissement se développant dans les argiles et les sables (British Columbia, Canada) par tomographie électrique. La réalisation de plusieurs coupes tomographiques 2D a permis de résoudre la relation stratigraphique entre les différentes unités qui composent le glissement jusqu'à 40 m de profondeur (figure 1.3) et de présenter une image 3D du mouvement.

La tomographie électrique présente de forts avantages pour la prospection des mouvements de terrain, tant pour son pouvoir de détection que pour son faible coût en temps, en efforts, et financier (*Jongmans et Garambois*, 2006). Elle est par ailleurs, sensible à la présence d'eau. De plus l'inversion des données est quasiment automatique, et relativement facile à interpréter si la géologie n'est pas trop complexe. Son pouvoir de résolution reste cependant limité, surtout en présence de structures complexes (*Nguyen*, 2005). Même si l'inversion est un processus quasi-automatique il reste des incertitudes quand à la fiabilité de l'image finale en raison de la diminution de la résolution avec la profondeur (*Oldenburg et Li*, 1999; *Olayinka et Yaramanci*, 2000) et du problème de non unicité de la solution.

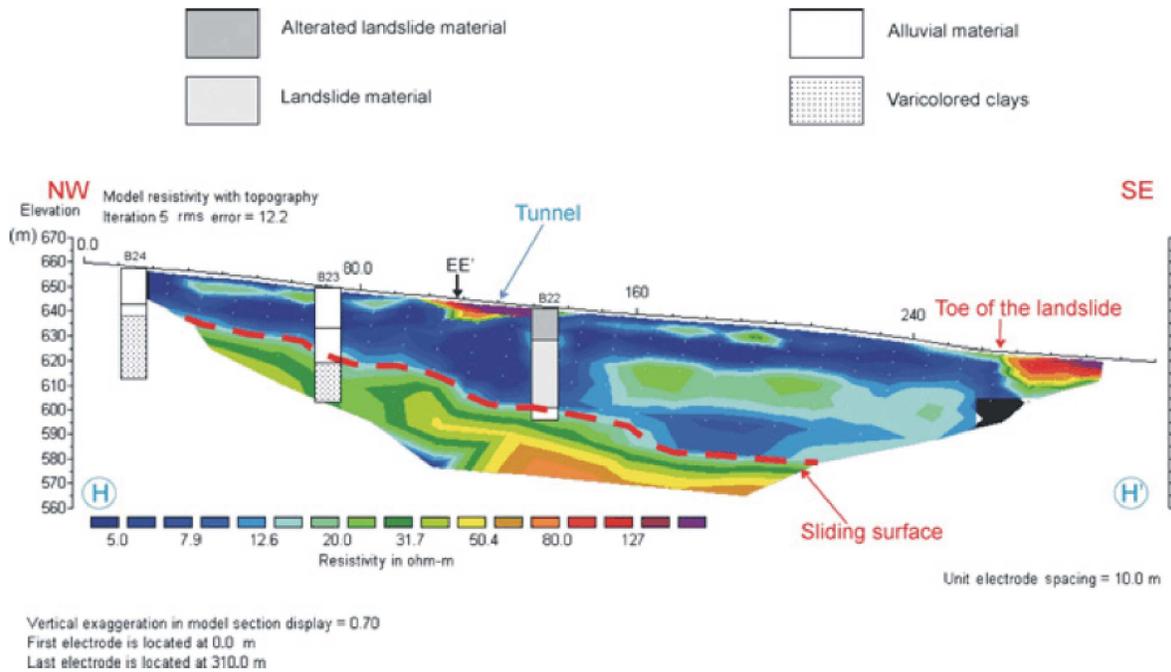


FIG. 1.2 – Tomographie électrique parallèle au mouvement de Varco Izzo (Italie), comparée aux données stratigraphiques déduites de sondages mécaniques. La forme du corps du mouvement est bien définie, la surface de glissement est indiquée par la ligne pointillée rouge, d'après (Lapenna et al., 2005).

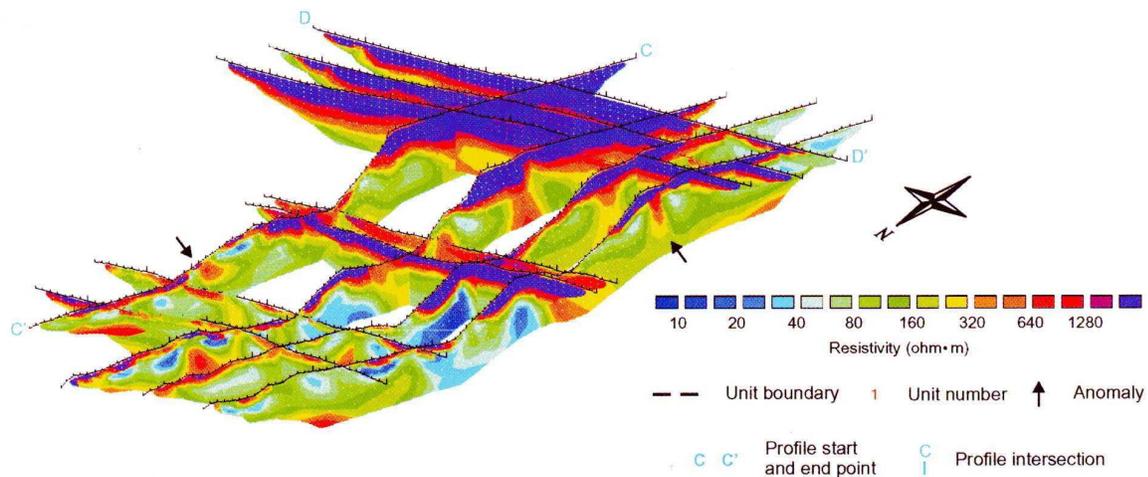


FIG. 1.3 – Représentation 3D de tomographies électriques 2D mesurées sur un glissement dans les argiles et sables (British Columbia, Canada), d'après Bichler et al. (2004)

1.1.3 Méthodologie utilisée et développement d'outils

Dans le cadre de cette thèse, nous avons utilisé le résistivimètre *syscal R1 plus* développé par *IRIS Instruments*. Ce système permet de brancher au moins 96 électrodes espacées de au moins 5 m et acquière automatiquement des mesures pour différents types de sondages. Le traitement des données est effectué à partir de logiciels d'inversion pour déterminer les résistivités vraies à partir de la pseudo-section obtenue sur le terrain. Nous avons utilisé le programme RES2DINV de *Loke et Barker (1996)*. Ce programme d'inversion est basé sur une méthode d'optimisation par moindres carrés généralisés (*deGroot Hedlin et Constable, 1990 ; Sasaki et al., 1992*). Malgré une profondeur de pénétration plus faible que les autres dispositifs, nous avons choisi le dispositif de type Wenner pour nos études car il offre une faible sensibilité au bruit ambiant et une meilleure résolution verticale (*Dahlin et Zhou, 2004*).

Lors des campagnes de mesures menées durant cette thèse, nous avons régulièrement observé la présence de mesures aberrantes de la résistivité apparente, souvent liées à un problèmes de couplage entre une électrode et le sol. Celles-ci génèrent lors de l'inversion un RMS élevé et dans le pire des cas des artefacts. Nous avons donc développé un programme de filtrage des données qui a pour but d'éliminer ces mesures aberrantes de nos jeux de données. Ce filtre, de type médian, est appliqué à la pseudo-section et prend en un point la valeur médiane des 7 points voisins (figure 1.4). L'application de ce filtre permet d'éliminer une partie des mesures présentant des valeurs trop contrastées avec leur voisins. Ce filtre a systématiquement été appliqué sur toutes les données de tomographie électrique.

1.2 Méthodes sismiques

1.2.1 Introduction

Les méthodes de prospection sismique actives utilisent une source d'ébranlement pouvant être générée par un coup de masse sur une plaque métallique, l'explosion de dynamite ou encore les vibrations cohérentes d'un camion vibreur. L'étude des vitesses des ondes élastiques ainsi produites, renseignent sur les caractéristiques mécaniques du sol. On distingue plusieurs types d'ondes sismiques dont notamment :

- les ondes de volume (onde de compression P et onde de cisaillement S)
- les ondes de surface (onde de Rayleigh, de Love).

Trois principales techniques sismiques permettent d'obtenir des informations sur la distribution de vitesse dans le sol : l'analyse des temps des premières arrivées (sismique réfrac-

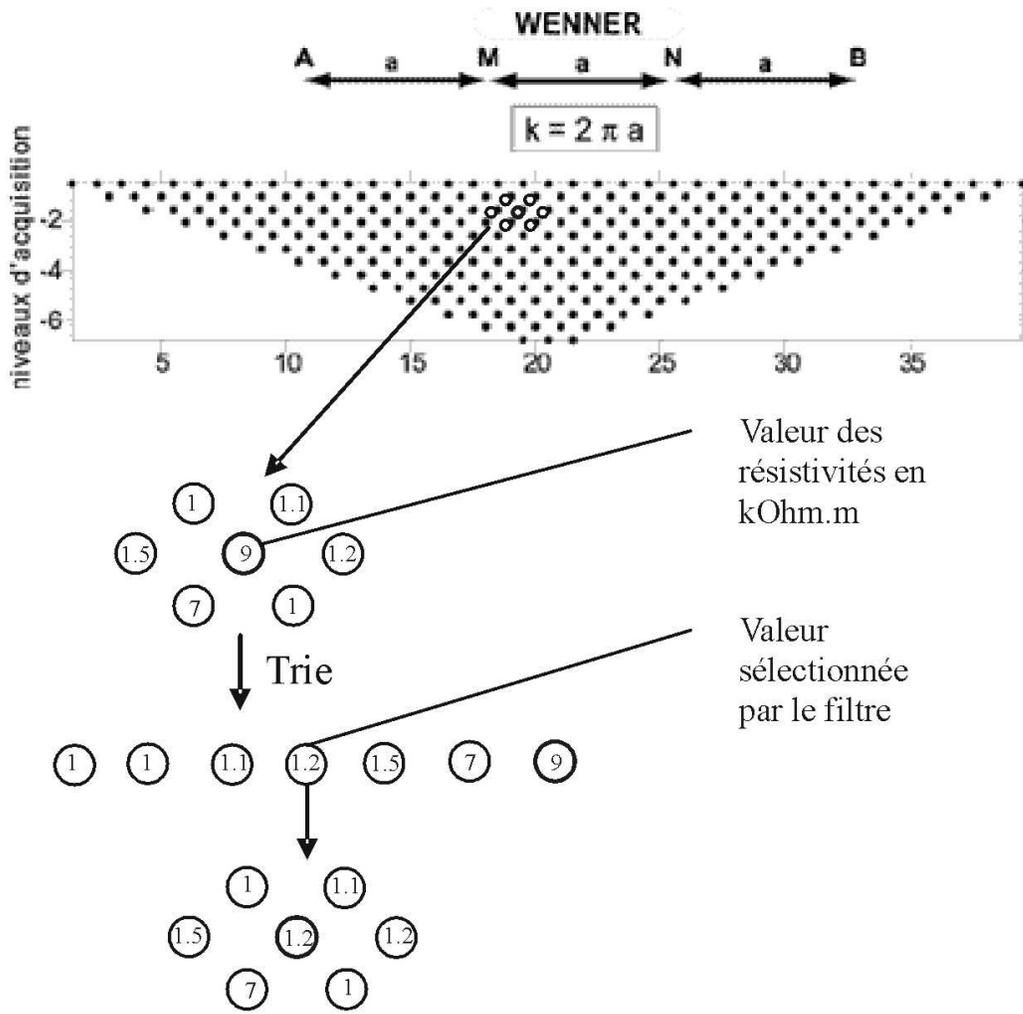


FIG. 1.4 – Pseudo-section pour le dispositif Wenner et fonctionnement du *filtre médian en étoile*

tion et tomographie), le traitement des ondes réfléchies (sismique réflexion) et l'analyse des ondes de surface. Les deux premières techniques sont largement développées dans les ouvrages de référence (*Telford et al.*, 1990; *Reynolds*, 1997).

1.2.2 Ondes de surface

Les ondes de surface sont généralement très énergétiques et mettent en mouvement les particules à la surface du sol sur une profondeur d'autant plus importante que leur longueur d'onde est élevée (fréquence basse). Pour un milieu hétérogène dont les caractéristiques varient avec la profondeur (vitesse des ondes S, ...), la vitesse des ondes de surface varie en fonction de leur fréquence. Ces ondes sont alors dites dispersives. La courbe de dispersion des vitesses de phase (ou de groupe) peut être calculée à partir des enregistrements d'ondes émises par des sources actives (*Hermann*, 1987; *Socco et Strobbia*, 2004) ou à partir d'enregistrements du bruit sismique (voir chapitre 2). Cette courbe de dispersion est ensuite inversée pour obtenir les profils de vitesses des ondes de cisaillement et de compression en fonction de la profondeur. Il existe de nombreuses méthodes d'inversion pour résoudre ce problème dont l'objectif est de rechercher un modèle qui optimise la fonction coût (généralement RMS), estimée en comparant les courbes de dispersion calculées pour les modèles générés et la courbe de dispersion mesurée. Plus la fonction coût est faible, plus la courbe de dispersion calculée est proche de la courbe mesurée. La *méthode de grille systématique* consiste à calculer le problème direct avec toutes les combinaisons possibles de paramètres afin de déterminer ceux qui satisfont le mieux les données. Cette méthode est très coûteuse en temps. Il existe des méthodes itératives qui modifient un modèle initial afin de tendre vers un coût minimum (*Nolet*, 1981; *Tarantola*, 1987; *Press et al.*, 1992; *Herrmann*, 1994). La faiblesse de ces méthodes d'inversion est qu'elles sont dépendantes du modèle initial. Une autre technique, *Réseau neuronaux* consiste à entraîner l'algorithme à résoudre le problème, comme pour un cerveau humain. Cet apprentissage se fait avec des modèles synthétiques qui doivent être proches de la réalité (*Michaels et Smith*, 1997). Cette technique ne permet pas de scanner toutes les possibilités. La méthode *Monte Carlo* consiste à investiguer un espace de paramètres de manière pseudo-aléatoire. Cette méthode a été améliorée par la technique de recherche directe (*Algorithme génétique*, *Stoa et Sen*, 1991; *Lomax et Snieder*, 1995; *Boschetti et al.*, 1996; *Yamanaka et Ishida*, 1996) ou combinée à d'autre (*Chunduru et al.*, 1996; *Devilee*, 1999; *Boschetti et Moresi*, 2001). Enfin, l'algorithme de *voisinage* (*Sambridge*, 1999a) génère de manière pseudo aléatoire des échantillons dans l'espace des paramètres. La dépendance en z (la profondeur) est approchée par une discrétisation en n couches d'épaisseur h_n . La courbe de dispersion

est calculée pour chacun des modèles générés. A l'itération suivante l'algorithme utilise les meilleurs paramètres pour guider la recherche vers de meilleurs modèles. L'avantage de cet algorithme est qu'il fournit non pas une solution unique mais un panel de solutions qui peuvent être très différentes.

1.2.3 Application aux mouvements de terrain

De nombreuses études des mouvements de terrain par méthodes sismiques ont été menées : (1) en sismique réfraction classique (*McCann et Forster, 1990; Caris et van Asch, 1991; Mauritsch et al., 2000; Glade et al., 2005*), (2) par tomographie sismique (*Jongmans et al., 2000*), et (3) par sismique réflexion (*Bruno et Marillier, 2000; Ferrucci et al., 2000; Bichler et al., 2004*).

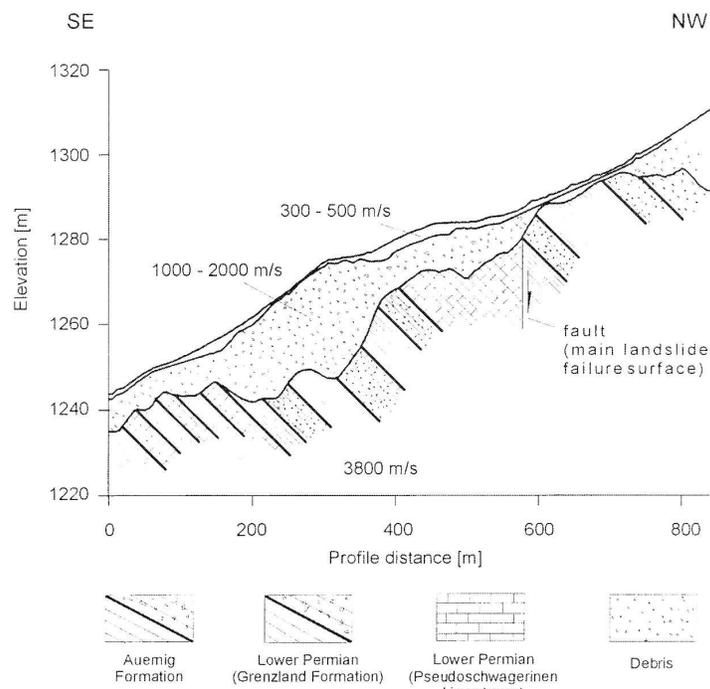


FIG. 1.5 – Interprétation des profils de sismique réfraction effectués sur un mouvement localisé dans le sud de l'Autriche, d'après *Mauritsch et al. (2000)*.

Mauritsch et al. (2000) ont étudié des mouvements de terrain de grande ampleur se développant dans le sud de l'Autriche en appliquant des méthodes géophysiques (sismique réfraction, géoélectrique et électromagnétique). Ces mouvements affectent des versants constitués de structures géologiques complexes (calcaire, conglomérat dolomitique, grès et marnes). Le traitement de la sismique réfraction (GRM, *Palmer, 1980*) permet de mettre

en évidence des contrastes de vitesse (de 400 à 3600-4000 $m.s^{-1}$, figure 1.5) interprétées comme des variations lithologiques.

Les travaux de *Jongmans et al.* (2000) ont présenté une application de la tomographie sismique à l'étude d'un mouvement situé dans un contexte rocheux (mouvement de Bas-Oha, Belgique). L'image obtenue a montré une diminution significative de la vitesse des ondes sismiques entre la masse instable (900 $m.s^{-1}$) et la zone saine ($> 2300 m.s^{-1}$, figure 1.6).

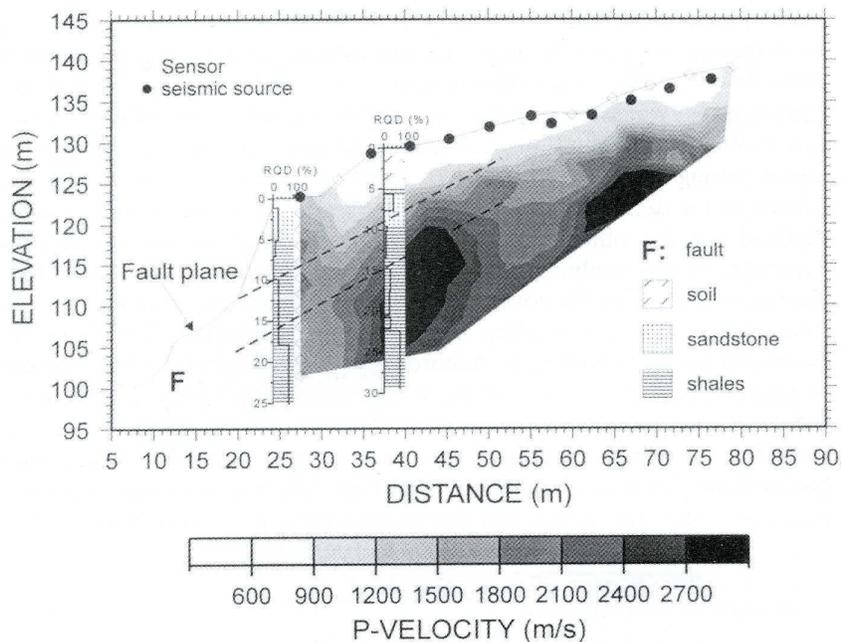


FIG. 1.6 – Tomographie sismique acquise sur le mouvement de Bas-Oha, Belgique. Les positions des sondages mécaniques et du RQD (Rock Quality Design) sont indiquées, d'après *Jongmans et al.* (2000).

Bruno et Marillier (2000) ont étudié par sismique réflexion le mouvement de Boup (Suisse) qui se développe dans du gypse. La figure 1.7 montre deux principaux réflecteurs à environ 50 m et 85 m. La réflexion qui se produit à environ 50 m de profondeur est associée, par les auteurs, à la surface de glissement au sein du gypse. Cependant, ce réflecteur est très basse fréquence et se situe à la limite du *mute* appliqué aux données.

Les méthodes de sismique réfraction classiques ont une profondeur d'investigation limitée car elles nécessitent des profils relativement longs (3 à 5 fois la profondeur d'investigation, *Jongmans et Garambois*, 2006). Or, les formations des mouvements de terrain sont souvent très perturbées ce qui provoque une forte atténuation des ondes sismiques. Ainsi,

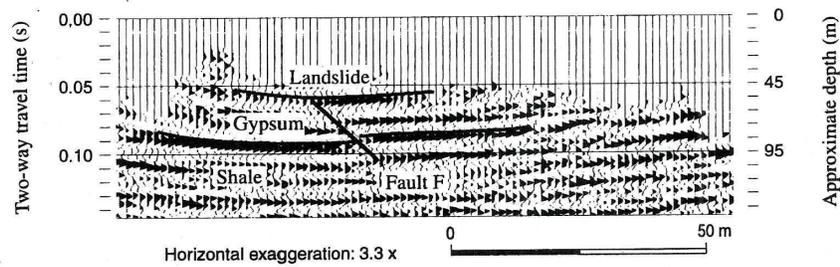


FIG. 1.7 – Section poststack d’une sismique réflexion menée sur le mouvement de Boup (Suisse). La réflexion observée entre 50 et 60 m est interprétée par les auteurs comme étant le contact entre le gypse en mouvement et le gypse sain, d’après *Bruno et Marillier (2000)*.

il est parfois nécessaire d’employer de l’explosif à la place de simples coups de masse, pour améliorer le rapport signal sur bruit. Par ailleurs, l’utilisation de ces méthodes suppose que le réfracteur est continu tout le long du profil. Or, la structure des mouvements de terrain peut parfois être beaucoup plus complexe.

La tomographie sismique nécessite plus de données que la sismique réfraction classique. En contre partie, elle permet de détecter des variations latérales de vitesse. Elle tend cependant à produire des images lissées de la subsurface (*Jongmans et al., 2000*). Il faut alors multiplier les tirs afin d’obtenir une résolution suffisante (*Morey et Schuster, 1999*; *Sheley et al., 2003*).

La sismique réflexion présente deux intérêts majeurs : (1) elle permet d’imager la géométrie de la surface de glissement et (2) son traitement est robuste. De toutes les méthodes géophysiques, cette méthode est celle qui demande le plus d’effort pour le déploiement et le traitement (*Jongmans et Garambois, 2006*). Elle nécessite un bon rapport signal sur bruit et un enregistrement des hautes fréquences pour atteindre la résolution désirée. Ces conditions sont difficiles à remplir sur des objets comme les mouvements de terrain. En effet ces milieux sont généralement fortement atténuants et hétérogènes. Par ailleurs, à cause d’un faible pouvoir de résolution à faible profondeur, cette méthode peut être inadaptée à la localisation d’une surface de rupture (*Ferrucci et al., 2000*).

1.2.4 Méthodologie utilisée durant cette thèse

Dans le cadre de cette thèse, nous avons utilisé le système d’acquisition de données sismiques de *Geometrics (Strataview)* et 24 à 48 géophones de fréquence de coupure égale à 4.5 Hz. Des géophones de fréquence propre comprise entre 8 et 14 Hz sont classiquement utilisés pour les prospections sismiques lors des études de génies civil ou d’hydrogéologie.

Cependant l'intérêt des géophones 4.5 Hz est de pouvoir simultanément mesurer les ondes P et les ondes de surface, plus basse fréquence.

Le programme d'inversion utilisé pour traiter les tomographies sismiques est **SARDINE** Demanet (2000). Pour l'inversion, ce logiciel utilise la méthode SIRT (Simultaneous Iterative Reconstruction Technique) choisie en raison de sa robustesse vis à vis du bruit (Gilbert, 1972; Dines et Lyttle, 1979; Humphreys et Clayton, 1988).

L'inversion de la courbe de dispersion des ondes de surfaces a été effectuée avec le logiciel *na_viewer* développé par Wathelet (2005). Ce logiciel se base sur un *algorithme de voisinage* (Sambridge, 1999a,b) pour déterminer les paramètres (V_p , V_s et ρ la densité) de l'espace multidimensionnel qui expliquent le mieux les données.

Chapitre 2

Traitement du bruit de fond sismique pour la caractérisation des mouvements de terrain

2.1 Introduction

Contrairement aux méthodes sismiques actives, le traitement du bruit de fond sismique n'utilise pas de source d'ébranlement telle que des coups de masse, de l'explosif ou une source vibratoire (camion, vibroseis). Cette méthode présente ainsi l'intérêt de pouvoir être déployée dans des contextes où les sources actives ne peuvent pas l'être (zones très destructurées et menaçantes, zones urbanisées). Le second avantage de ces techniques est leur facilité à être déployées sur le terrain et leur grande profondeur d'investigation (plus de la centaine de mètres si on a accès à des basses fréquences).

Dans le cadre de cette thèse, les objectifs sont d'évaluer le potentiel de ces méthodes à déterminer les vitesses des ondes S au sein de la masse en mouvement et dans le substratum sain ainsi que la profondeur de la surface de rupture.

Dans ce chapitre nous présentons d'abord l'origine du bruit de fond sismique. Puis nous décrivons les principes de mesure et de traitement du bruit de fond en réseau. Cette méthode permet d'obtenir le profil de vitesse des ondes S en fonction de la profondeur. Enfin nous abordons la méthode H/V qui, permet de définir la profondeur de la masse active.

2.2 Origine du bruit de fond sismique

Le bruit de fond sismique a des origines diverses et variées qui peuvent être naturelles (marées, houles, arbres ou immeubles vibrant sous l'effet du vent ...) ou anthropiques (machines d'usine, voiture ; *Bard*, 1998 ; *Bonnefoy-Claudet*, 2004).

Le bruit sismique d'origine naturelle a principalement une fréquence inférieure à 1 Hz et son amplitude est majoritairement liée aux phénomènes naturels (*Bonnefoy-Claudet*, 2004). Le bruit de fréquences inférieures à 0.5 Hz est habituellement lié aux conditions météorologiques et océaniques à grande échelle, tandis que le bruit de fréquence proche de 1 Hz est globalement dû à l'effet du vent et aux conditions météorologiques régionales ou locales. Enfin, le bruit de fréquences supérieures à 1 Hz est généralement lié à l'activité humaine. Son amplitude spectrale présente une variation journalière et hebdomadaire.

Actuellement il est difficile d'établir des conclusions univoques sur la composition du champ d'ondes constituant le bruit (*Bonnefoy-Claudet*, 2004). Néanmoins, l'auteur a montré que les modes fondamentaux de Love et de Rayleigh sont toujours présents dans le champ d'onde du bruit. *Köhler et al.* (2006) ont montré la prédominance des ondes de Love (entre 70 et 90 %) sur une large bande de fréquence. La première harmonique des ondes de Rayleigh peut cependant exister, en fonction du contraste d'impédance. Enfin, le bruit est aussi constitué principalement par les modes fondamentaux de Rayleigh et Love, mais si les sources sont lointaines et profondes les ondes de volume (résonance des ondes S) peuvent dominer le bruit.

2.3 Utilisation des mesures de bruit de fond sismique

2.3.1 Mesures de bruit de fond en réseau

L'objectif de cette méthode est d'obtenir le profil 1D de la vitesse des ondes S en fonction de la profondeur. Ce profil est obtenu par inversion de la courbe de dispersion des ondes de surface. L'originalité de cette méthode réside dans le fait que ce sont les ondes de surface issues du bruit de fond sismique qui sont utilisées. Les deux principaux avantages de cette technique par rapport aux ondes de surface issues de sources actives sont que :

- le contenu fréquentiel du bruit de fond sismique est plus basse fréquence et on a donc accès aux vitesses des ondes S des couches plus profondes ;
- les sources actives ne sont pas nécessaires.

La vitesse de phase est calculée pour différentes bandes de fréquence. Premièrement, le signal est divisé en petites fenêtres temporelles dont la taille est fonction de la fréquence

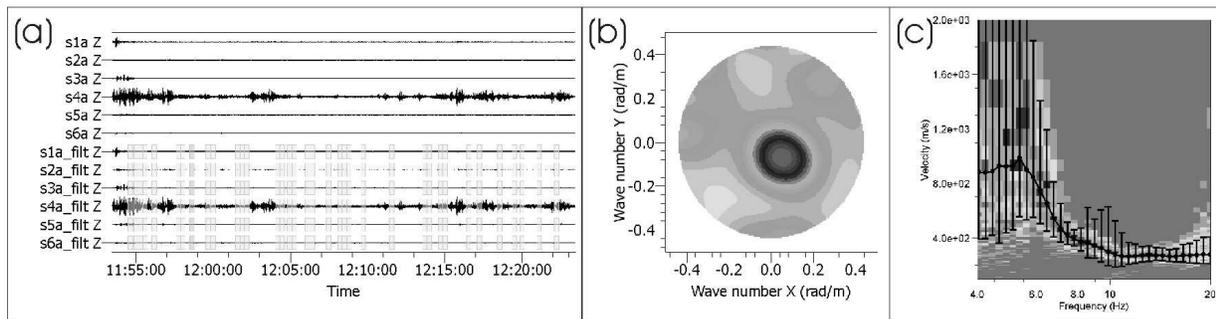


FIG. 2.1 – (a) Signaux de bruit de fond sismique enregistrés simultanément sur 6 capteurs et sélection des fenêtres temporelles. (b) Semblance dans le plan k_x k_y pour une fréquence donnée. (c) Histogramme des vitesses des maximums de semblance (b) pour chaque fenêtre temporelle (a) et pour chaque bande de fréquence.

considérée (figure 2.1a). La transformée de Fourier est alors calculée pour chaque fenêtre de temps et pour chaque capteur. Puis, la transformée fréquence-nombre d'onde (fk) est calculée sur les signaux coupés. L'analyse en fréquence-nombre d'ondes (*Lacoss et al.*, 1969 ; *Kvaerna et Ringdahl*, 1986) suppose qu'il existe des ondes planes horizontales se propageant à travers le réseau de capteurs situés à la surface. Pour une onde de fréquence f , de direction de propagation et de vitesse données, le temps d'arrivée relatif est calculé pour chaque position de capteur et la phase est décalée en fonction du délais en temps. La réponse du réseau est calculée par la sommation dans le domaine fréquentiel des signaux décalés. Si une onde se propage effectivement dans une direction et une vitesse données, toutes les contributions se sommeront constructivement, entraînant une forte réponse du réseau. La réponse du réseau divisée par la puissance spectrale est appelée la semblance (*Lacoss et al.*, 1969). La position du maximum de semblance dans le plan k_x , k_y , les nombres d'ondes le long des axes horizontaux x et y donnent une estimation de la vitesse et de l'azimut de l'onde qui se propage à travers le réseau et ceci pour chaque fréquence (figure 2.1b).

Un histogramme de vitesse des maxima de semblance (figure 2.1c) est construit pour chaque bande de fréquence, permettant ainsi le calcul de la courbe de dispersion des ondes de surface et son incertitude.

2.3.2 Méthode H/V

Principe

La méthode H/V est très attractive car elle est peu coûteuse et rapide à mettre en oeuvre. En effet, la technique ne nécessite qu'un seul capteur 3 composantes et une station

d'acquisition. Il suffit d'enregistrer le bruit de fond sismique pendant plusieurs dizaines de minutes, de calculer le spectre des signaux, et de faire le rapport entre les spectres des composantes horizontales (moyenne des deux directions) et le spectre de la composante verticale.

Ce rapport met alors en évidence un ou plusieurs pics à différentes fréquences dites de résonance.

Interprétations et limites

Pour un milieu homogène avec une couche de sol sur un substratum, les courbes H/V ne montrent qu'un seul pic dont la fréquence est associée à la fréquence de résonance de la couche supérieure (*Nakamura, 1989; Bard, 1998*) à +/- 20% (*Bonnefoy-Claudet, 2004*). Ce pic peut être expliqué par la polarisation horizontale du mode fondamental des ondes de Rayleigh et/ou par la phase d'Airy du mode fondamental des ondes de Love, et/ou par la résonance des ondes S, si le contraste d'impédance entre la couche supérieure et le substratum est fort (> 4) ou modéré (entre 3 et 4). Toutefois, si le contraste d'impédance est faible (< 3) le pic H/V peut être dû à la résonance des ondes S (*Bonnefoy-Claudet, 2004*). Ainsi, l'origine du pic H/V n'est pas unique.

Dans le cas d'une structure avec une couche de sol sur un substratum, la fréquence de résonance f_0 du site peut être estimée d'après la relation suivante (*Haskell, 1960*) :

$$f_0 = \frac{V_s}{4H} \quad (2.1)$$

avec

H , épaisseur de la couche supérieure

V_s , vitesse des ondes S de la couche supérieure

Par conséquent, l'épaisseur de la couche peut être calculée si l'on connaît la fréquence f_0 et la vitesse des ondes S de la couche supérieure. Cette dernière peut être déduite par la sismique réfraction en onde S ou de l'analyse d'ondes de surface.

Des investigations numériques ont montré que la présence de 2 pics peut être liée à la présence de 2 forts contrastes d'impédances (> 3) à 2 profondeurs différentes (*Bonnefoy-Claudet, 2004*). Les 2 fréquences peuvent alors être interprétées comme des caractéristiques de chacune des couches. Dans ce cas, pour être sûr de la validité des résultats, il faut vérifier la stabilité des pics. En effet, le pic haute fréquence peut avoir des origines anthropiques mais peut aussi être causé par un mode supérieur (*Bodin et al., 2001*) ou des effets 2D ou 3D. En effet, *Uebayashi (2003)* a montré qu'à proximité d'une structure de géométrie très irrégulière, des modes supérieurs apparaissent en plus du mode fondamental des ondes

de Rayleigh. Des études récentes, sur des simulations numériques du bruit sismique sur des structures 2D-3D ont montré que (1) les courbes H/V présentent un pic clair dans les parties plates des structures et (2) un pic large, en forme de plateau et/ou de faible amplitude dans les parties avec de fortes variations latérales d'épaisseur (*Guillier et al.*, 2006). Dans les parties plates ou lorsque la pente du substratum est faible, pour des modèles 2D-3D, les pics de résonance sont en accord à +/- 20 % avec le pic f_0 théorique pour une géométrie 1D. Pour les structures 2D, la fréquence est toujours surestimée d'environ 15 % en présence de rapides variations latérales d'épaisseur, tandis que, pour des structures 3D, la fréquence du pic de résonance est toujours sous-estimée (jusqu'à 80 %) par rapport au pic théorique pour une structure 1D. En pratique, lorsque les rapports H/V présentent un large pic en forme de plateau et/ou une faible amplitude, il est préférable d'effectuer une couverture géographique dense des points de mesures et de les représenter en fonction de la distance le long du profil pour suivre qualitativement l'évolution spatiale du pic H/V. Néanmoins, la formule 2.1 ne doit être utilisée que lorsque le pic est clair.

Traitement

Les rapports H/V présentés dans cette thèse ont été calculés avec le logiciel *GEOPSY* (*Wathelet et al.*, 2004) développé dans le cadre du programme européen de recherche SE-SAME. Ce programme comporte les étapes suivantes :

1. recherche des N_i fenêtres stationnaires simultanément sur les trois composantes, par un critère d'anti-trigger LTA/STA ;
2. calcul des spectres de chaque composante sur chacune des N_i fenêtres ;
3. lissage des spectres pour chaque N_i fenêtre ;
4. calcul de la moyenne quadratique des spectres horizontaux $S_h(N_i)$ lissés pour chaque fenêtre i

$$S_h(N_i) = \sqrt{\frac{S_n(N_i)^2 + S_e(N_i)^2}{2}} \quad (2.2)$$

avec $S_n(N_i)$ spectre de la composante Nord-Sud, $S_e(N_i)$ spectre de la composante Est-Ouest ;

5. calcul des rapports spectraux $H/V(N_i)$ pour chaque fenêtre :

$$\frac{H}{V}(N_i) = \frac{S_h(N_i)}{S_v(N_i)} \quad (2.3)$$

;

6. moyenne géométrique du rapport spectral H/V sur toutes les fenêtres :

$$\frac{H}{V} = 10^{\frac{\sum \log_{10}(\frac{H}{V}(N_i))}{N_i}} \quad (2.4)$$

;

7. détermination de la fréquence f_0 du pic de la courbe H/V.

2.4 Application aux mouvements de terrain

Bien que ces méthodes utilisant le bruit de fond sismique soient limitées aux géométries tabulaires, plusieurs auteurs les ont appliquées avec succès sur des mouvements de terrain (*Jongmans et Garambois, 2006*). En effet, leur rapidité de mise en oeuvre et leur sensibilité à la variation de vitesse des ondes S leur confère une attractivité importante. *Gallipoli et al. (2000)* ont retrouvé la profondeur de la surface de rupture d'un glissement localisé dans les argiles du sud des Apennins grâce la méthode H/V. *Lapenna et al. (2003)* ont comparé avec succès les épaisseurs de la couche en mouvement obtenues avec la méthode H/V et des mesures électriques.

Néanmoins, nous avons vu précédemment que leur application en contexte 2D-3D, souvent rencontré sur les mouvements de terrain, peut être délicate voir déconseillée, notamment pour la méthode H/V. En outre, le développement des techniques de traitement de bruit de fond réseau a été effectué pour l'enregistrement de données en contexte 1D. Ainsi, le calcul de la courbe de dispersion à basse fréquence peut être affecté par la structure 2D-3D du mouvement. Par ailleurs, les mouvements de terrain peuvent être fortement hétérogènes. Cette caractéristique peut générer des diffractions, notamment au sein du réseau, entraînant une dégradation du signal et donc une perte de cohérence des signaux hautes fréquences.

2.5 Méthodologie utilisée durant cette thèse

Les mesures de bruit de fond sont traitées avec le logiciel *GEOPSY* (www.geopsy.org), par la méthode $f-k$ conventionnelle (paragraphe 2.3.1) pour les mesures en réseau. La courbe de dispersion obtenue est inversée avec le logiciel *na-viewer* (*Wathelet, 2005*, paragraphe 1.2.2).

Nous avons utilisé des capteurs 3 composantes large bande (Lennartz 5 s, pour investir à grande profondeur) pour l'acquisition du bruit de fond (figure 2.2b). Ils sont reliés à l'appareil d'acquisition (Cityshark II) développé par LEAS et l'IRD (figure 2.2a *Chatelain et al.,*

2000). Elle permet d'enregistrer simultanément sur 18 canaux (6*3 composantes), pour une fréquence d'échantillonnage comprise entre 50 et 250 Hz. La durée d'enregistrement doit être de plusieurs dizaines de minutes (Wathelet, 2005).



FIG. 2.2 – Descriptif du matériel d'acquisition du bruit de fond sismique, (a) Cityshark II, (b) capteur Lennartz 5s, (c) Dispositif optimal d'acquisition du bruit de fond réseau

Pour les mesures de bruit de fond en réseau, on cherche à balayer un maximum d'azimuts. Dans le cadre de cette thèse, nous avons déployé 5 capteurs sur un cercle tous les 72° plus un capteur central (figure 2.2c). D'après *Scherbaum et al.* (2002) la résolution décroît lorsque le rapport de l'ouverture du réseau sur la longueur d'onde diminue, d'où l'intérêt de disposer de plusieurs ouvertures de réseau. Par ailleurs, cette imbrication de réseaux permet de calculer la courbe de dispersion sur une plus large bande de fréquence. Nous avons généralement enregistré le bruit pendant trente minutes et nous avons déployé, sur chaque site, au moins trois réseaux de diamètres différents.

Chapitre 3

Mesures électriques passives pour l'identification d'écoulements au sein de mouvements de terrain

3.1 Introduction

Les mesures électriques passives sont des mesures du potentiel spontané à la surface du sol. Celles-ci se distinguent des méthodes actives telles que la polarisation induite ou la méthode de résistivité, par l'absence d'injection de courant. Elles sont ainsi plus faciles à déployer sur les mouvements de terrain, aussi bien pour une étude des potentiels statiques que des potentiels transitoires.

Dans ce chapitre nous décrivons les origines, les techniques d'interprétation et les avantages et limites des applications des méthodes électriques passives à l'étude des mouvements de terrain.

3.2 Origines de la polarisation spontanée

Cette technique consiste en la mesure passive de la distribution du potentiel électrique à la surface du sol sans injection de courant. Au début du $XX^{\text{ième}}$ siècle, cette méthode était utilisée pour la recherche de minerais (*Telford et al.*, 1990).

Le tableau 3.1 présente les sources susceptibles de provoquer des anomalies de potentiel spontané de quelques millivolts à quelques dizaines de milliers de millivolts. Parmi celles-ci, on trouve l'oxydoréduction (*Sato et Mooney*, 1960; *Bigalke et Grabner*, 1997; *Timm et Moller*, 2001; *Naudet et al.*, 2004), la circulation de fluide (*Ernstson et Scherer*, 1986;

Phénomène	Amplitude observée sur le terrain
Bruit industriel - dipôle de 1 km	10 000 mV
Oxydoréduction	500 mV
Induction MT (orages magnétiques) - dipôle de 1 km	50 mV
Electrocinétisme	10 mV
Potentiels électrothermiques	10 mV
Potentiels électrochimiques	10 mV
Induction MT (variations diurnes) - dipôle 1km	5 mV
Bioélectricité	1 mV
Sismoélectricité	1 mV
Piézoélectricité	Jamais observé

TAB. 3.1 – Tableau récapitulatif des sources de potentiel spontané et les amplitudes associées (*Darnet, 2003*)

Fournier, 1989; Doussan et al., 2002; Trique et al., 2002; Revil et al., 2003), la géothermie (*Corwin et Hoover, 1979; Aubert et Atangana, 1996; Ishido, 1997; Lénat et al., 2000; Finizola et al., 2002, 2004*), les variations géologiques (zones de cisaillement et de faille; *Bernard, 1992; Fenoglio et al., 1995*), la présence de végétation ou encore les perturbations magnétiques (*Trique et al., 2002*).

Durant cette thèse, nous nous intéressons principalement aux anomalies de polarisation spontanée générée par la circulation des fluides au sein de mouvement de terrain. En effet, ces dernières présentent un rôle primordial dans la mécanique des mouvements de terrain. Nous commencerons donc par présenter le phénomène d'anomalie électrique générée par la circulation de fluides : l'électrocinétisme.

Electrocinétisme

Les potentiels électrocinétiques sont générés par le déplacement d'une phase fluide par rapport à une phase solide. La distribution des charges dans la phase fluide est fonction des caractéristiques électrochimiques de l'interface solide fluide. Un modèle a été proposé par Stern en 1924 (figure 3.1). Ce modèle est composé d'une double couche électrique incluant une **couche compacte** et une **couche diffuse**. Dans la couche compacte, les ions adhèrent à la paroi du solide par adsorption. Elle peut être divisée en deux sous-couches : une couche interne limitée par un plan (IHP) passant par le centre des ions accolés au solide et une couche externe limitée par un plan (OHP) dans laquelle les ions sont attirés essentiellement

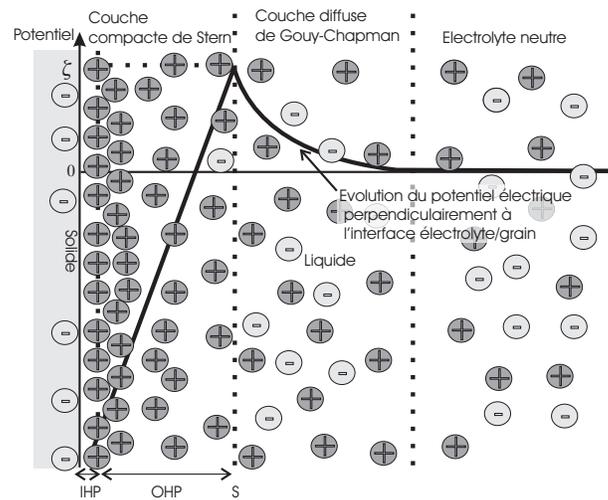


FIG. 3.1 – Modèle de Stern de la distribution ionique de la double couche électrique dans le cas d'un solide chargé négativement (IHP, OHP : Inner et Outer Helmholtz plane), et évolution du potentiel perpendiculairement à l'interface (d'après *Jouniaux, 1994 ; Revil et Pezard, 1999a*).

par les forces électrostatiques. Le potentiel ζ est le potentiel sur le plan de cisaillement S sur lequel se crée la circulation de fluide. Ce potentiel est lié à la conductivité de surface (*Revil et Leroy, 2001*), au pH de la solution (*Ishido et Mizutani, 1981 ; Morgan et al., 1989 ; Lorne et al., 1999*), à la température (*Ishido et Mizutani, 1981 ; Morgan et al., 1989 ; Revil et al., 1999b ; Darnet, 2003*) et à la résistivité du fluide (*Revil et al., 2003*). Dans la couche compacte, le potentiel électrique varie linéairement alors qu'il varie de manière exponentielle dans la couche diffuse. Cette variation de potentiel est liée à la distribution ionique. Dans le cas d'une surface chargée négativement, plus les cations sont nombreux dans la couche compacte, plus le potentiel (en valeur absolue) décroît rapidement à partir de la surface.

En 1903, Smoluchowski énonce la relation de base de l'électrofiltration qui associe le gradient de potentiel électrique et le gradient de pression de fluide qui en est la cause. L'équation de Helmholtz-Smoluchowski décrit les phénomènes électrocinétiques qui ont lieu dans des capillaires poreux homogènes à symétrie cylindrique (1D).

Les travaux de *DeGroot et Mazur (1962) ; Nourbehecht (1963)* puis *Lorne et al. (1999) ; Revil et Leroy (2001)* ont permis d'établir les équations constitutives du phénomène d'électrofiltration à l'échelle géologique. Celles-ci s'écrivent :

$$\vec{J} = -\sigma \vec{\nabla} V - L(\vec{\nabla} p - \rho_f \vec{g}) \quad (3.1)$$

$$\vec{U} = -L\vec{\nabla}V - \frac{k}{\eta}(\vec{\nabla}p - \rho_f\vec{g}) \quad (3.2)$$

où J est la densité de courant ($A.m^{-2}$), σ est la conductivité électrique du milieu poreux ($S.m^{-1}$), V est le potentiel électrique (V), L est le paramètre de couplage électrocinétique ($m^2/V.s$), p est la pression du fluide (Pa) définie par $\frac{p}{\rho_f g} = h - z$, ρ_f est la masse volumique du fluide ($kg.m^{-3}$), \vec{g} est l'accélération de la pesanteur ($m.s^{-2}$), U est le flux hydraulique ($m.s^{-1}$), k est la perméabilité (m^2) et η est la viscosité dynamique du fluide (Pa.s).

L'équation 3.1 correspond à la loi d'Ohm généralisée. Le premier terme ($-\sigma\vec{\nabla}V$) équivaut à un courant électrique de conduction (loi d'Ohm). Le second terme ($-L(\vec{\nabla}p - \rho_f\vec{g})$) correspond à un courant électrique de convection induit par le déplacement des charges électriques de la double couche électrique (électrocinétisme).

La seconde équation (3.2) est la loi de Darcy généralisée. Le premier terme ($-L\vec{\nabla}V$) est associé au courant hydraulique induit par une différence de potentiel électrique (électro-osmose). Le second terme ($-\frac{k}{\eta}(\vec{\nabla}p - \rho_f\vec{g})$) est la loi de Darcy classique où le flux hydraulique est induit par une différence de pression du fluide.

En l'absence de sources externes de courant électrique, l'équation de conservation de la densité de courant électrique total J s'écrit :

$$\vec{\nabla} \cdot \vec{J} = 0 \quad (3.3)$$

En combinant l'équation 3.1 et 3.3, l'équation de conservation du courant électrique s'écrit :

$$\vec{\nabla} \cdot (\sigma\vec{\nabla}V) = -\vec{\nabla} \cdot [L(\vec{\nabla}p - \rho_f\vec{g})] \quad (3.4)$$

Comme le champ électrique E est défini par $\vec{E} = -\vec{\nabla}V$, l'équation 3.4 s'écrit :

$$\nabla^2 V = \frac{\vec{\nabla}\sigma}{\sigma} \cdot \vec{E} - \frac{1}{\sigma} \vec{\nabla} \cdot [L(\vec{\nabla}p - \rho_f\vec{g})] \quad (3.5)$$

Il existe par conséquent deux types de sources de courants électriques :

1. les sources primaires générées par l'écoulement. Elles correspondent au terme $-\frac{1}{\sigma}\vec{\nabla} \cdot [L(\vec{\nabla}p - \rho_f\vec{g})]$ qui peut se développer en :

$$-\frac{1}{\sigma}(\vec{\nabla}L \cdot \vec{\nabla}p + \rho_f\vec{\nabla}L \cdot \vec{g} + L\nabla^2 p) \quad (3.6)$$

Celles ci sont de trois types :

- celles induites par un gradient de pression de fluide non perpendiculaire à un contraste de paramètre de couplage électrocinétique L , $-\frac{1}{\sigma}\vec{\nabla}L \cdot \vec{\nabla}p$
- celles générées par des contrastes horizontaux de coefficients de couplage L , $-\frac{1}{\sigma}\rho_f\vec{\nabla}L \cdot \vec{g}$

- celles produites par des laplaciens non nul de pression de fluide, $-\frac{1}{\sigma}L\nabla^2p$
- 2. les sources secondaires induites par des contrastes de conductivité électrique du sol, $\frac{\vec{\nabla}\sigma}{\sigma}.\vec{E}$.

Ces sources secondaires influencent considérablement la distribution des courants électriques dans le sol et donc la forme des anomalies. Elles ne doivent donc pas être négligées. Il est donc vivement recommandé de compléter les mesures de PS par des mesures de résistivité du sol.

3.3 Inversion des sources électrocinétiques

Pendant de nombreuses années l'interprétation des profils de polarisation spontanée en terme de source électrocinétique a été un problème. Depuis 10 ans, plusieurs méthodes d'interprétations des mesures de polarisation spontanée ont été développées : la tomographie dipolaire (*Revil et al.*, 2001), la Probabilité d'Occurrence de Charge (*Patella*, 1997a,b; *Hämmann et al.*, 1997, COP), la transformée en ondelettes (*Sailhac et Marquis*, 2001; *Gibert et Pessel*, 2001)), la surface équipotentielle dite SPS (*Aubert et Atangana*, 1996; *Aubert et al.*, 2000), l'Électrographie (*Revil et al.*, 2003) et l'Estimation des propriétés hydrauliques d'un aquifère à partir de l'inversion des anomalies de PS (*Darnet et al.*, 2003; *Rizzo et al.*, 2004). Récemment, *Darnet* (2003) et *Naudet* (2004) ont testé ces différentes techniques sur les données de *Bogoslovsky et Ogilvy* (1973). Ils ont montré qu'elles donnent accès à deux types d'informations très distinctes résumées dans le tableau 3.2. Un premier groupe (Tomographie dipolaire, COP, Transformation par ondelette) permet de caractériser la position de la source électrocinétique à l'origine de l'anomalie de PS (Probabilité d'Occurrence de Charge, tomographie dipolaire, transformée en ondelettes). L'autre groupe (SPS, Électrographie, Estimation des propriétés hydraulique ...) permet de reconstruire la géométrie de l'écoulement (SPS, Électrographie et l'Estimation des propriétés hydrauliques d'un aquifère à partir de l'inversion des anomalies de PS).

Les premières méthodes (Tomographie dipolaire, COP, Transformation par ondelette) donnent des résultats difficilement interprétables en termes de propriétés hydrauliques. Les secondes techniques (SPS, Électrographie, Estimation des propriétés hydraulique ...) donnent directement accès aux propriétés hydrauliques de l'écoulement. Les principales limites des méthodes SPS et de l'Électrographie sont que la conductivité électrique et le coefficient de couplage de la zone saturée et non saturée sont supposés constants.

Le paramètre de couplage électrocinétique peut être obtenu en laboratoire (*Fagerlund et Heinson*, 2003; *Revil et al.*, 2002). Cependant *Revil et al.* (2002) ont montré que les valeurs

Méthodes	Type d'information
Tomographie dipolaire (<i>Revil et al.</i> , 2001)	position de la source
Probabilité d'Occurrence de Charge (<i>Patella</i> , 1997a,b)	position de la source
Transformation par ondelettes (<i>Sailhac et Marquis</i> , 2001; <i>Gibert et Pessel</i> , 2001)	position de la source
SPS (<i>Aubert et Atangana</i> , 1996)	géométrie de l'écoulement
Électrographie (<i>Revil et al.</i> , 2003)	géométrie de l'écoulement
Estimation des propriétés hydrauliques ... (<i>Darnet et al.</i> , 2003)	géométrie de l'écoulement

TAB. 3.2 – Tableau récapitulatif des potentiels de chaque méthode d'inversion des sources électrocinétique (*Darnet*, 2003)

de C' , $C' = \rho_f g L$, coefficient associé aux variations de hauteur d'eau, obtenu en laboratoire sont significativement différentes de celles obtenue sur site ($C'_{insitu} = -10.8 \pm 1.0 \text{ mV.m}^{-1}$; $C'_{Labo} = -3.2 \text{ mV.m}^{-1}$). Cet exemple montre que les mesures en laboratoire peuvent induire des erreurs de plus de 300 % sur l'estimation de la valeur du coefficient de couplage ce qui entraîne une incertitude sur le calcul de la hauteur de la nappe.

Ainsi, l'analyse de la polarisation spontanée en terme de profondeur de nappe reste incertaine.

3.4 Avantages et limites de leurs applications aux mouvements de terrain

La pression hydrostatique déterminé par le niveau de la nappe et la pression hydrodynamique des infiltrations, sont des facteurs diminuant la stabilité des mouvements de terrain (*Jongmans et Garambois*, 2006). La polarisation spontanée, facile à mettre en oeuvre est la seule méthode géophysique sensible aux flux hydriques et plusieurs auteurs ont appliqué cette technique à l'étude des mouvements de terrain (*Bogoslovsky et Ogilvy*, 1977; *Bruno et Marillier*, 2000; *Lapenna et al.*, 2003; *Perrone et al.*, 2004; *Lapenna et al.*, 2005).

Bogoslovsky et Ogilvy (1977) ont cartographié les valeurs de polarisation spontanée sur un mouvement de terrain proche de la ville de Adler (Russie). La carte des iso-valeurs de PS (figure 3.2) montre que le mouvement est caractérisé par des valeurs négatives de PS, qui ont été interprétées par les auteurs comme associées aux infiltrations d'eau au sein de la masse plus fracturée.

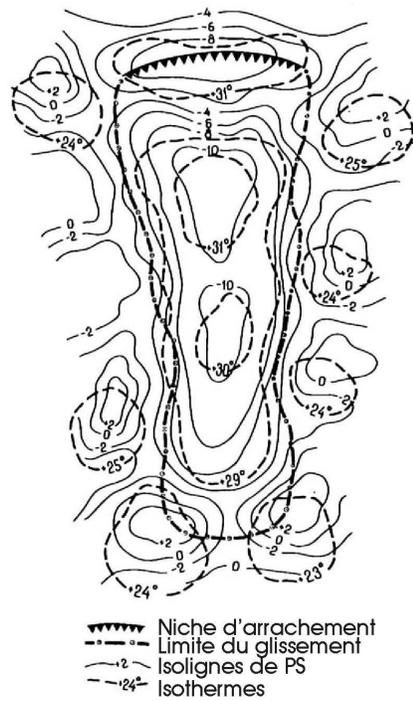


FIG. 3.2 – Résultats de mesure de PS et de température sur un mouvement localisé près de Adler. Les contours de PS sont marqués en mV, d'après *Bogoslovsky et Ogilvy* (1977)

Plus récemment, les travaux de *Bruno et Marillier* (2000) ont montré que le corps du mouvement de Boup (Suisse) est caractérisé au contraire par des valeurs positives de PS (figure 3.3), avec une anomalie positive à l'aplomb de la zone de transition entre la zone instable et la partie stable. Les auteurs ont associé cette dernière à une remontée d'eau le long de l'interface entre le corps du mouvement et le matériel en place.

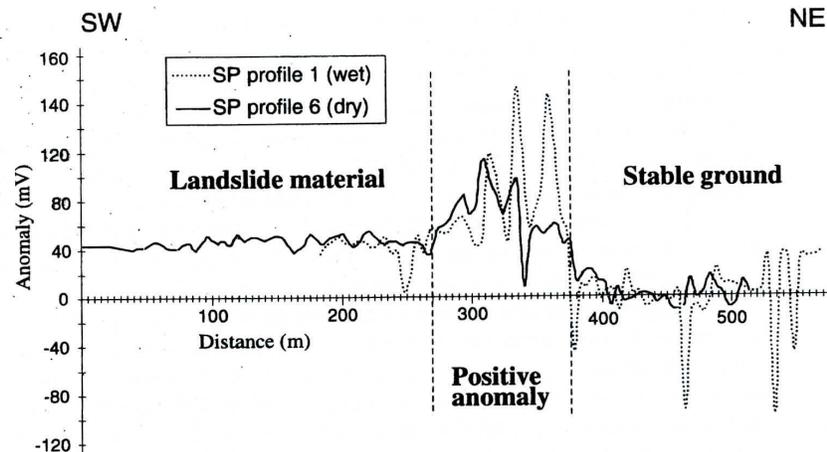


FIG. 3.3 – Mesure de PS effectuée sur le mouvement de Boud (Suisse), d'après *Bruno et Marillier* (2000)

Lapenna et al. (2003) ont caractérisé des zones d'accumulation de charge sur le mouvement de Varco d'Izzo (Italie) grâce à la méthode de polarisation spontanée. Les données ont été inversées avec la méthode de *Patella* (1997a) pour obtenir la probabilité d'occurrence de charge (COP) en 3D (figure 3.4). Le maximum de COP est obtenu à une profondeur de 80 m, en dessous de la surface de glissement située entre 35 et 40 m. Cette méthode d'interprétation permet d'identifier des accumulations de charges aux limites latérales du mouvement. Par contre elle est incapable de déterminer la surface de rupture.

Ces trois exemples d'applications montrent que l'interprétation des mesures de polarisation spontanée reste semi-qualitative. Les mesures de PS ont permis de délimiter les limites latérales des mouvements grâce aux changements de signe des anomalies, ou grâce à la présence de zone d'accumulation de charge.

Dans le cadre de cette thèse, nous avons choisi de traiter nos données avec la méthode de tomographie dipolaire développée par *Revil et al.* (2001) et de COP de *Patella* (1997a). Ces méthodes permettent de retrouver la position de dipôle, localisée au niveau de la surface piézométrique de l'aquifère (*Fournier*, 1989; *Naudet*, 2004) ou de source simple, sans avoir d'information a priori sur le paramètre de couplage électrocinétique ni sur la hauteur de la nappe en un point.

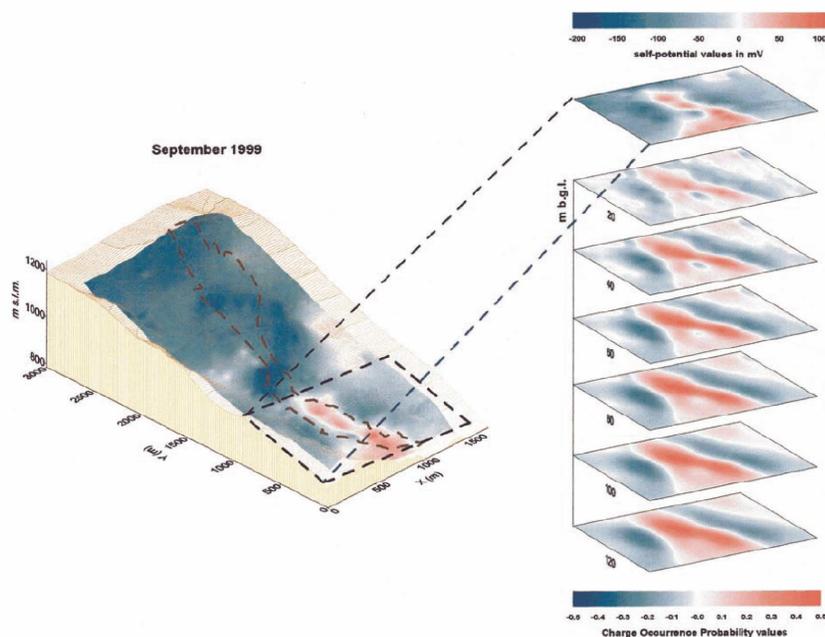


FIG. 3.4 – Probabilité d’Occurrence de Charge en 3D d’après les mesures de PS effectuée sur le mouvement de Giarrossa (Italie), d’après *Lapenna et al.* (2003)

Le système d’acquisition est très simple. Il est constitué de deux électrodes impolarisables et d’un voltmètre de bonne précision (1 mV) et de haute impédance d’entrée ($> 10^8 \Omega$) pour que la présence du voltmètre n’influence pas le courant traversant le sol.

Les électrodes impolarisables sont composées d’un métal en contact avec une solution salée de ce métal. Dans le cadre de cette thèse, les électrodes utilisées sont de la seconde génération d’électrode Plomb-Chlorure de Plomb de (*Petiau, 2000*, figure 3.5) et ont l’avantage d’être peu volumineuses et faciles à utiliser.

Cette technique a été employée en mode statique sur deux mouvements de terrain de grande ampleur, Séchilienne et la Clapière, afin de caractériser les zones d’écoulement préférentiel (Partie II). Un développement des techniques de suivi temporel de la polarisation spontanée et de leur traitement est abordé de manière préliminaire dans la partie IV.

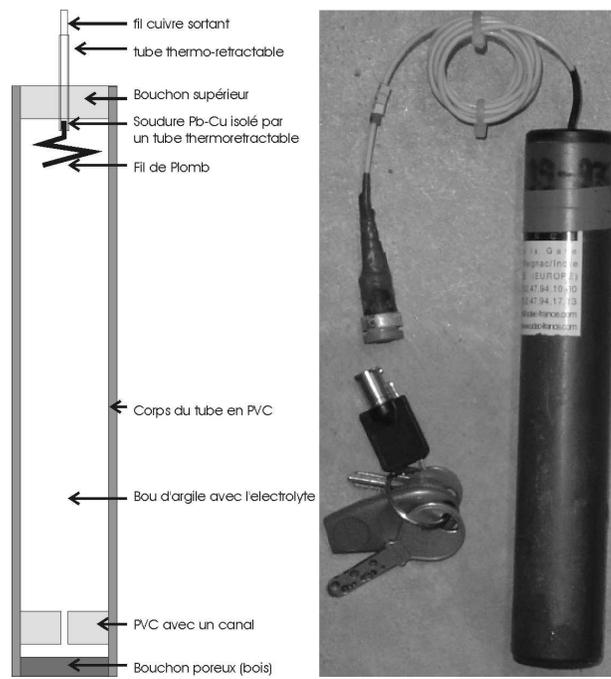


FIG. 3.5 – Electrode impolarisable de type Petiau

Deuxième partie

Application des méthodes géophysiques pour l'étude des mouvements rocheux

Introduction

Si l'on considère la chaîne alpine, les grands mouvements de versants se rencontrent fréquemment dans les massifs rocheux (*Vengeon, 1998*). Par ailleurs, les instabilités rocheuses (éboulement et chute de pierres) représentent annuellement environ 30 % des mouvements de terrain survenus dans les départements français de montagne (*Dussaige, 2002*). Le budget annuel consacré à l'étude de ces mouvements s'accroît d'année en année marquant l'intérêt croissant de la société pour ces phénomènes. Parmi les nombreuses études envisagées sur ces mouvements rocheux, une des moins onéreuses est la prospection géophysique. Les trois chapitres suivants présentent l'étude de mouvement rocheux par prospection géophysique multiméthode (méthodes électrique, sismique, polarisation spontanée, analyse des ondes de surface et H/V) ayant pour objectif d'élaborer une méthodologie d'étude géophysique pour la caractérisation de la géométrie et des circulations de fluides au sein des mouvements rocheux.

Le chapitre 4 décrit les études géophysiques qui ont été menées sur le mouvement de Séchilienne, localisé à 15 km au sud est de Grenoble (Alpes, France). Ce mouvement de grande ampleur affecte des micaschistes. Malgré les nombreuses études effectuées depuis 1987 sur ce site (*Antoine et al., 1987; Evrard et al., 1990; Giraud et al., 1990; Evrard et Previtali, 1993; Antoine et al., 1994; Alfonsi, 1997; Vengeon et al., 1999b,a; Duranthon, 2000; Effendiantz et al., 2000; Potherat et Alfonsi, 2001; Guglielmi et al., 2002; Duranthon et al., 2003*), le volume de roche et les limites latérales et en profondeur du mouvement restent incertaines. La masse en mouvement est estimée à 3 millions de mètres cubes dans la zone la plus active, mais le mouvement affecte le versant sur un volume de l'ordre de la centaine de millions de mètres cube. Ce mouvement menace de bloquer la circulation de la RN85, accès entre Grenoble et Bourg d'Oisans, mais aussi de former un barrage dans la vallée de la Romanche, très étroite au droit du mouvement. L'objectif de cette étude est de tester les méthodes géophysiques qui permettent de caractériser et de délimiter la masse de roche affectée par ce mouvement complexe. Plusieurs techniques géophysiques (profil électromagnétique, tomographie électrique, potentiel spontané, tomographie sismique et

mesure de bruit sismique) ont été appliquées pour sa reconnaissance. Ce chapitre a fait l'objet d'un article paru en 2005 dans le *Canadian Geotechnical Journal*, (Meric et al., 2005).

Le chapitre 5 détaille une étude par prospection géophysique du mouvement de la Clapière localisé à 80 km au nord de Nice (Alpes du sud, France). Le volume de roches (gneiss) mobilisé par ce glissement de terrain est estimé par les géologues à environ 50 à 60 millions de m^3 et représente avec celui de Séchilienne (Isère) le plus grand phénomène de ce type en France (Pothérat, 1994; Gunzburger, 2001). Ce mouvement menace la vallée de la Tinée et plus particulièrement le village de Saint Etienne de Tinée (1530 habitants). A la différence du mouvement de Séchilienne, ce mouvement présente des limites latérales claires alors que la profondeur de la surface de rupture reste incertaine (Cappa et al., 2004). Par ailleurs, la Clapière, contrairement au mouvement de Séchilienne, présente une surface de glissement sur laquelle le mouvement d'ensemble s'est déjà initié (Follacci, 1987; Merrien-Soukatchoff et al., 2001; Guglielmi et al., 2000, 2002; Casson et al., 2005; Binet, 2006). Enfin, les deux mouvements sont à des stades d'évolution différents, mais se produisent tous deux dans des roches cristallines et sont d'ampleur comparable. Le site de la Clapière a été choisi car il constitue un site de comparaison avec les résultats obtenus sur le site de Séchilienne. L'objectif, tout comme pour le mouvement de Séchilienne, est de tester les méthodes géophysiques qui peuvent aider à l'amélioration de la définition de la géométrie de la masse en mouvement et des circulations d'eau.

Le chapitre 6 est consacré à l'étude d'un dièdre, le Ravin de l'Aiguille ($225\,000\ m^3$), localisé dans les falaises calcaires de Chartreuse qui surplombent la communauté de communes de Grenoble. Ce dièdre a fait l'objet d'une étude interdisciplinaire (observations géologique et structurale, morphologie numérique à partir de mesures laser, reconnaissances géophysiques) dans le cadre d'un programme *Risque Décision Territoire*. Ce projet a pour but de mettre au point une méthodologie opérationnelle de reconnaissance de falaises rocheuses, permettant une description quantitative la plus précise possible des compartiments instables et une meilleure caractérisation de l'aléa d'éboulement. Mon travail a consisté en la réalisation et en l'interprétation de mesures géophysiques novatrices (mesures de bruit de fond sismique, mesure électrique passive) sur ce type d'objet. L'intérêt de cette étude pour cette thèse est la comparaison de ces mesures avec celles effectuées sur des mouvements de plus grande ampleur dont les mécanismes sont très différents.

Une synthèse des résultats obtenus sur ces 3 études (2 mouvements de grandes amplitudes dans les roches cristallines et une menace d'éboulement dans des calcaires de volume plus modeste), avec un apport des avantages et limites de chaque méthode géophysique (méthodes électrique et sismique, mesures de bruit de fond sismique et mesures électrique

passive) pour ces différents contextes, fait l'objet de la conclusion de cette partie.

Chapitre 4

Application of geophysical methods for the investigation of the large gravitational mass movement of Séchilienne (France)

Meric O., Garambois S., Jongmans D., Wathelet M., Chatelain J.L. and Vengeon J.M.

4.1 Abstract

Several geophysical techniques (electromagnetic profiling, electrical tomography, spontaneous potential, seismic refraction tomography and seismic noise measurements) were applied for the investigation of the large gravitational mass movement of Séchilienne (France). The aim of this study was to test the ability of these methods to characterize and to delineate the rock mass affected by this complex movement in micaschists, whose lateral and vertical limits are still uncertain. A major outcome of this study is that all the zones strongly deformed (previously and at the present time) by the movement are characterized by high electrical resistivity values (over 3 k Ω .m), in contrast to the undisturbed mass which exhibits resistivity values between a few hundreds and 1 k Ω .m. As shown by the observations and the seismic results, this resistivity increase is due to a high degree of fracturing with the creation of air-filled voids inside the mass. Other geophysical techniques were tested along a horizontal transect through the movement and an outstanding coherency appeared between the geophysical anomalies and the displacement rate curve. These preli-

minary results illustrate the benefits of combined geophysical techniques for characterizing the rock mass involved in the movement. Results also suggest that monitoring the rock mass evolution with time-lapse geophysical surveys could be beneficial.

Key words : gravitational movement, geophysical methods, Séchilienne

4.2 Résumé

Plusieurs techniques géophysiques (profil électromagnétique, tomographie électrique, potentiel spontané, tomographie sismique et mesure de bruit sismique) ont été appliquées pour la reconnaissance du grand mouvement de terrain de Séchilienne (France) situé dans des micaschistes. L'objectif de cette étude était de tester ces méthodes géophysiques afin de caractériser et de délimiter la masse de roche affectée par ce mouvement complexe dont la limite latérale reste incertaine. L'étude a montré que toutes les zones très déformées (encore actuellement et dans le passé) par le mouvement sont caractérisées par de fortes valeurs de résistivité électrique (supérieure à 3 k Ω .m), tandis que dans la zone non perturbée les valeurs de résistivités sont de quelques centaines de Ω .m à 1 k Ω .m. Comme le montrent les observations de surface et les profils de tomographie sismique, cette augmentation de résistivité est due à une fracturation importante associée à la création de vides remplis d'air au sein du massif. Les techniques électromagnétiques, PS et de mesure de bruit ont été testées le long d'un profil transversal recoupant le mouvement. Une corrélation remarquable est obtenue entre les anomalies géophysiques et le taux de déplacement. Ces résultats préliminaires soulignent l'intérêt de combiner les méthodes géophysiques pour caractériser la masse de roche impliquée dans le mouvement et pour déterminer l'évolution du mouvement par un suivi temporel des paramètres géophysiques.

Mots clefs : mouvement gravitaire, méthodes géophysiques, Séchilienne

4.3 Introduction

Various types of failure, such as toppling, sagging and translational or rotational sliding (*Hutchinson, 1988*) may occur during large gravitational movements, which are common in the crystalline formations of mountain ranges. In some cases, one of these mechanisms can evolve into a catastrophic failure and into a long-runout avalanche, like the recent rockslides of Valpola (*Azzoni et al., 1992*, Italy in 1987) and Randa (*Noverraz et Bonnard, 1991*, Switzerland in 1991), or the prehistoric events of Köfels (Austria) and Langtang (*Erismann et Abele, 2001*, Nepal). In contrast, large slow rock slides with signs of self-

stabilizing movement have also been observed, e.g., the La Clapière rockslide in gneiss (*Follacci et al.*, 1988). The different failure processes are mainly governed by the rock properties and the characteristics of the discontinuities (foliation, schistosity, faults and fractures) affecting the rock mass (*Antoine et al.*, 1994; *Glastonbury et Douglas*, 2000). From the study of two large-scale field examples and numerical modelling, *Nichol et al.* (2002) recently distinguished two alternative modes of toppling in rock slopes : ductile flexural toppling in weak rocks (schist and phyllite) with a single dominant joint, and brittle block toppling in strong rocks (granite) with well-developed cross-joints. They concluded that the brittle process can lead to rock avalanches while the other one exhibits slow deformations without catastrophic event. Rockslide failures can however be highly complex and involve several deformation mechanisms relating to geological variations, weathering, influence of groundwater conditions and the presence of faults and several fracture sets.

In the Alps, most of the large gravitational movements were probably initiated or reactivated after the retreat of glaciers (*Noverraz*, 1996) some 10,000 to 15,000 years ago. They have evolved at very different rates, depending on the initial geological and topographic characteristics, as well as on the other factors contributing to lower the stability (influence of water, toe erosion, earthquake ground motions, climatic cycles). The instability process progresses through periods of stabilisation and reactivation and leads to slope failure after decades or centuries. Forecasting the failure characteristics of a rockslide remains a difficult problem, mainly because of the difficulty of obtaining reliable and representative information on the geometry, rheology and on the kinematics of the unstable slope (*Crosta et Agliardi*, 2003; *Moser*, 2002; *Noverraz*, 1996). This lack of information can only be mitigated through the observation, investigation and monitoring of numerous sites over long periods of times. In the last ten years, innovative techniques have emerged in geodesy for measuring superficial ground displacements (GPS measurements, SAR interferometry) and in applied geophysics for imaging the subsurface. In parallel, 2D and 3D numerical modelling methods have become strongly developed and may now better simulate the complexity of the mechanisms. However, due to the large uncertainty on the input parameters, their use is mainly limited to back analyses and to the understanding of the significant factors leading to failure. The combination of all investigation techniques and computation methods gives now the hope to get better insight into the deformation mechanisms of rock slopes (*Brückl*, 2001; *Havenith et al.*, 2003).

In this study, we applied geophysical prospecting methods to investigate the large gravitational mass movement of Séchilienne (The Alps, France). In the past, except for some seismic reflection or refraction experiments (*Bogoslovsky et Ogilvy*, 1977; *McCann et Forster*, 1990) geophysical methods have been rarely applied to such slides, particularly in

rocky conditions. This is probably partly due to the difficulties of deploying geophysical sensors in rocky ground, and making measurements on steep slopes. Recently, several studies using different geophysical techniques were performed in mountaneous areas on large slides (*Bruno et Marillier, 2000; Brückl, 2001; Havenith et al., 2002; Supper et Römer, 2003; Lapenna et al., 2003*). Advantages of geophysical methods are that they are relatively flexible, they give information on the inside of the mass and they investigate a large volume of rock. The main drawbacks are the decreasing of resolution with depth, the need of calibration and the indirect information (geophysical parameters) they yield. Some of the measured parameters (seismic velocity, for instance) can however be correlated to mechanical properties like the fracturing degree (*Sharma, 1997*). Recent developments in geophysical prospecting make it possible to generate images of the subsurface distribution of geophysical properties, through the inversion of the acquired data (*Reynolds, 1997*). In particular, electrical and seismic tomography techniques are now standard methods (*Jongmans et al., 2000; Havenith et al., 2002; Lapenna et al., 2003*), which can contribute usefull information in addition to high resolution seismic reflection surveys (*Bruno et Marillier, 2000*). However, in shallow low-velocity and heterogeneous layers (rock glacier), *Musil et al. (2002)* recently showed that the seismic reflection failed to map the bedrock surface. The main factor contributing to this failure was the unexpected low-frequency signals returned by the subsurface, resulting from the anelastic attenuation, scattering and low-pass filter effect of the heterogeneous shallow layer. In contrast, the P-wave refraction tomography technique provided reliable information on the structure of the rock glacier.

The aim of this study was to test the applicability of different geophysical techniques (electromagnetic, seismic tomography, electrical tomography, ambient vibration measurements, spontaneous potential) to the investigation of a large movement in crystalline formations. The seismic reflection technique was discarded in the first stage, due to the high heterogeneity of the slope and the difficulty to continuously deploy geophones in such an environment.

4.4 The Séchilienne mass movement

The Séchilienne movement, located in the French Alps near Grenoble, is affecting the right south facing bank of the river La Romanche (figure 4.1). The slope is mainly made of micaschists with interbedded quartz-feldspar rich layers whose thickness can reach a few meters. These rocks were affected by the Hercynian and Alpine orogenesis, resulting in a near vertical foliation which is at right angle with the valley, except in the upper part of the

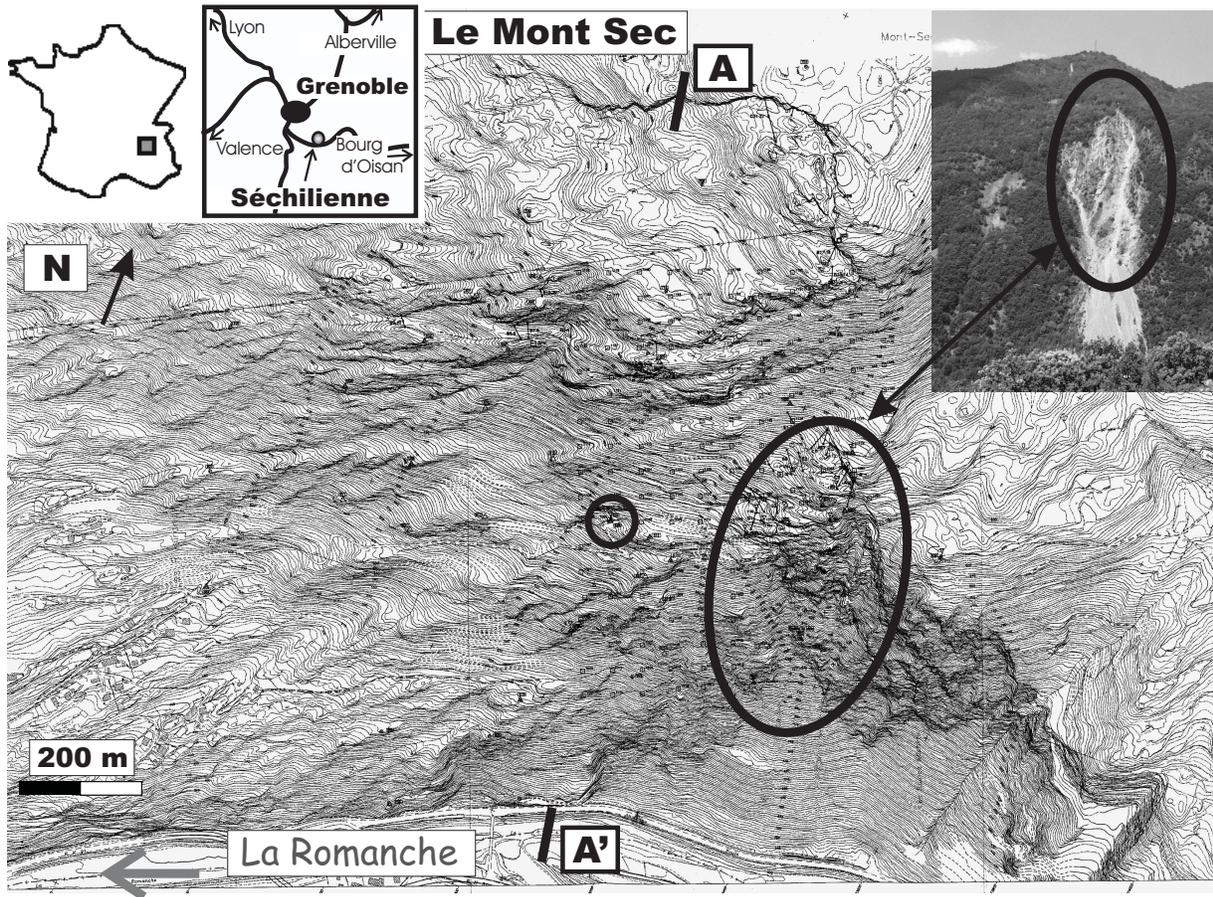


FIG. 4.1 – Location and topographical map of the Séchilienne movement. Ellipse delineates the most active zone. Circle indicates the location of the survey gallery

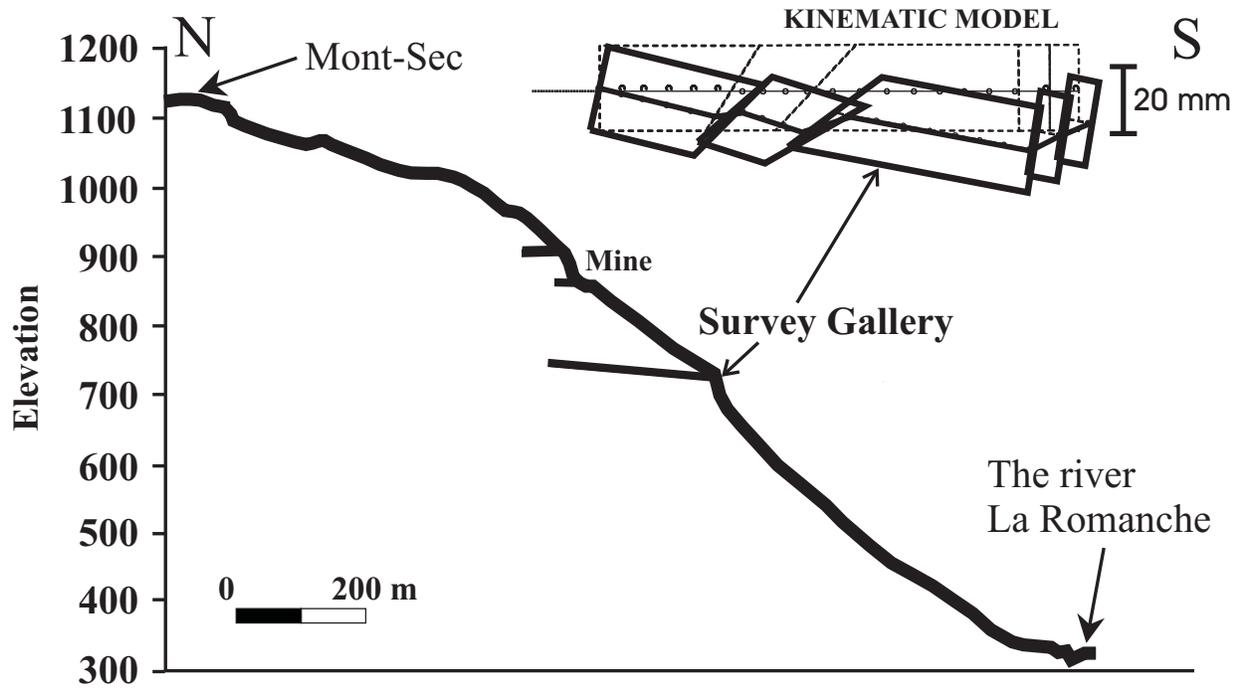


FIG. 4.2 – Cross section (labelled A-A' in figure 4.1) through the Séchilienne movement with the location of the survey gallery and the kinematic model deduced from the displacement measurements within the gallery (from *Vengeon* (1998)).

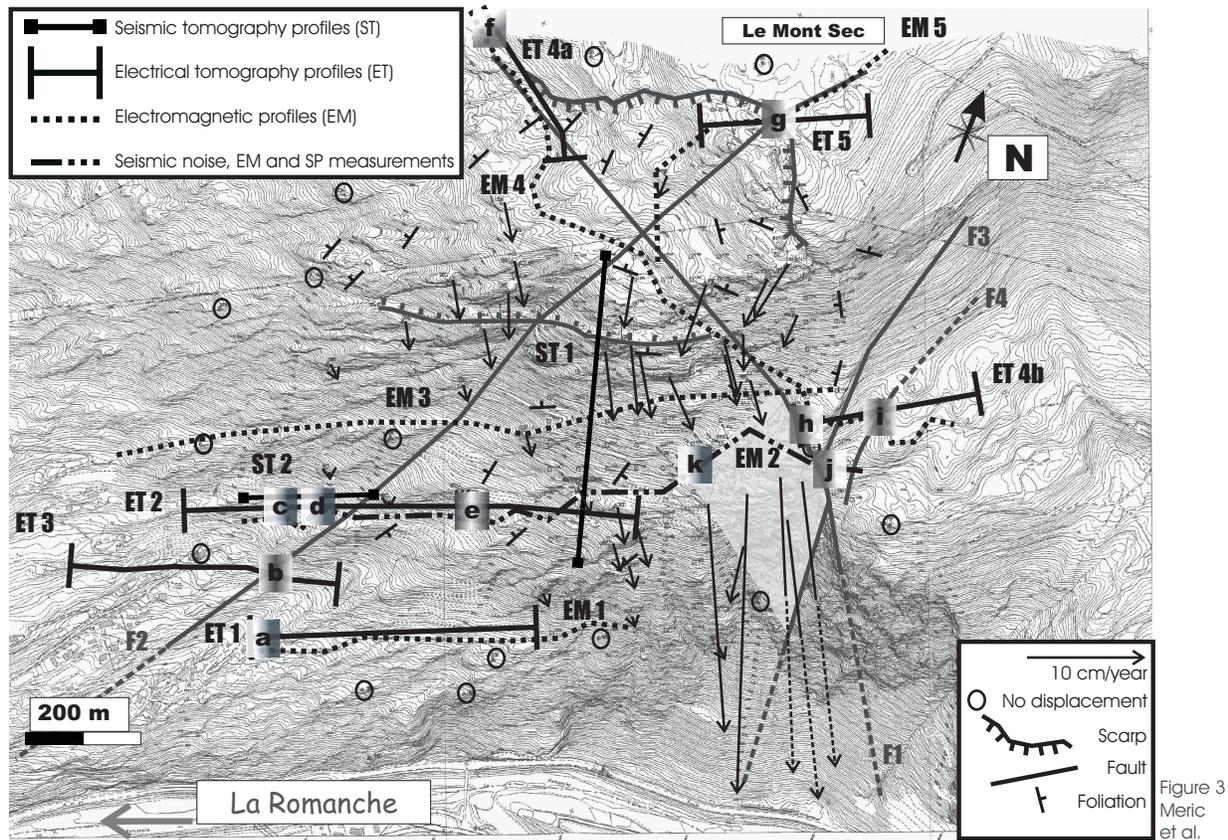


Figure 3
Meric
et al.

FIG. 4.3 – Topographical map with the main geological structures and displacement rate affecting the Séchillienne hill. The high motion zone is shaded in grey. This map shows also the location of the geophysical profiles (EM : Electromagnetic profiles, ET : Electrical tomography, ST : Seismic tomography). Three geophysical measurement types (electromagnetic, seismic noise and spontaneous potential) were measured along the EM2 profile. Finally this map outlines the main electrical contrasts evinced by the survey and their relation with morphological features. Electrical contrasts are located by boxes the resistive part of which is darker. f and g : Mont Sec scarp ; h and j are eastern limits ; k is a limit inside the movement which delineates the most active part ; b and i are located on faults F2 and F4, respectively ; a, c, d and e are deduced from geophysical prospecting.

slope where it is folded with an axis inclined of 30° in the north direction (figure 4.3). In the lower part of the hill (elevation between 330 m and 950 m) the slope angle is about 40° to 50° (figure 4.3) and decreases to 20° between 950 m and 1100 m (Mont Sec area). Near the crest, a more than 20 m high scarp several hundred meters long (figure 4.3) reveals an upper subsidence. The non-freshness of the scarp shows that this movement is relatively old and has probably been initiated or reactivated after the retreat of glaciers. Due to the tectonic history, the mass is cut by several faults (F1 to F4, figure 4.3) and 3 sets of near vertical fractures (*Potherat et Alfonsi, 2001*). The main fracture family, running $N70^\circ E$, delimits vertical slices in the rock mass and is clearly distinguished by several hundred meters long depressions in the morphology, associated with north-facing scarps of several meters high (*Vengeon, 1998, figures 1 and 3*). Some of these depressions are 20 m wide, attesting to the long duration of the gravity-induced processes. In the late tectonic deformation stage the rock mass was cut by metallic sulphur veins which were worked at different levels during the 19th and 20th century (*Durville et al., 2004*).

The part of the slope which exhibits the higher signs of current instability (high motion zone, figure 4.1) is located in the middle of the hill, at an elevation between 600 m and 900 m, and involves a rock volume estimated to about 3 million cubic meters from geometrical constraints (*Giraud et al., 1990*). This area was extensively instrumented since 1988 (*Evrard et al., 1990; Duranthon et al., 2003*) and the measured displacements are globally oriented in a SSE direction (figure 4.3), perpendicular to the strike of the main fractures, and dip downhill between 10° and 20° . The displacement rate in the high motion zone varies from 15 cm/year to 1 m/year, and regularly decreases to the north and to the west. In 1993-94, a 240 m long gallery was excavated at 710 m in a zone located to the west of the high motion zone and characterized by a displacement rate of about 5 cm/year (figures 4.1 and 4.2). Displacement measurements and observations inside the gallery showed a succession of rigid moving blocks delimited by highly fractured zones parallel to the main fracture set. These blocks exhibit differential normal faulting movements as shown by the kinematic model presented in Figure 2. Unfortunately, the gallery did not reach the sound rock and the existence of a sliding surface is still an open question. On the basis of structural data, numerical modelling of the rock mass was performed with the discrete element method (*Vengeon, 1998; Potherat et Alfonsi, 2001*) which modelled the main field observations. These results suggest that the movement at Séchilienne is controlled by the principal discontinuities cutting the mass into blocks and includes toppling and local sliding, evolving through progressive damaging to a potential large slide of unknown characteristics.

Isotopic and hydrochemical methods were used to investigate groundwater movement inside the Séchilienne slope (*Vengeon, 1998; Guglielmi et al., 2002*). This analysis showed

the existence of a deep saturated zone which extends into the fractured metamorphic bedrock with a probable hundred meter thick vadoze zone above. With an intensive rainfall and long time water recharge, this vadoze zone could be saturated for a short time, involving increase of displacement rate.

The data available at Séchilienne have led some authors to propose that the hill could be affected by a massive movement, delineated to the east by the high motion zone and to the north by the Mont Sec scarp. No western limit is clearly visible in the topography and the thickness of this potentially moving mass is unknown. Consequently, the volume estimations for a rock avalanche scenario are highly variable and poorly constrained, ranging from $3 \cdot 10^6$ to $20 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ (Giraud *et al.*, 1990; Antoine *et al.*, 1994) inside a global slowly moving mass between $50 \cdot 10^6$ to $100 \cdot 10^6 \text{ m}^3$. It is noticeable that a rockfall of more than $2 \cdot 10^6$ or $3 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ can generate a secondary hazard of flooding due to the damming of the valley (upstream during filling of the reservoir created by the dam, downstream in case of dam failure). Furthermore, the presence of an active seismic strike-slip fault (Thouvenot *et al.*, 2003) has recently been pointed out in the vicinity of the landslide, indicating the possibility of an earthquake trigger for the rockfall.

4.5 Geophysical Investigation

Five different geophysical methods (electromagnetic profiling, electrical tomography, seismic refraction tomography, spontaneous potential and seismic noise measurements) were applied to delineate the mass affected by the movement and to find possible relations between geophysical parameters and zones of rock deformation. The principles of the first four methods can be found in Reynolds (1997). Geophysical tests are increasingly used for engineering site characterization (Foti, 2004). In a rock mass, geophysical properties (primarily electrical resistivity and seismic velocity in our study) can vary with the geological formation nature, the fracturing and weathering degree as well as with the presence of water. For example, an increase of the fracturing degree leads to a decrease of P-wave velocity and variations of electrical resistivity, depending on the water content. In a dry context, it will increase the electrical resistivity.

4.5.1 Electromagnetic profiling

As a first step, electromagnetic (EM) profiles with a ground conductivity meter (EM 34 of Geonics) were made at different locations on the hill. This method, which yields a single apparent electrical resistivity value at each measurement location, was favoured

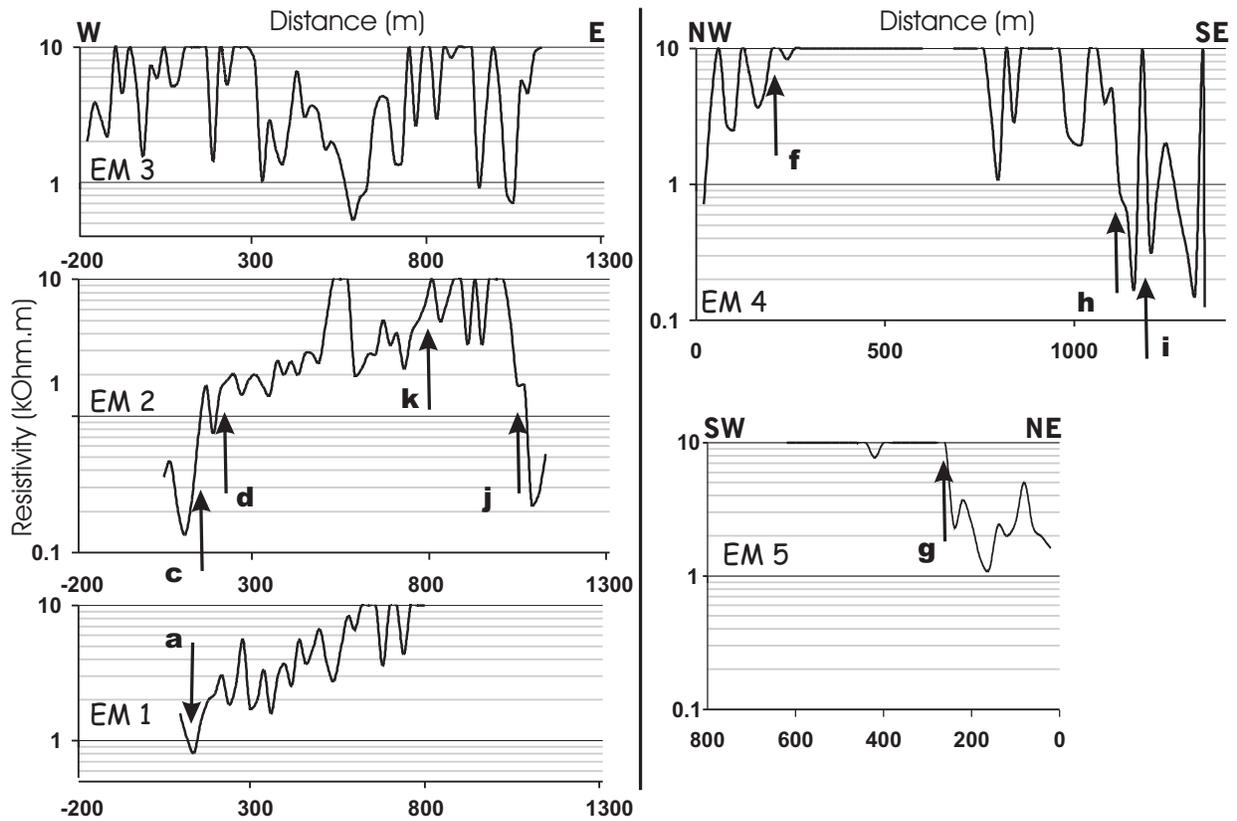


FIG. 4.4 – Electromagnetic profiles EM1 to EM5. f and g : Mont Sec scarp; h and j are eastern limits; k is a limit inside the movement which delineates the most active part; i is located on fault F4; a, c and d are deduced from geophysical prospecting.

because it does not require electrodes to be driven into the ground. The EM measurements were performed with horizontal loops, an inter-coil separation of 20 m and a measurement interval of 20 m. Penetration depth ranges from 4 m to 30 m with this configuration, with a maximum contribution from approximately 8 m. Five EM transects (labelled EM1 to EM5, figure 4.3) were carried out across the movement zone and the resulting curves are displayed in figure 4.4. Vertical dipole measurements show that the apparent resistivity values range from 0.2 k Ω .m to more than 10 k Ω .m, which is the limit of the device. Profile EM5 crosses the Mont Sec scarp, the location of which is shown by a resistivity increase from about 2 k Ω .m to more than 10 k Ω .m in the subsiding zone (g, figure 4.4). Profile EM4 also starts above the Mont Sec scarp, crosses the movement and ends in the undisturbed zone, east of fault F4 (figures 4.3 and 4.4). Apparent resistivity values which are between 0.5 k Ω .m and a few k Ω .m at both ends of the profile dramatically increase (over 10 k m) in the deformed zone defined between the Mont Sec scarp and fault F1 (f and h, figure 4.4). A local resistivity increase (i) was also observed where the fault F4 crosses the profile. The three other profiles (EM1 to EM3), approximately orientated WSW-ENE (figure 4.3), were made at elevations of 460m-560m, 540m-840m and 590-870 m, respectively. To the west, the resistivity measured along profile EM2 regularly increases from values below 1 k Ω .m (c, d figure 4.4) to more than 10 k Ω .m in the high motion zone limited by k and j. At the limit with the undisturbed rock, the resistivity strongly decreases to less than 1 k Ω .m (j, figure 4.4). Profile EM1, which is shorter, exhibits a similar increase from the west to the western limit of the high motion zone, which is impossible to cross. In contrast, resistivity values at the western end of profile EM3 do not show a clear decrease. The transect was made along a major depression corresponding to a fracture zone, which probably influences the resistivity values. Resistivity values lower than 1 k Ω .m are locally observed in the middle of the profile. The results from the EM transects suggest that the strongly fractured zones are well correlated with high resistivity values and can be distinguished from the undisturbed mass which is characterised by apparent resistivity values lower than 1 k Ω .m close to the surface.

4.5.2 Electrical tomography

We tried to understand the observed apparent resistivity variations in a more quantitative way and at greater depths by performing six electrical tomography (ET) profiles along specific lines, whose length varied from 320 m to 750 m. The electrical data were processed with the algorithm developed by *Loke et Barker* (1996). Unlike EM profiles, electrical tomography involves inversion of DC resistivity field data to produce models of

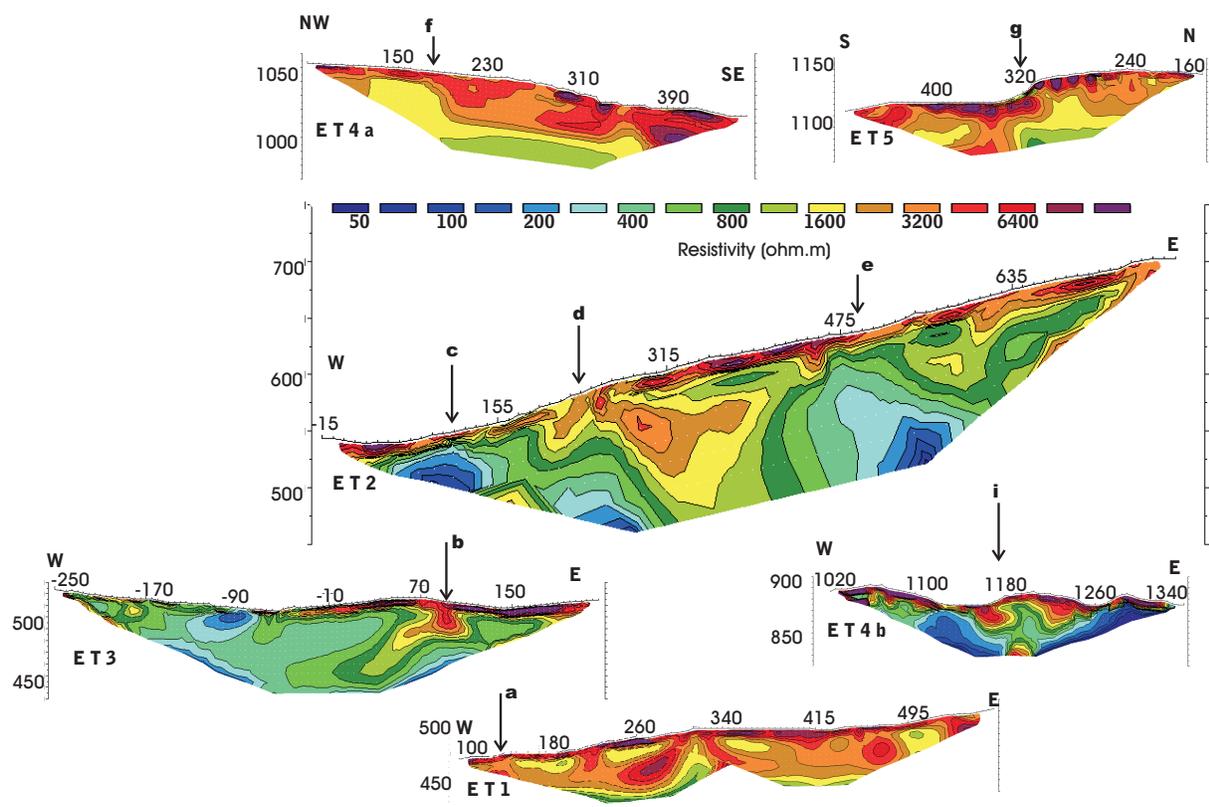


FIG. 4.5 – Electrical images ET1 to ET5. Vertical arrows and labels are the same as in figure 4. RMS values at the end of inversion are 5 % (ET1), 5 % (ET2), 7.5 % (ET3), 3 % (ET4a), 5 % (ET4a) and 2 % (ET5).

the distribution of the ground's electrical resistivity directly under the survey line. Resulting images show real electrical resistivity values and the vertical axis represent the true depth under the profile line. The derived models are smoothed owing to the methodology, and the final deduced solution must not be considered as unique because of the sparsity of field data. Nevertheless, results of inversion reliably provide estimates of the broader scale variations within the ground. Figure 4.5 presents six electrical tomography sections (ET1 to ET4a, ET4b and ET5, see Figure 4.3). Models shown in figure 4.5 were obtained by inversion that yielded RMS values of 5%, implying that each model was reliably able to reproduce its corresponding data set. Profile ET4b was performed in the eastern unaffected zone where micaschists outcrop. Below a few meters thick resistive layer (rock debris), the bedrock exhibits a resistivity between 50 and 800 $\Omega\cdot\text{m}$ with a vertical resistive zone (i) already shown on EM4 and corresponding to the presence of a fault (F4 in figure 4.3). Electrical tomography profile ET5 was performed at the top of the movement across the Mont Sec scarp (figure 4.3 ; g, figure 4.5) where the transect EM5 was carried out. Below a few meter thick high resistive superficial layer (debris, glacial deposits), resistivity values are globally higher than in ET4b with a lateral resistivity increase below the Mont Sec scarp, from about 800 $\Omega\cdot\text{m}$ to 3 $\text{k}\Omega\cdot\text{m}$ in the settled zone (g). This latter zone is also characterized by a higher thickness of the superficial resistive layer. These results explain the lateral variation of the EM data across the scarp. Another electrical profile (ET4a) was carried out along EM4 at the western end of the Mont Sec scarp. It also shows a lateral resistivity contrast (f), with an increase of the thickness of the resistive layer to the south. Three other electrical tomography profiles (ET1 to ET3) were performed to the west, parallel to the electromagnetic profiles EM1 and EM2 (figure 3). The first one (ET2), which is 750 m long and reaches a penetration depth greater than 100 m, exhibits strong lateral resistivity contrasts (c, d and e). The first two of these (c, d) correspond to an eastward resistivity increase which is consistent with the results of the EM2 profile. In particular, the first contrast (c) (from 200 $\Omega\cdot\text{m}$ to more than 1 $\text{k}\Omega\cdot\text{m}$) fits with the strong resistivity rise noticed along the EM2 profile while the second one corresponds to the trace of fault F2. The third electrical contrast corresponds to the presence of a more conductive zone at depth. Profile ET3 is located further to the west of the other profiles. Below a superficial resistive layer, the corresponding image exhibits resistivity values lower than 750 $\Omega\cdot\text{m}$ in the western part of the profile, with a lateral resistivity increase (b) which is consistent with the location of fault F2.

Finally, the ET1 profile shows relatively high resistivity values (usually greater than 1 $\text{k}\Omega\cdot\text{m}$ in the upper 30 meters) with a general increase of the average resistivity of the superficial layers to the east, which is consistent with the data from EM1. An important

feature of this image is the vertical decrease of the resistivity with depth below 30 m where values as low as $800 \Omega.m$ are reached. This result, which suggests the presence of the sound bedrock at that depth, was checked by using another inversion technique (DCIP2D 2001) based on subspace methods (*Oldenburg et al.*, 1993). The obtained image (not shown here) also exhibits a low resistive zone (about $800 \Omega.m$) below 35 m deep. Applying the technique proposed by *Oldenburg et Li* (1999), the depth of investigation was estimated to about 45 m, supporting the presence of the sound bedrock below 30-35 m.

Results of both EM and electrical profiling show a significant increase of electrical resistivity values when entering the zone affected by the gravitational movement, both at the two limits of the high motion zone (k and j, figure 4.5) and across the Mont Sec scarp. This global electrical resistivity rise probably results from the presence of air filled voids induced by the deformation. Some local lateral resistivity variations have however been observed within the movement area, which probably results from differences in the fracturing degree and/or in the lithology. Also, the measurements in the supposed undisturbed zone show a large resistivity range, from $100 \Omega.m$ to the east of the movement to more than $1 k\Omega.m$ in the Mont Sec area, which can however be affected by fracturing above the upper main scarp. Finally, the vertical resistivity variations seem to indicate the presence of undisturbed bedrock approximately 30 m depth below ET1 and at more than 100 m below the central part of ET2.

4.5.3 Seismic tomography

Seismic tomography, which consists of inverting first-arrival times to get an image of P-wave velocity distribution in the ground, has been increasingly applied in engineering geology, between boreholes and at the surface (*Lanz et al.*, 1998; *Jongmans et al.*, 2000). For this study two long seismic profiles (300 m and 650 m) were performed and the first-arrival times were inverted using the SIRT method (*Dines et Lyttle*, 1979). The strong eastward resistivity increase (c, d, figure 4.5) observed on both the EM2 and ET2 profiles was investigated by a 300 m long seismic refraction profile. Ten shots were recorded by 24 geophones 10 m apart and the P-wave first arrival times were inverted. The resulting seismic image is compared to the electrical one in figure 4.6. The measured seismic velocities V_p range from 500 m/s at the surface (rock debris, weathered layer) to 4000 m/s (sound rock) at depth. The seismic image also shows lateral variations and the previously described eastward resistivity increase (from $200 \Omega.m$ to $1 k\Omega.m$) is clearly correlated with a seismic velocity decrease, from 3500 m/s to about 2000 m/s (d). These results provide strong evidence that the resistivity decrease is caused by a higher fracturing degree which also

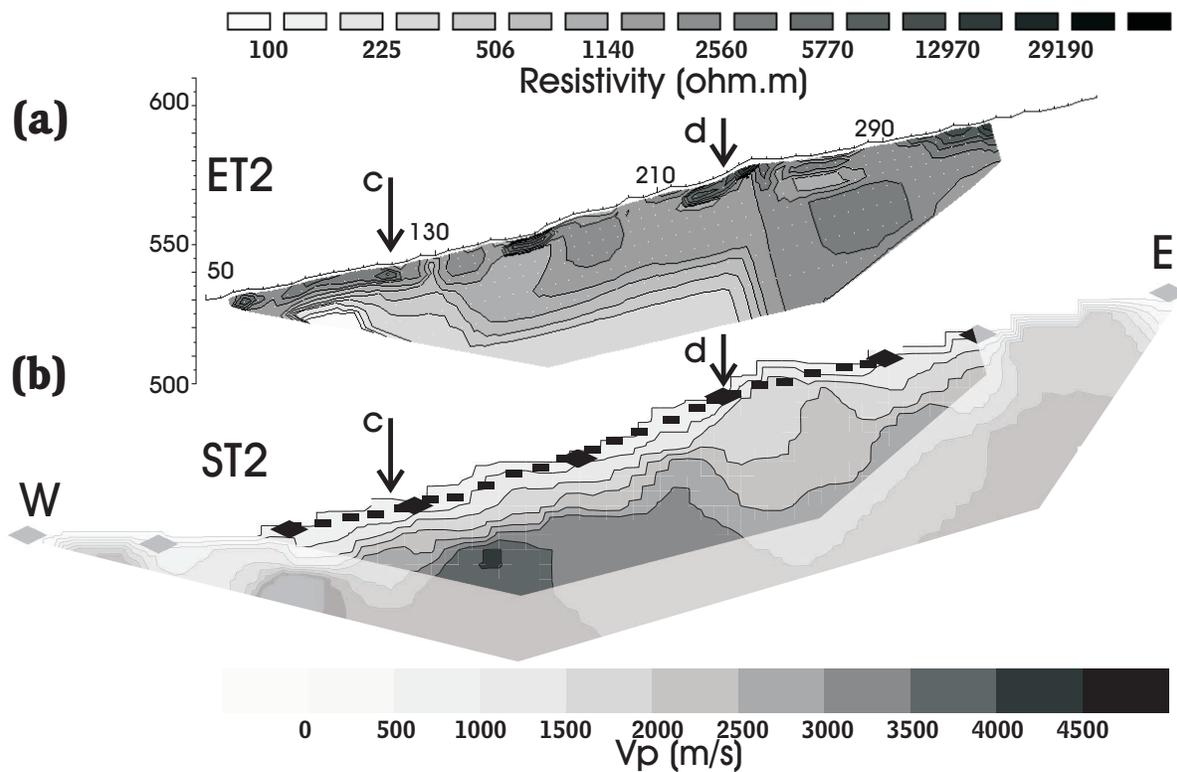


FIG. 4.6 – Comparison between the electrical (a) and seismic (b) tomography sections ET2 and ST2. c and d are the limits deduced from geophysical prospecting. RMS values at the end of inversion are 5 % (ET2) and 2 % (ST2).

lowered the seismic velocity values. For the 650 m long seismic profile, we made use of the 240 m long survey gallery to perform seismic tomography between the slope surface and the gallery. Forty-eight geophones, 10 m to 15 m apart, were deployed and recorded the signals generated by 24 explosions (figures 4.4 and 4.7). The seismic image obtained after inversion of the travel-time values (with RMS error of 1%) is presented in figure 4.7. The robustness of the image was tested by starting with different initial models. As in the 300 m profile, the major features are the large range of P-wave seismic velocities whose values range between 500 m/s and 5000 m/s, and the presence of strong lateral velocity gradients. Considering that the volume investigated is relatively homogenous rock (micaschists), these two features highlight the strong fracturing and weathering whose intensity is not only depth dependent but also varies laterally. No systematic superficial damaged zone overlying the sound bedrock has been detected at least down to 100 m depth. These results, showing the juxtaposition of near vertical highly fractured zones and little deformed blocks, are consistent with geological field observations and motion measurements at the surface and in the gallery, as well as with the geological model used for discrete numerical simulations (*Vengeon, 1998; Potherat et Alfonsi, 2001*). This seismic image suggests that the survey gallery was driven into a lower velocity zone, which is too wide to result from the decompression around the gallery. This survey, which involved measurements between surface and the underground gallery, used an unusual configuration which provided high quality continuous information on the rock mass inside the moving massif.

4.5.4 Spontaneous potential and seismic noise measurements

Finally, two last techniques - spontaneous potential (SP) and seismic noise measurements (SN) - were tested. The spontaneous potential (SP) method measures differences in natural electrical potentials, which can be produced by electrochemical effects, mineral effects and electrokinetic effects (*Reynolds, 1997*). Over the last decades, SP measurements have been used regularly for detecting groundwater flows in landslides (*Bogoslovsky et Ogilvy, 1977; Giano et al., 2000; Bruno et Marillier, 2000*). SP data, as well as SN data, were acquired along the EM2 profile which crosses the movement zone. On figure 4.8 are plotted the SP values (figure 4.8a), profile EM2 (figure 4.8b), the noise measurements (figure 4.8c) and the mean displacement rate during the last two years. The measured SP values (figure 4.8a) range from - 100 mV to 350 mV. The SP anomaly is positive across the movement and becomes negative at both ends. The shapes of the SP and displacement rate curves are quite similar, showing two maxima at the same location. The stronger SP posi-

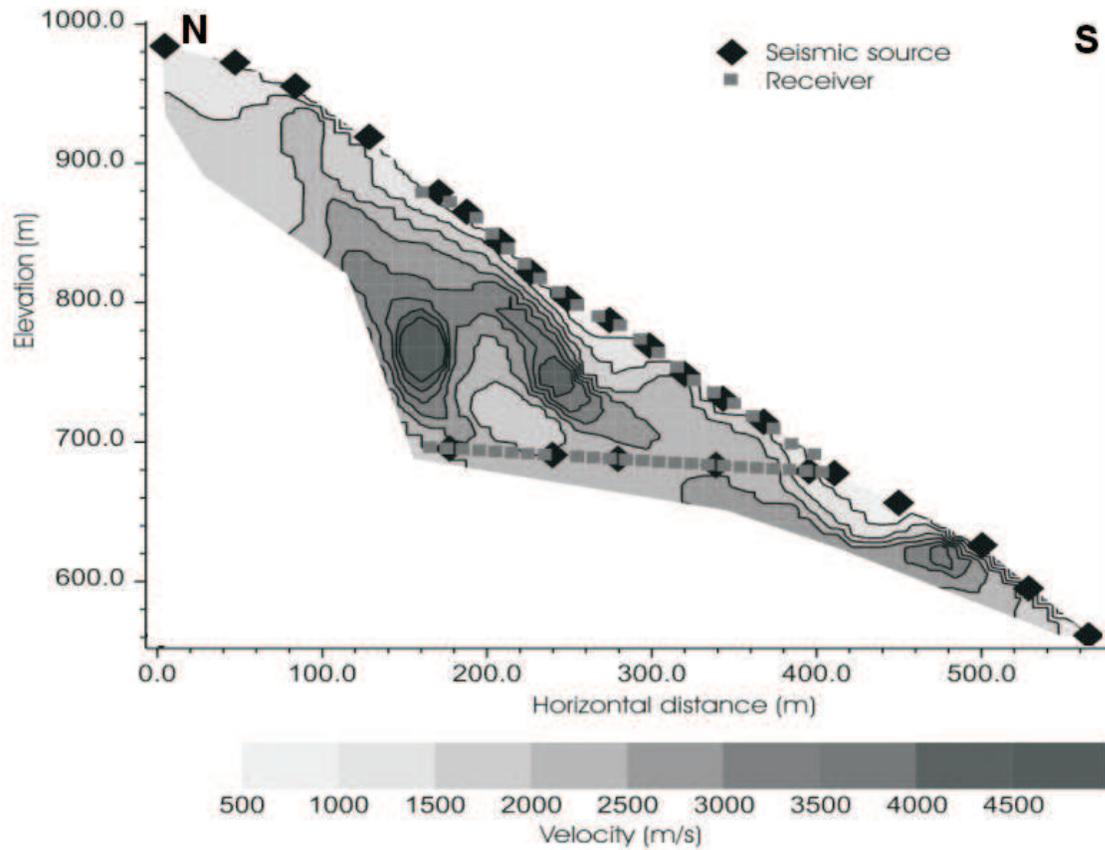


FIG. 4.7 – Seismic tomography profile ST1 between the survey gallery and the slope. RMS=1%.

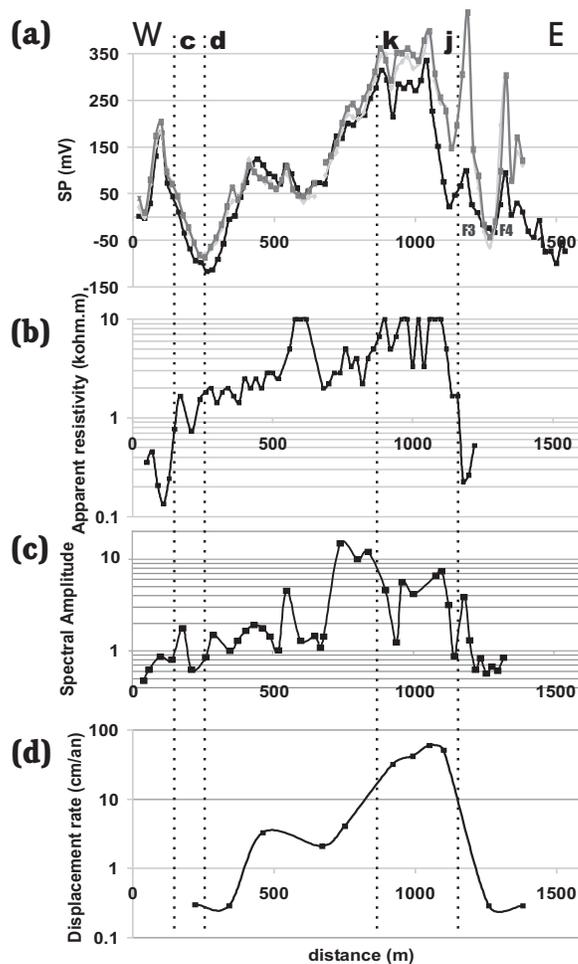


FIG. 4.8 – Geophysical anomalies along the Profile EM2. a) Spontaneous Potential data measured at 3 different dates : black curve : December 2003 ; light grey curve March 2004 ; dark grey curve : June 2004- b) Electromagnetic profile EM2 - c) Spectral amplitude of the seismic noise computed between 0.5 Hz and 30 Hz - d) Displacement rate curve. c and d are limits deduced from geophysical measurements while k and j are morphological limits. k is a limit inside the movement which delineates the most active part ; j is the eastern limit of the movement.

tive anomaly is observed over the high motion zone. Similar results were also obtained on the Boup landslide (*Bruno et Marillier, 2000*), where SP data showed a positive anomaly over the landslide body, particularly in the vicinity of the boundary between the landslide and the stable ground. At this stage, it is difficult to determine which SP source produces these large anomalies. Repeated measurements were made along the same profile at three different dates over a period of 7 months. They show a very stable behaviour with time across the movement (figure 4.8a). These large stable positive and negative anomalies can be generated by the geological structure of the movement (fracturing, lead-zinc and quartz veins) and/or a permanent deep main water flow near parallel to the surface. On the other hand, Figure 8a also displays local SP variations with time, particularly outside the mass movement where the profile crosses faults F3 at 1220 m, and F4 at 1360 m (see figure 4.3). These variations could be electrokinetically generated by fluid flow changes inside these major accidents.

Seismic noise measurements have been increasingly used in earthquake engineering for site effect estimation (*Bard, 1999*) or as an exploration tool for mapping soft deposits (*Delgado et al., 2000*). Ambient vibration measurements were made every 50 m along the same profile with a 5 second sensor. Figure 4.8c displays the behaviour of the mean spectral amplitude computed between 0.25 and 35 Hz along this line. As the vibrations were measured at different periods, they were all normalized with a reference station. Dramatic variations (from 1 to 10) of the noise energy were observed. The striking feature is that the spectral amplitude values are higher in the same zone as the SP and apparent resistivity curves and they significantly decrease at both ends of the profile. A possible explanation for these results is the decrease of the P-wave and S-wave velocities with the rock deformation. This phenomenon generates a ground motion amplification effect whose magnitude increases with the seismic impedance contrast between the deformed zone and the underlying bedrock (*Bard et Bouchon, 1980*).

4.6 Discussion and conclusions

Five geophysical techniques (electromagnetic profiling, electrical tomography, seismic tomography, spontaneous potential and seismic noise measurements) were applied on the large gravitational movement of Séchilienne with the aim of characterizing and delineating the mass affected by the movement. Due to the difficulty of performing tests on steep slopes, the number of geophysical profiles is limited and the results presented here only allow preliminary conclusions to be drawn. A major outcome of this study is that all zones exhibiting

signs of present time or previous movements (collapse, toppling, sliding) are characterised by high electrical resistivity values (over 3 k Ω .m), compared to the undisturbed zones (between a few hundreds Ω .m and 800 Ω .m). Figure 4.3 shows the location of the main electrical contrasts pointed out by the survey. This relation between electrical resistivity and gravitational deformation was particularly demonstrated in the Mont Sec subsiding area (f and g, figure 4.3) and at the two limits of the present time high motion zone (k and j). The consistency between the geophysical parameters and displacement rates was also shown along the EW oriented profile EM2. It is reasonable to assume that the present relative rates of movement at Séchilienne reflect the total relative movement that has occurred since movement began along this profile. The very good agreement between the two curves (figures 4.8 c and 4.8 b) and the inverse relation between electrical resistivity and P-wave velocity (figure 4.6) support the interpretation that resistivity variations along the profile are mainly related to the degree of fracturing. The resistivity increase corresponds to a P-wave velocity decrease, both of which can result from fracturing and the creation of voids which are not filled with water over a depth of a several tens of meters. Most remarkable is the global shape similarity of the four curves of figure 4.8, all exhibiting a similar asymmetric bell shape with a maximum across the high motion zone. Our interpretation is that this area, which now experiences the highest displacement rates, exhibits the highest resistivity values due to the presence of voids, is probably the place of deep preferential groundwater flows (SP data) and has the lowest V_s and V_p values (highest noise spectral amplitudes). The eastern limit of the movement is clearly indicated by a sharp geophysical contrast (h and j, figure 4.3) as all curves show a regular decrease to the west. However, the negative/positive SP anomaly, the local resistivity and seismic gradients and, to a lesser extent, the noise amplitude, all suggest that the western limit of the zone affected by the movement could be between c and d along ET2 and around a along ET1 (figures 4.8 and 4.3). At these sites all the measured geophysical data approximately show the same values as in the eastern unaffected zone. As observed on the curves of Figure 4.8 and in other data presented above, strong lateral variations are present along the geophysical profiles. These variations of geophysical parameters probably result from the numerous fractures and faults of tectonic origin that have affected the massif before the movement. On the other hand, these low strength discontinuities have without doubt controlled the action of gravity forces, resulting in a heterogeneous deformation pattern juxtaposing near vertical highly fractured zones and little deformed blocks, as observed in the gallery and as shown by the seismic and electrical images.

The limit of the movement at depth was a major aim of this study. Although most of the geophysical images show prominent horizontal variations which probably mask the

vertical ones, some indications of characteristics at depth were given. In its western limit, electrical image ET2 (figure 4.5) nicely shows the deepening of the sound bedrock top which is located at a minimum of 40 m depth across d if we consider the 800 Ω .m isoline as this boundary. Similarly the depth to bedrock can be estimated at about 30 m below ET1, which is the only electrical image showing a clear resistivity decrease with depth. Below the Mont Sec scarp, section ET5 gives a depth of over 40 m for the sound bedrock. Finally, the seismic image ST1 and the electrical tomography ET2 apparently did not detect the sound bedrock within 100 m. All these results indicate that the Séchilienne movement is deep seated, with heterogeneous deformation, as locally shown by the investigation gallery.

The geophysical campaign on the Séchilienne movement tested different techniques and has brought new information on the characteristics of the deformed zone. In the future, the first objective will be to delineate the zone affected by the movement to the NW where a large uncertainty exists regarding the boundary. An effort will also be made to more quantitatively interpret the results of spontaneous potential and noise measurements. Other fast and innovative techniques, like the Transient Electromagnetic Method (*Reynolds, 1997*, TEM) and the noise array measurements (*Wathelet et al. submitted*) will also be tested in order to try detecting the undisturbed bedrock top. Finally, the outstanding coherency between geophysical anomalies and displacement rate data highlights the potential for using time-lapse geophysical techniques as a component of a monitoring system, this idea has been initiated on other movements (*Supper et Römer, 2003*).

4.7 Acknowledgements

This work was partially supported by the Pôle Grenoblois des Risques Naturels through a funding from the General Council of Isère (France). We thank all the numerous and enthusiastic participants to the field campaigns, the CETE of Lyon for providing the displacement measurements and P. Desvarreux (SAGE Company) for fruitful discussions. Our special thanks are to Frederic Nguyen for his help for estimating the depth of investigation along electrical tomography profile. LIRIGM is part of the French RNVO (Risques Naturels et Vulnérabilité des Ouvrages) network.

Chapitre 5

Étude du mouvement rocheux de la Clapière

5.1 Introduction

Le mouvement de la Clapière se situe dans le massif cristallin du Mercantour, en aval de Saint Étienne de Tinée et à 80 Km au nord de Nice (figure 5.1). Il se situe à la base d'un versant de 2000 mètres de dénivelé (culminant à 3000 mètres), sur l'interfluve entre deux vallées glaciaires : la vallée de la Tinée et la vallée affluente du Rabuons (figure 5.1). Il s'étend sur une centaine d'hectares entre 1100 et 1800 mètres d'altitude et mobilise 50-60 millions de m^3 de roches (*Gunzburger, 2001*). Les travaux de *Bigot-Cormier et al. (2003)* basés sur les datations par cosmonucléides au Bérium-10, suggèrent qu'il est emboîté dans un mouvement lent, compris entre le vallon des Rabuons et le vallon Ténibres, et entre le fond de vallée et 2000 m d'altitude (figure 5.1 ; *Pothérat, 1994* ; *Guglielmi et al., 2000*). Ce mouvement lent aurait commencé entre 3000 et 11000 ans, alors que le mouvement de la Clapière menace le fond de la vallée de la Tinée depuis au moins 1 siècle (*Follacci, 1999*).

La masse en mouvement se compose de trois compartiments : le glissement principal (volume central), qui se déplace de 45 à 90 $cm.an^{-1}$ sur la surface de rupture, le compartiment supérieur nord-est (C1), qui se comporte comme un glissement de blocs et qui vient napper le glissement principal avec une vitesse de 100 à 380 $cm.an^{-1}$, et le compartiment supérieur nord-ouest (C2), non circonscrit par une surface de rupture qui subit un mouvement de basculement de 20 à 70 $cm.an^{-1}$ (*Guglielmi et al., 2005*). Un petit glissement basal (C3) se superpose au mouvement au pied du glissement. Une zone de faille N10°E (F1) divise le glissement en deux (*Guglielmi et al., 2005*, figure 5.1). L'étude de la géométrie du glissement à partir de coupes géologiques montre que la profondeur de la surface de

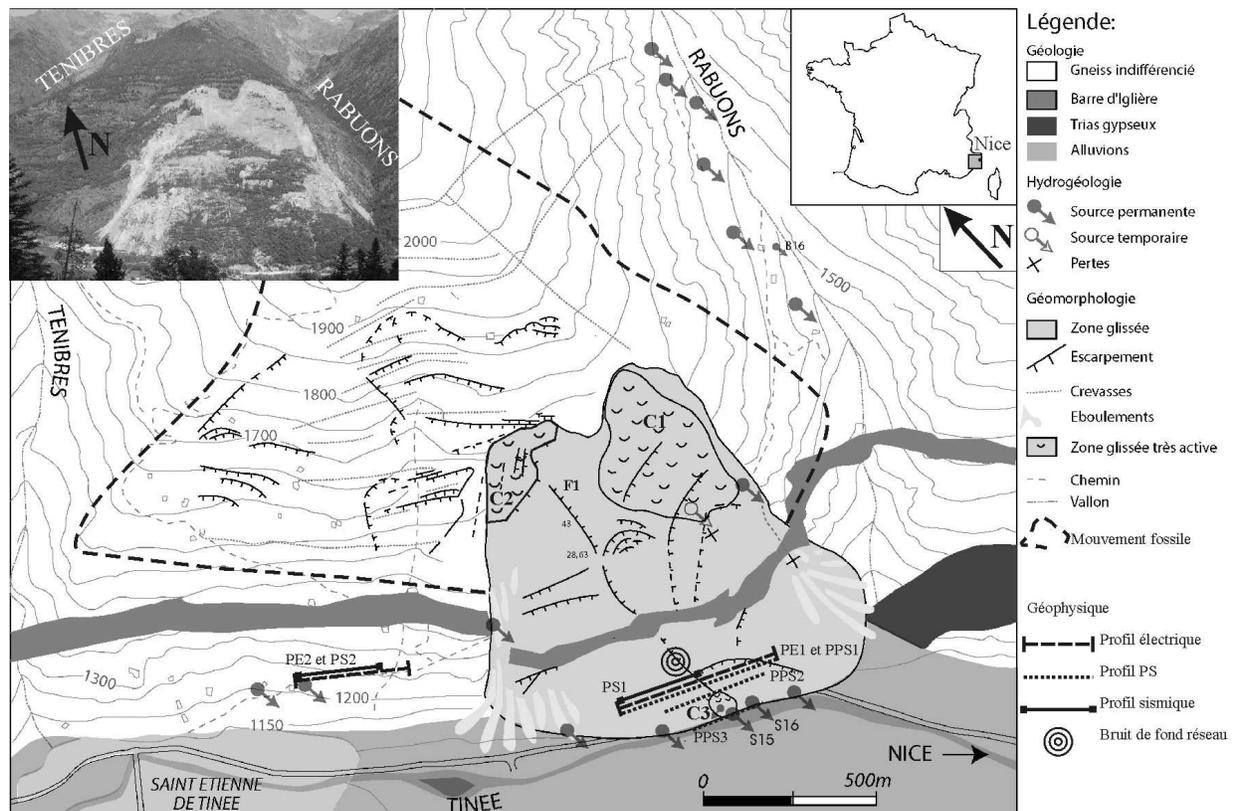


FIG. 5.1 – Implantation des profils géophysiques sur la carte géologique, géomorphologique et hydrogéologique, d'après *Cappa et al.* (2004), cliché P. Wack, (2004)

rupture ne doit pas excéder 100 à 200 m (*Cappa et al.*, 2004).

Ce glissement se remarque par un escarpement sommital continu atteignant 100 mètres de haut au maximum pour 900 m de large (*Follacci*, 1987 ; *Cappa et al.*, 2004). Une corniche rocheuse appelée la barre d'Iglière se développe à mi hauteur du système (1500 mètres d'altitude). Le versant présente une pente moyenne de 40 degrés, plus élevée sous la barre rocheuse que au dessus. Le pli de la foliation, observé dans la zone des désordres, recoupe les structures hercyniennes et alpines. L'origine de ce pli est encore largement discutée. D'après *Follacci* (1987), il est issu d'un fauchage gravitaire qui aurait fait suite à la fonte des glaciers. Cependant une analyse récente de la fracturation privilégie aujourd'hui une origine tectonique de ce pli (*Gunzburger et Laumonier*, 2002). Dans tous les cas, la formation d'un pli, qu'il soit d'origine tectonique ou gravitaire, a entraîné un basculement de la foliation qui, ajouté à la fracturation du versant, a favorisé l'initiation de l'instabilité actuelle.

Une partie importante des précipitations s'infiltré dans les fractures ouvertes qui drainent le massif (*Follacci*, 1987 ; *Compagnon et al.*, 1997). Les précipitations et la fonte des neiges ont été directement corrélées avec les mesures cinématiques grâce à un modèle analytique (*Alfonsi*, 1997). Les observations hydrogéologiques permettent de distinguer deux aquifères dans le versant (*Guglielmi et al.*, 2000 ; *Cappa et al.*, 2004) : (1) un aquifère perché, localisé dans la zone décomprimée par le mouvement lent, (2) une zone saturée basale dans les gneiss du glissement. Par ailleurs les études hydrochimiques et hydromécaniques (*Guglielmi et al.*, 1999 ; *Cappa et al.*, 2004 ; *Guglielmi et al.*, 2005 ; *Binet*, 2006), ont montré la présence de sources pérennes à la base du mouvement (altitude 1103 m).

Les différents scénarii envisagés par *Follacci* (1999) de l'évolution du versant sont les suivants : (1) rupture brutale de l'ensemble du versant avec un préavis de quelques heures, (2) rupture rapide du versant avec un préavis de quelques jours, (3) glissement d'ensemble lent accompagné d'éboulements. *Follacci* (1999) privilégie la dernière hypothèse. Dans cette hypothèse, seule la question de l'évolution du glissement sommital superposé (figure 5.1) se pose, une rupture brutale de cette zone n'étant pas totalement exclue.

5.1.1 Imagerie du mouvement de la Clapière

L'essor des méthodes de télédétection à la fin des années 90 a amené diverses équipes de recherche à tester le potentiel de ces outils pour mesurer les déplacements du glissement de la Clapière (*Pothérat*, 1994 ; *Follacci*, 1999 ; *Casson*, 2004). Le glissement, d'abord étudié par photo-interprétation classique par *Pothérat* en 1994, a ensuite servi à tester les systèmes Doris et GPS (*Follacci*, 1999). Différents travaux, basés sur les techniques d'interférométrie radar différentielle, ont également été réalisés, au cours des années 90 (*Fruneau*, 1995 ;

Carnec, 1996 ; *Squarzoni*, 2003). *Fruneau et al.* (1996) ont calculé un interférogramme synthétique qui rend compte des observations réalisées sur un des interférogrammes calculés. Ils ont ainsi déterminé un modèle cinématique reproduisant le mouvement de la Clapière, dans lequel les vitesses de déplacement diminuent latéralement d'Ouest en Est. De nouvelles techniques de mesures des déplacements et de suivi morphologique à partir d'images aériennes et spatiales ont été développées (*Delacourt et al.*, 2004 ; *Casson et al.*, 2005) afin de permettre d'affiner les modèles de comportement des glissements de terrain.

La difficulté de mise en place et le coût des études géophysiques en ont limité l'emploi. La méthode sismo-acoustique a été expérimentée sur le site au début des années 90 (*Follacci*, 1999), et des profils électriques et sismiques ont été réalisés par *Lebourg et al.* (2003, 2005) respectivement sur le glissement principal et sur le petit glissement basal.

5.2 Reconnaissances géophysiques

5.2.1 Protocole des prospections géophysiques

En 2002, le glissement de La Clapière est devenu un des sites laboratoire du projet ACI SAMOA (Surveillance et Auscultation des Mouvements Gravitaires Alpins) financé par le Ministère français de la recherche et l'INSU (Institut National des Sciences de l'Univers) à travers le projet CATNAT (Catastrophes Naturelles). Ce site a servi à développer de nouvelles techniques d'auscultation et de mesures des déplacements des glissements de terrain. L'accent a été mis sur le couplage interdisciplinaire et multi-échelles des analyses. Ce projet a regroupé aussi bien des équipes de géologues, d'hydrogéologues, de télédétection que de géophysiciens.

Dans le cadre de cette thèse, nous avons réalisé deux campagnes de reconnaissance géophysique sur le glissement de la Clapière. La première (5 jours en juillet 2004) a consisté en la réalisation de deux tomographies électriques, de 480 m sur le mouvement et 320 m en dehors du mouvement, de deux tomographies sismiques de 230 m sur et en dehors du mouvement et de l'acquisition de mesures de bruit de fond en réseau sur le mouvement (rayon maximum 80 m, été 2004, figure 5.1). L'orientation générale des profils est parallèle aux lignes de niveau.

Durant la seconde phase de reconnaissance (3 jours en juillet 2005), nous avons acquis trois profils de polarisation spontanée (été 2005, figure 5.1).

L'objectif de cette étude est de déterminer les caractéristiques géophysiques (ρ , V_P , V_S) ayant subi de fortes modifications suite au mouvement. C'est pourquoi nous avons acquis des profils électrique et sismique en dehors et sur le mouvement. Un second objectif est de

localiser les écoulements d'eau en profondeur. Ainsi, nous avons déployé sur le site deux méthodes : la tomographie électrique et la polarisation spontanée. Enfin, la profondeur de la surface de rupture étant indéterminée, nous avons choisi de tester la méthode du bruit de fond réseau afin d'estimer cette profondeur, la sismique réflexion ayant peu de chance d'aboutir en raison de la forte atténuation des ondes attendue du à l'hétérogénéité du milieu.

5.2.2 Tomographies électriques

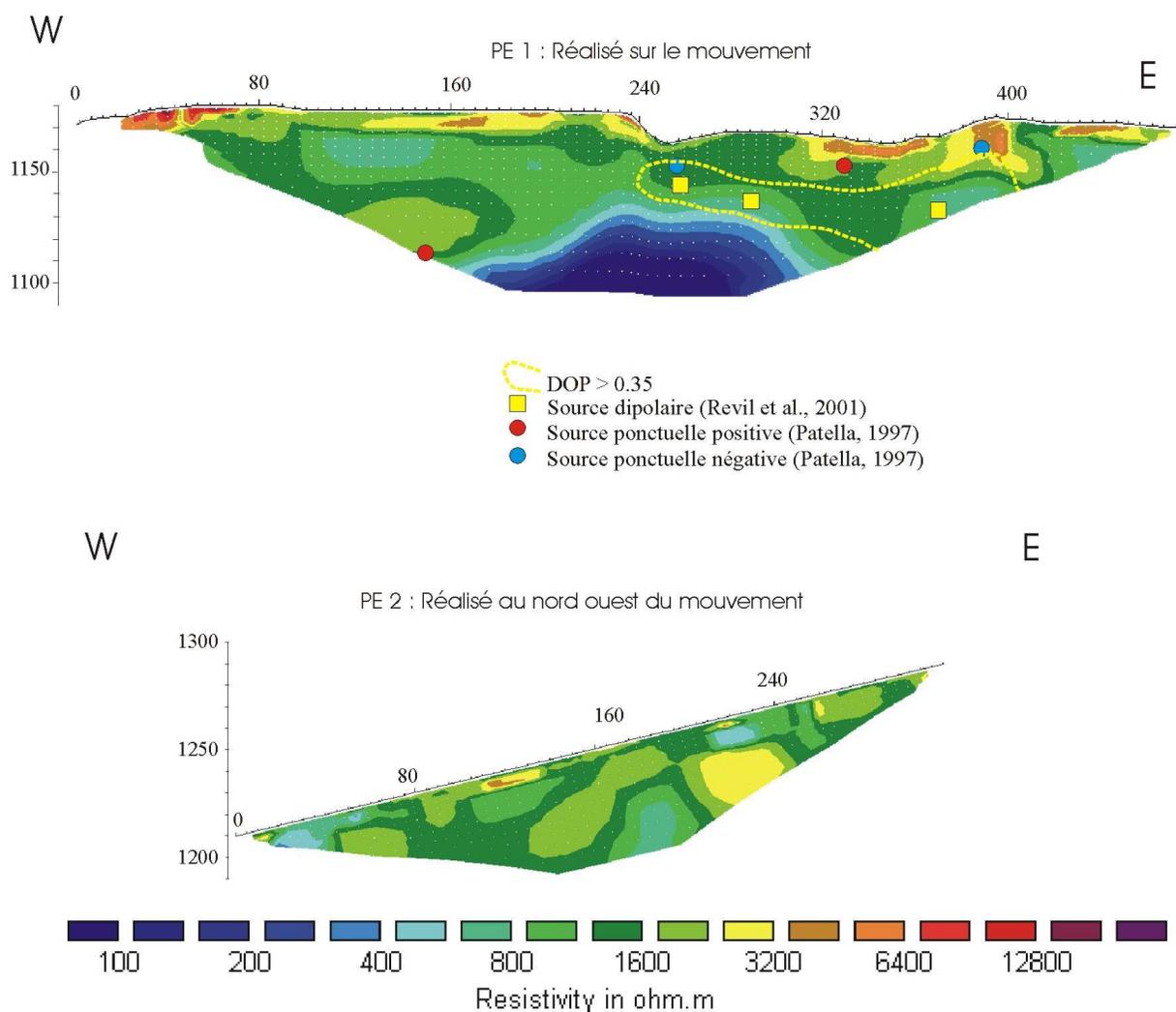


FIG. 5.2 – Tomographies électriques effectuées sur le mouvement de la Clapière. RMS de PE1 = 4.2, RMS de PE2 = 2.4

La figure 5.2 montre la répartition des valeurs de résistivités en fonction de la profondeur après inversion en 2D (norme L2) au moyen du logiciel RES2DINV selon la méthode des moindres carrés (*Loke et Barker, 1996*). La validité des résultats est donnée par la valeur du RMS qui est de 4.2 % pour PE1 et 2.4 % pour PE2 après 5 itérations.

La résistivité moyenne mesurée en dehors du glissement (PE2) est comprise entre 800 et 3200 Ω .m. Dans le glissement, on observe des résistivités moyennes équivalentes, mis à part dans une zone localisée à plus de 30 m de profondeur entre les abscisses 240 et 320 m. Cette zone est caractérisée par des valeurs de résistivité plus faibles, inférieures à 400 Ω .m. Elle est située à l'est de la zone de faille N010°E (F1). Par ailleurs, des sources pérennes localisées à la base du mouvement (altitude 1103 m), sont situées à 100 m à l'aval du profil électrique. On peut alors supposer que cette zone de plus faible résistivité correspond à la présence de fractures saturées d'eau ou au contact gneiss-alluvion.

5.2.3 Polarisation spontanée

Nous avons effectué des mesures de polarisation spontanée selon trois profils orientés parallèlement aux lignes de niveau (figure 5.1, 5.4 et 5.3). Le premier profil (PPS1) est localisé au niveau de la ligne de tomographie électrique, le second (PPS2) est situé 30 m en contre bas du premier et passe au niveau de la tête du petit glissement superposé basal. Le dernier profil (PPS3) a été réalisé au pied du versant et coupe deux sources pérennes S15 et S16.

Les valeurs de polarisation spontanée mesurées sur le profil PPS1 sont comprises entre 0 et -38 mV à l'ouest de la zone de faille orientée N010°E, alors qu'elles sont positives à l'est de cette zone. Les données sont assez bruitées probablement à cause d'un mauvais couplage entre les électrodes et le sol. Cependant, il semble se dessiner deux pics d'anomalies positives : un premier pic de 26 mV centré sur l'abscisse 290 m et un second pic de plus de 60 mV observé à l'abscisse 430 m.

Les mesures de polarisation spontanée effectuées sur le profil PPS2, situé 30 m à l'aval de PPS1, montrent des valeurs de PS très similaires (entre -25 mV et 76 mV) malgré une électrode de référence différente. Comme sur le profil PPS1 les valeurs de PS sont plus élevées à l'est de la zone de faille.

Enfin la PS mesurée sur le profil PPS3 effectué au pied du versant montre des valeurs comprises entre -16 mV et 74 mV, avec une diminution de la PS au passage des sources S15 et S16. Cette observation est inattendue car au niveau d'une résurgence, plusieurs auteurs ont mesuré des potentiels positifs et des potentiels négatifs en cas d'infiltration (*Bogoslovsky et Ogilvy, 1977; Sharma, 1997; Lapenna et al., 2005*). D'autres causes, comme

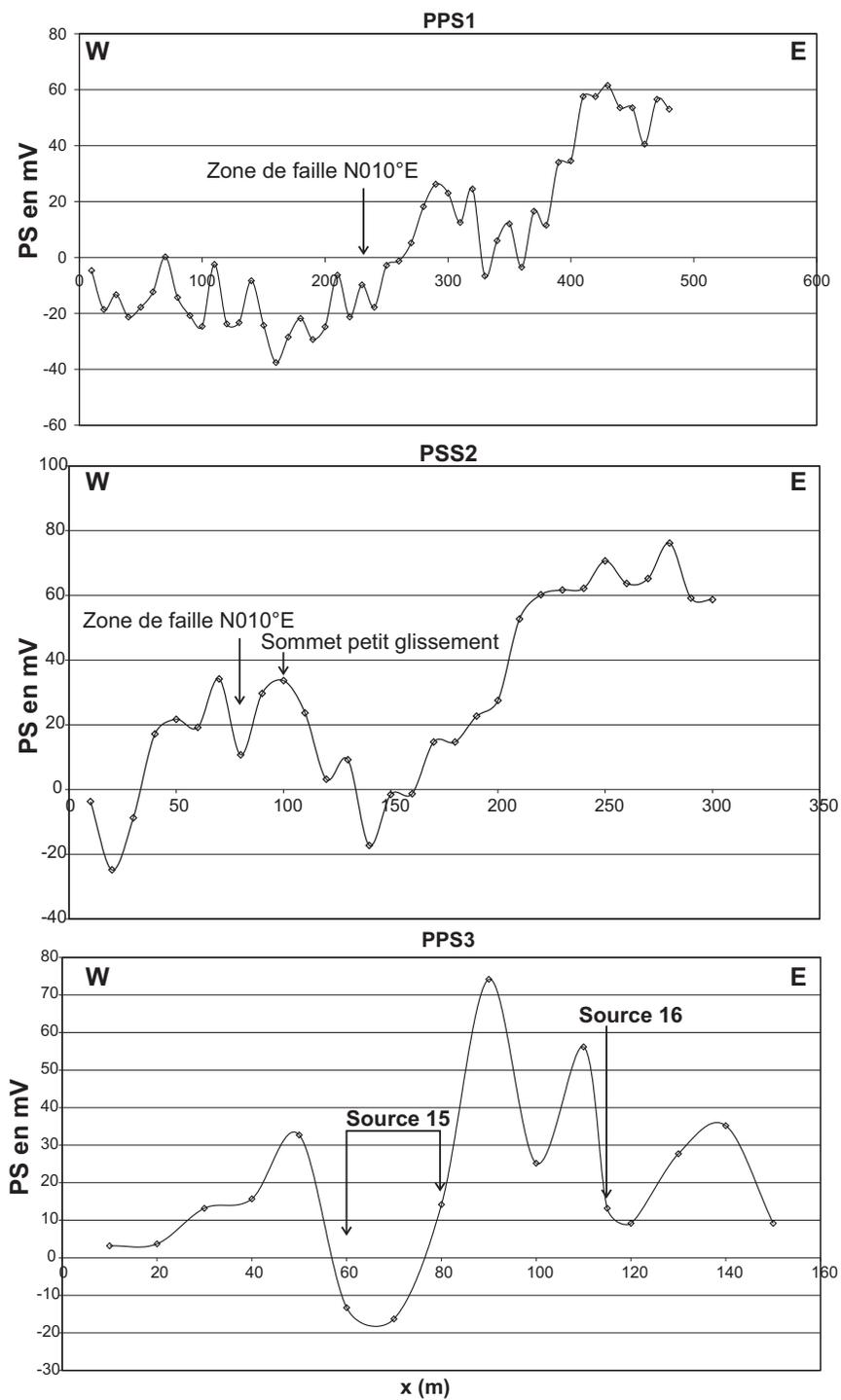


FIG. 5.3 – Profils de polarisation spontanée mesuré sur le mouvement de la Clapière

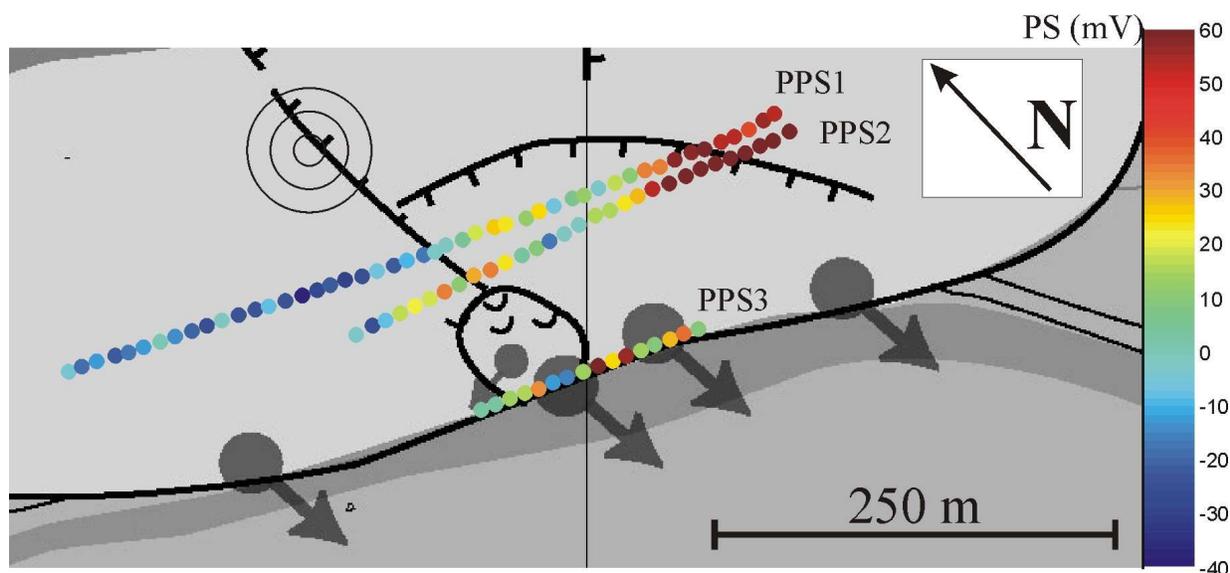


FIG. 5.4 – Localisation des profils de polarisation spontanée. Les valeurs de PS sont représentées par un code de couleur

un changement de résistivité au passage de ces sources, se superposent sans doute aux effets électrocinétiques, et génèrent ces diminutions de PS.

Une interprétation des données de PS a été réalisée uniquement pour le profil PPS1 pour lequel on dispose de mesures de résistivité électrique. Avant l'inversion, un filtre Savitzky-Golay (*Savitzky et Golay, 1964*) a été appliqué aux données afin d'éliminer une partie du bruit.

Nous avons calculé la probabilité d'occurrence de charges ponctuelles par la méthode de *Patella (1997a)* et de dipôles par la méthode de *Revil et al. (2001)* pour localiser les sources ponctuelles ou dipolaires qui ont généré les anomalies de PS sur le profil PPS1.

L'interprétation des données par la méthode de *Patella (1997a)* montre 4 zones de plus forte probabilité d'occurrence de charge : S_1^- et S_2^- (charges négatives) et S_1^+ et S_2^+ (charges positives). Les profondeurs et les abscisses de ces zones d'accumulations de charge sont données dans le tableau 5.1.

L'interprétation des données par la méthode de *Revil et al. (2001)* image une zone étendue de probabilité d'occurrence de dipôles. Cette zone commence à l'abscisse 250 m à 16 m de profondeur et s'approfondit pour atteindre 90 m de profondeur sous l'abscisse 390 m. Trois secteurs présentent une probabilité d'occurrence plus importante : D_1 , D_2 et D_3 dont les profondeurs et les abscisses sont données dans le tableau 5.1.

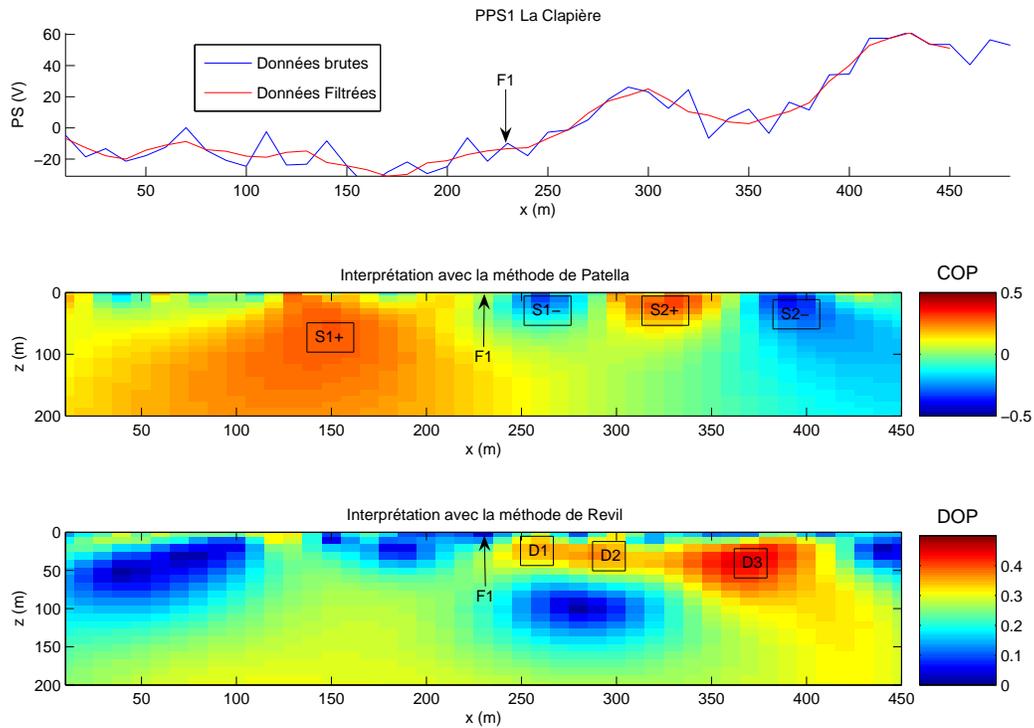


FIG. 5.5 – Résultats de l'inversion des données de PS du profil PPS1 par les méthodes de Patella (1997a) et Revil et al. (2001)

	S_1^-	S_1^+	S_2^-	S_2^+	D_1	D_2	D_3
x (m)	260	140	390	330	260	290	370
z (m)	11	55	11	11	18	28	28

TAB. 5.1 – Tableau des abscisses et profondeurs des zones de plus fortes probabilités d’occurrence de charge ponctuelle/dipôle sur le profil PPS1.

La localisation de ces zones de plus fortes probabilité d’occurrence de charge a été reportée sur la tomographie électrique PE1 (figure 5.2). Ces zones sont globalement localisées aux mêmes abscisses, mais sont plus profondes pour l’interprétation par la méthode de *Revil et al.* (2001). Les zones de probabilité d’occurrence de dipôle sont localisées au niveau de l’anomalie de faible résistivité détectée sur la tomographie électrique. Ces zones pourraient correspondre à des fractures saturées d’eau.

On suppose donc que les fractures sont saturées à l’est de la zone de faille orientée N010° à partir de 30 m de profondeur. Par contre, à l’ouest de cette zone de faille, les mesures géophysiques ne semblent pas montrer l’existence de fractures saturées d’eau pour une profondeur inférieure à 50 m.

5.2.4 Tomographies sismiques

Nous avons réalisé deux profils sismiques lors de la première campagne de mesure : PS1 localisé sur le mouvement de la Clapière et PS2 situé sur le même versant mais à l’ouest du mouvement (figures 5.1 et 5.6). Le profil PS1 suit les lignes de niveau à l’altitude moyenne de 1170 m. Pour les deux profils, nous avons déployé 24 géophones verticaux 4.5 Hz tous les 10 m (longueur = 230 m) et nous avons réalisé 6 tirs (coups de masse).

L’interprétation en réfraction classique du profil PS1 (en annexe figure 12.1) marque deux interfaces. La première se situe à environ 7 m de profondeur et sépare des terrains superficiels de vitesse inférieure à 500 m/s et des terrains plus rapide où la vitesse est de l’ordre de 900 m/s. La seconde interface est localisée entre 20 et 30 m de profondeur et marque la limite avec un terrain de vitesse de l’ordre de 1700 m/s. La tomographie sismique obtenue pour le profil PS1 (figure 5.6) montre un fort gradient de vitesse aux alentours de 30 m de profondeur. En effet la vitesse des ondes P croît de 500 à 1100 $m.s^{-1}$ sur les 30 premiers mètres, et augmente jusqu’à 1550 à 2300 $m.s^{-1}$ au delà de 30 m de profondeur.

La tomographie sismique PS2 montre des vitesses comprises entre 800 et 1100 $m.s^{-1}$ sur les 6 premiers mètres, et des vitesses entre 1700 et 2600 $m.s^{-1}$ entre 6 et 40 m de profondeur. Sur cette tomographie apparaît une zone de plus grande vitesse ($>$ à 2900

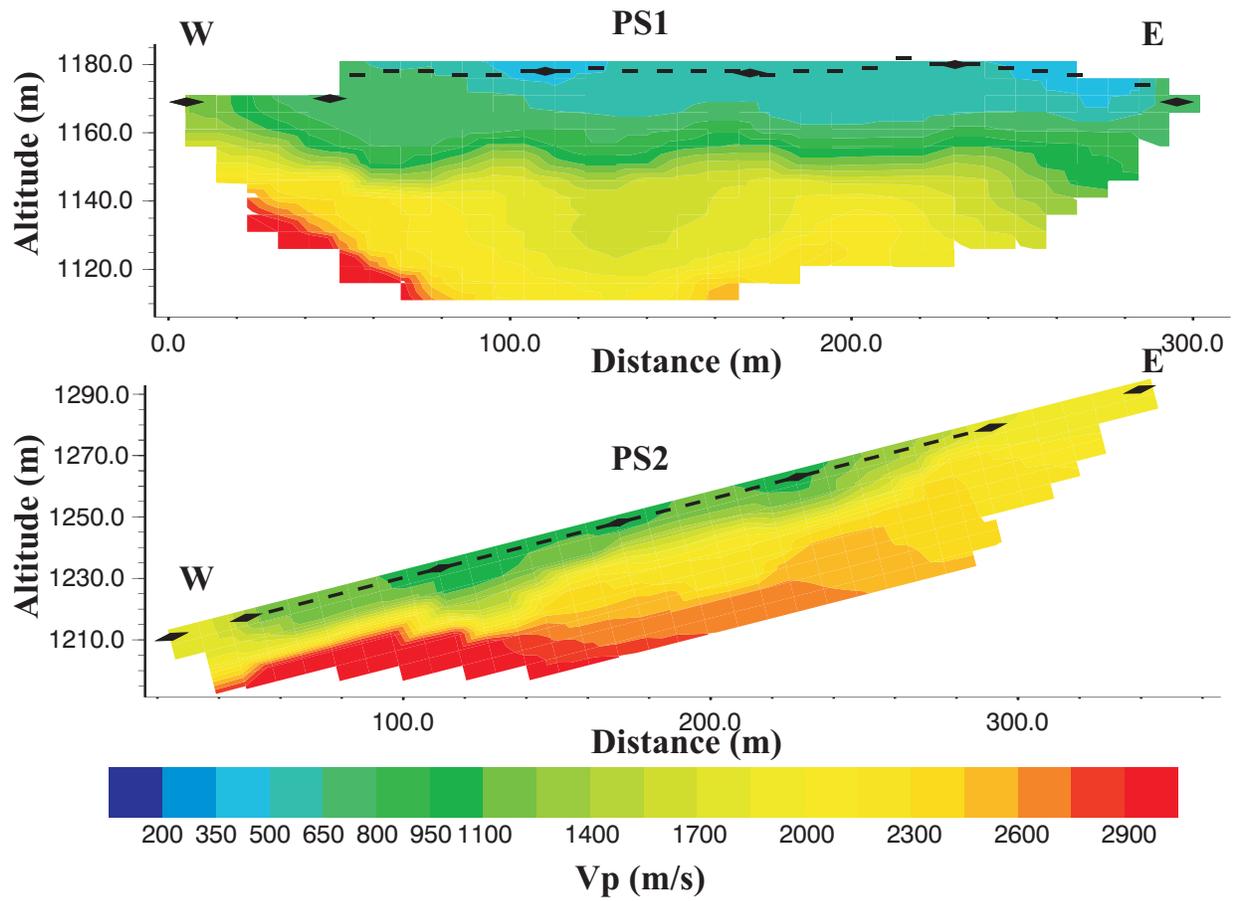


FIG. 5.6 – Tomographies sismiques. PS1 est localisé sur le mouvement de la Clapière (RMS=0.87). PS2 est localisé en dehors (RMS=2.96)

$m.s^{-1}$) à 15 m de profondeur dans la partie occidentale du profil.

Le tableau 5.2 rassemble les résultats obtenus sur le site de la Clapière.

	V_{P_1} ($m.s^{-1}$)	h_1 (m)	V_{P_2} ($m.s^{-1}$)
Sur le mouvement	500-1100	30	1550-2300
Hors mouvement	800-1100	6	1700-2600

TAB. 5.2 – Tableau des valeurs de vitesses des ondes P rencontrées sur le site de la Clapière

Ces résultats semblent montrer que la structure des vitesses des ondes P a été affectée par le mouvement. En effet on observe une épaisseur plus importante de terrain à faible vitesse et des valeurs de vitesse plus faibles en profondeur dans le mouvement ($V_{P_2} \in 1550-2300 m.s^{-1}$) que celles des ondes se propageant en dehors du mouvement ($V_{P_2} \in 1700-2600 m.s^{-1}$).

5.2.5 Inversion des ondes de Surface

Nous avons réalisé des enregistrements d’ondes de surface lors des mesures de sismique réfraction (PS1) et nous avons installé un réseau de capteurs sismologiques pour mesurer le bruit de fond. Nous avons déployé ces deux techniques dans le même secteur (figure 5.1), leurs résultats peuvent donc être comparés.

Nous avons calculé deux courbes de dispersions à partir des 2 tirs extrêmes du profil PS1 (A calculé sur les signaux de 15 géophones placés entre 50 et 190 m de la source et B sur les signaux de 11 géophones placés entre 60 et 160 m de la source, figure 5.7). La gamme fréquentielle des deux courbes de dispersion est différente (A entre 9.5 et 18 Hz, B entre 7 et 10.5 Hz). Entre 7 et 10.5 Hz, la courbe de dispersion A est plus rapide que B, indiquant la présence d’hétérogénéités latérales. Les mesures de bruit de fond en réseau acquises avec l’enregistrement simultané de 6 capteurs 3 composantes 5s sur trois cercles concentriques de 20, 50 et 80 m de rayon, ont permis de mettre en évidence trois courbes de dispersion (respectivement C, D et E). Les trois courbes de dispersions sont très semblables dans la gamme de fréquence 3 à 7 Hz, puis pour les plus hautes fréquences (> 7 Hz), elles présentent des différences de vitesse (C plus rapide que D). Par ailleurs, la courbe de dispersion C (plus petit réseau) et B se superposent remarquablement dans la gamme 7.5 à 10 Hz. Ces différences entre les courbes de dispersion à haute fréquence (> 7 Hz) suggèrent que le milieu est plus hétérogène latéralement en surface qu’en profondeur.

La courbe de dispersion finale utilisée pour l’inversion est calculée en prenant la moyenne des 5 courbes de dispersion obtenues ci dessus. La courbe de dispersion ainsi déterminée,

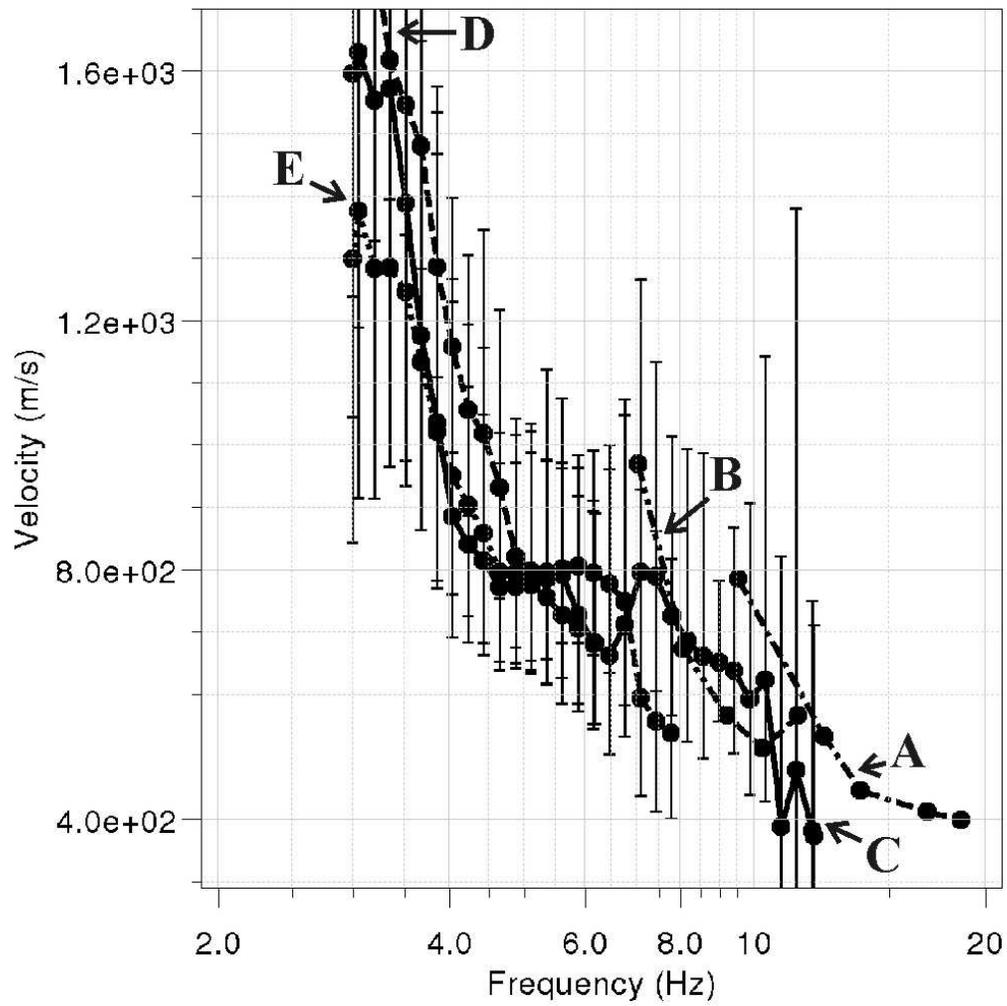


FIG. 5.7 – Courbes de dispersion calculées à partir de données sismiques (A et B) et de données de bruit de fond (C, D et E) sur le mouvement de la Clapière

s'étend sur une gamme de fréquence de 3 à 20 Hz grâce à l'emploi simultané des données issues du bruit de fond réseau (3 à 12 Hz) et de la sismique active (6 à 20 Hz). Cette courbe de dispersion est inversée par algorithme de voisinage (voir au paragraphe 1.2.2) selon quatre procédures :

- **Inversion 1** : La courbe de dispersion est inversée avec peu de contrainte (voir les paramètres d'entrée donnés dans le tableau 5.3).
- **Inversion 2** : L'inversion est calculée pour une gamme restreinte de V_{P_1} et H_1 dans la première couche (voir tableau 5.4). Les limites de ces paramètres ont été établies grâce à la sismique réfraction.
- **Inversion 3** : L'étude des rapports H/V sur les capteurs du réseau montre des variations notables indiquant de probables effets 2D ou 3D (figures en annexe, 12.2, 12.3 et 12.4). Toutefois, ils ont pour trait commun d'avoir un premier pic de résonance à 1.5 Hz. Ainsi la troisième inversion est calculée avec peu de contrainte sur V_{P_1} et H_1 comme pour l'inversion 1, mais le résultat final est contraint par la fréquence de résonance du site ($f_0 = 1.5$ Hz).
- **Inversion 4** : L'inversion est contrainte à la fois en V_{P_1} et H_1 et en f_0 .

H_{min}	H_{max}	V_{pmin}	V_{pmax}	V_{smin}	V_{smax}	ρ	δV_{min}	δV_{max}	n	GradType
1	70	300	3000	60	2121	2	0.01	300	3	Power law
20	250	100	6000	20	4242.64	2	0.01	300	3	Power law
		100	6000	20	4242.64	2	0	0	1	Power law

TAB. 5.3 – Tableau des paramètres d'entrée pour les inversions **1** et **3** des courbes de dispersion obtenues sur le mouvement de la Clapière

H_{min}	H_{max}	V_{pmin}	V_{pmax}	V_{smin}	V_{smax}	ρ	δV_{min}	δV_{max}	n	GradType
20	30	300	1000	60	707.106	2	0.01	300	3	Power law
20	250	1600	6000	320	4242.64	2	0.01	300	3	Power law
		100	6000	20	4242.64	2	0	0	1	Power law

TAB. 5.4 – Tableau des paramètres d'entrés pour l'inversion **2** et **4** des courbes de dispersion obtenues sur le mouvement de la Clapière

On obtient les résultats présentés aux figures 5.8, 5.9, 5.10 et 5.11 et résumés dans le tableau 5.5. La contrainte en V_P n'améliore pas le misfit (comparaison entre l'inversion **1** et **2**). Toutefois elle permet d'orienter les résultats de l'inversion vers des modèles plus lents en surface lors des inversions **3** et **4**. La prise en compte de f_0 augmente globalement

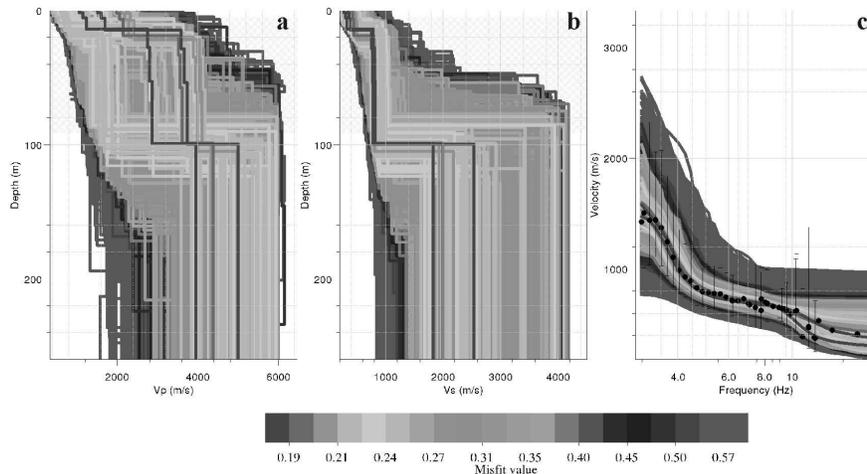


FIG. 5.8 – Résultats de l'inversion **1** de la courbe de dispersion moyenne sur le glissement de la Clapière. (a) Modèles de V_P en fonction de la profondeur et de l'erreur (échelle de couleur). (b) Modèles de V_S en fonction de la profondeur et de l'erreur (échelle de couleur). (c) Superposition de la courbe de dispersion avec les modèles calculés.

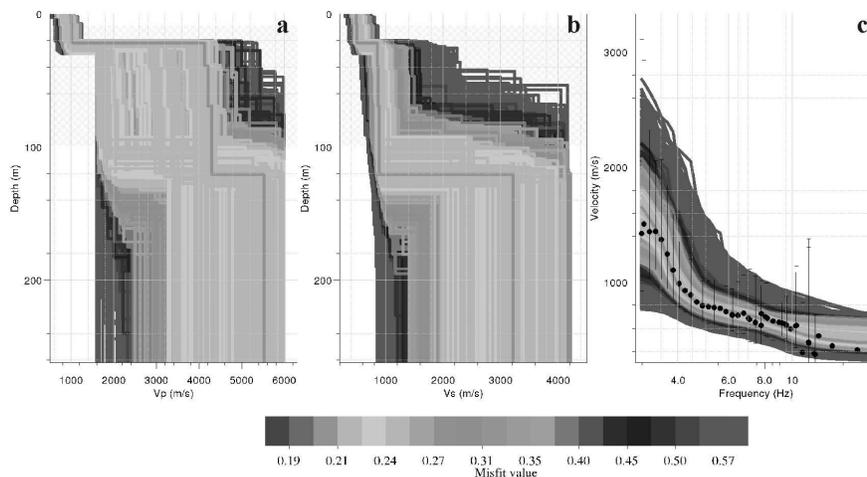


FIG. 5.9 – Résultats de l'inversion **2** de la courbe de dispersion moyenne sur le glissement de la Clapière. (a) Modèles de V_P en fonction de la profondeur et de l'erreur (échelle de couleur). (b) Modèles de V_S en fonction de la profondeur et de l'erreur (échelle de couleur). (c) Superposition de la courbe de dispersion avec les modèles calculés.

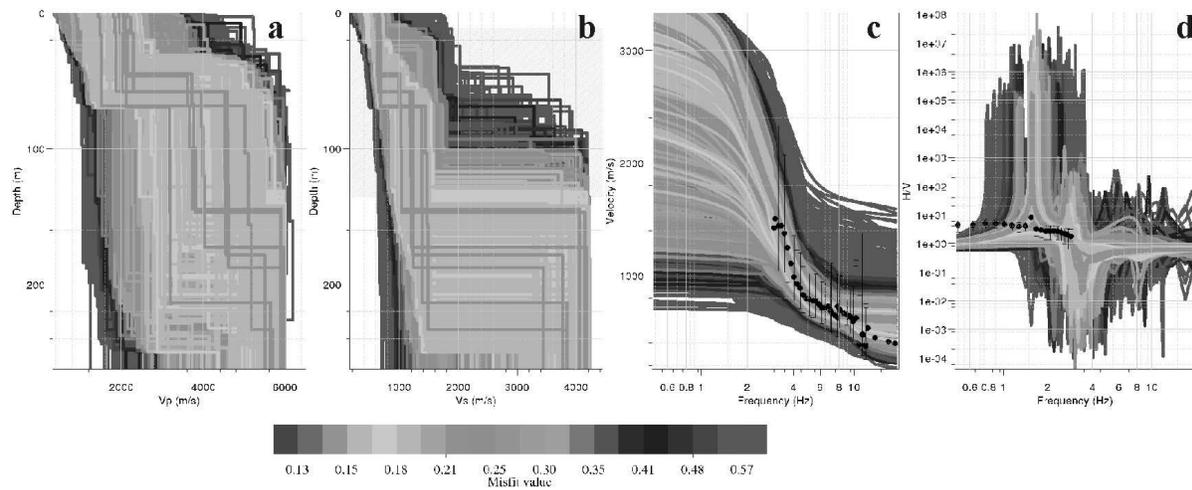


FIG. 5.10 – Résultats de l'inversion **3** de la courbe de dispersion moyenne sur le glissement de la Clapière. (a) Modèles de V_P en fonction de la profondeur et de l'erreur (échelle de couleur). (b) Modèles de V_S en fonction de la profondeur et de l'erreur (échelle de couleur). (c) Superposition de la courbe de dispersion avec les modèles calculés. (d) Surimposition du H/V mesuré sur les capteurs centraux et calculé pour les modèles

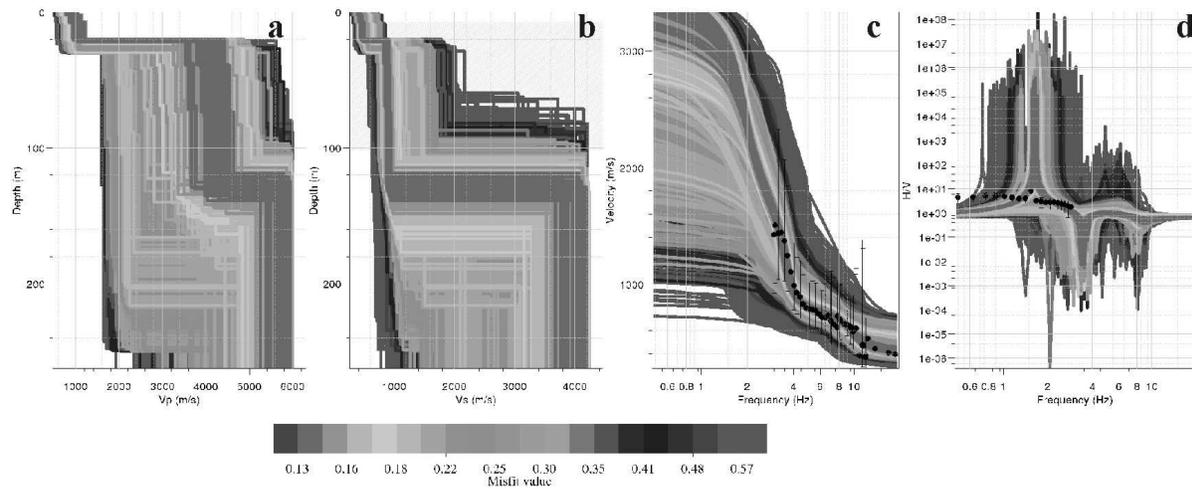


FIG. 5.11 – Résultats de l'inversion **4** de la courbe de dispersion moyenne sur le glissement de la Clapière. (a) Modèles de V_P en fonction de la profondeur et de l'erreur (échelle de couleur). (b) Modèles de V_S en fonction de la profondeur et de l'erreur (échelle de couleur). (c) Superposition de la courbe de dispersion avec les modèles calculés. (d) Superposition du H/V mesuré sur les capteurs centraux et calculé pour les modèles

1		2		3		4	
V_S	H	V_S	H	V_S	H	V_S	H
240-560	6-26	450-550	20-24	590-690	40-70	360-600	20-30
770-1000	90-110	800-970	110-130	1000-1500	140-230	820-1000	110-150
1800-2700		2100-3800		>3400		>3500	

TAB. 5.5 – Tableau des valeurs de vitesses des ondes de cisaillement et des profondeurs des 3 couches pour les 4 inversions. Ces valeurs sont déterminées pour un misfit < 0.22 pour les inversions 1 et 2 et un misfit < 0.16 pour les inversions 3 et 4. La première ligne correspond au numéro de l’inversion, de la troisième à la dernière ligne sont affichées les valeurs de V_S en $m.s^{-1}$ et H en m pour respectivement les couches 1 à 3.

la vitesse des ondes S (comparaison entre l’inversion **1** et **3**). La contrainte à la fois des informations sur V_P en surface et de f_0 permet d’obtenir des modèles dont les courbes de dispersion sont proches aussi bien pour la basse fréquence que pour les hautes fréquences de la courbe de dispersion mesurée (inversion **4**).

L’inversion 4 image une première couche dont l’épaisseur est comprise entre 20 et 30 m et V_S entre 360 et 600 $m.s^{-1}$. Cette couche correspond probablement à une couche altérée de 20 à 30 m d’épaisseur, imagée par ailleurs avec la tomographie sismique. La seconde couche dont la limite en profondeur est comprise entre 110 et 150 m pour une vitesse de 820 à 1000 $m.s^{-1}$ pourrait correspondre à la masse en mouvement. Enfin la troisième couche définie probablement le substratum. L’estimation de V_S dans cette couche est dépendante de la résolution de la courbe de dispersion à basse fréquence. Or celle-ci montre une large incertitude à basse fréquence, par conséquent $V_{S_{substratum}}$ est mal contraint.

5.3 Conclusions

Les objectifs de l’étude du mouvement de la Clapière par méthode géophysique étaient multiples : (1) déterminer les paramètres géophysiques (V_P, V_S, ρ) qui sont sensibles aux modifications apportées par le mouvement, (2) déterminer la capacité des méthodes géo-électriques à détecter les zones saturées, (3) caractériser la profondeur du mouvement.

Parmi les paramètres sensibles aux modifications liées au mouvement, les vitesses des ondes sismiques (V_P et V_S) semblent être intéressants. En effet les vitesses des ondes P mesurées en dehors du glissement (entre 1700 et 2600 $m.s^{-1}$ voir $>$ à 2900 $m.s^{-1}$ pour une profondeur supérieur à 6 m) sont plus élevées que celles mesurées sur le mouvement (1550 à 2300 $m.s^{-1}$ entre 30 et 50 m de profondeur). Cette différence est associée à la

variation du taux de fracturation entre les deux secteurs. La vitesse des ondes S semble aussi modifiée entre la zone active et fracturée et la zone saine. En effet l'inversion des ondes de surface montre, avec, une grande marge d'incertitude, des contrastes de vitesse passant de 1060 m.s^{-1} au maximum dans le mouvement à 1780 m.s^{-1} au minimum en dehors du mouvement. Peu de différence est constatée entre la résistivité de la zone saine et celle de la zone active car la résistivité des matériaux s'étend sur une large gamme de valeur au sein des gneiss (entre 800 et 3200 $\Omega.m$ sur PE2).

La tomographie PE1 effectuée sur le glissement image une zone plus conductrice qui a été interprétée comme la présence d'un secteur fracturé saturé d'eau. Cette zone située à 100 m en amont de sources permanentes, correspond au passage d'une faille N010°E. Cette tomographie associée à l'interprétation de la polarisation spontanée a donc permis d'imager cette zone fracturée saturée d'eau et d'en déterminer la profondeur. Les profils de polarisation spontanée ont permis d'établir que la zone saturée semblait se prolonger plus à l'est et que peu d'écoulement se produisaient à l'ouest de la zone de faille. Ces résultats couplés aux observations de surface, permettent d'affiner le modèle hydrologique du mouvement.

Enfin la profondeur de la surface du glissement qui est une inconnue majeure sur ce mouvement car il n'est pas possible d'effectuer de forage profond au sein de la masse active, a été contrainte avec une marge d'incertitude de 70 m par l'inversion des ondes de surface. En effet si l'on tient compte des quatre inversions, cette profondeur peut être localisée entre 90 et 230 m de profondeur soit 160 ± 70 m. Toutefois si l'on contraint l'inversion avec les mesures de V_P en surface et avec la fréquence de résonance du site f_0 , la profondeur est de l'ordre de 130 ± 20 m. De plus ce traitement a permis d'évaluer V_S en surface et dans le corps du mouvement ($V_{S_{surface}} \in [360 \text{ } 600]$, $V_{S_{mouvement}} \in [820 \text{ } 1000]$).

Chapitre 6

Études géophysiques du Ravin de l'Aiguille

L'étude du Ravin de l'Aiguille (Isère, France) s'inscrit au sein du Projet Camus (programme Risques Décisions Territoires, RDT) intitulé *Caractérisation multi-méthodes des aléas d'éboulements en masse* (Jongmans et al., 2005). Le projet propose de mettre au point une méthodologie opérationnelle de reconnaissance permettant une description quantitative la plus précise possible des compartiments instables et une meilleure caractérisation de l'aléa, point de départ de l'évaluation du risque. Pour connaître la géométrie tridimensionnelle d'un compartiment rocheux (limites externes et fracturation interne), ce projet propose de coupler étroitement les mesures structurales et géophysiques avec une mesure morphométrique précise (Modèles Numériques de Surface et Images Solides Orientées établis par photogrammétrie et scan laser).

Une collaboration étroite est établie entre les partenaires de ce projet (**LIRIGM**, Univ. Grenoble : Coordination scientifique du projet et Prospection Géophysique, **LGCA**, Univ. Savoie : Morphologie numérique, **SAGE**, Bureau d'études : Observations/Prospection Géophysique, **CETE Lyon** : Observations). Dans le cadre de cette thèse, nous nous intéressons à la prospection géophysique du dièdre du Ravin de l'Aiguille . L'interprétation des résultats de cette prospection est réalisée sur la base des comparaisons entre les résultats des divers partenaires.

6.1 Description et caractérisation géologique du site

6.1.1 Cadre général

Le dièdre du Ravin de l'Aiguille est situé sur le rebord Est de la Chartreuse à l'aplomb de la commune de BIVIERS au sommet d'une falaise de 400 m de hauteur (St-Eynard, figure 6.1).

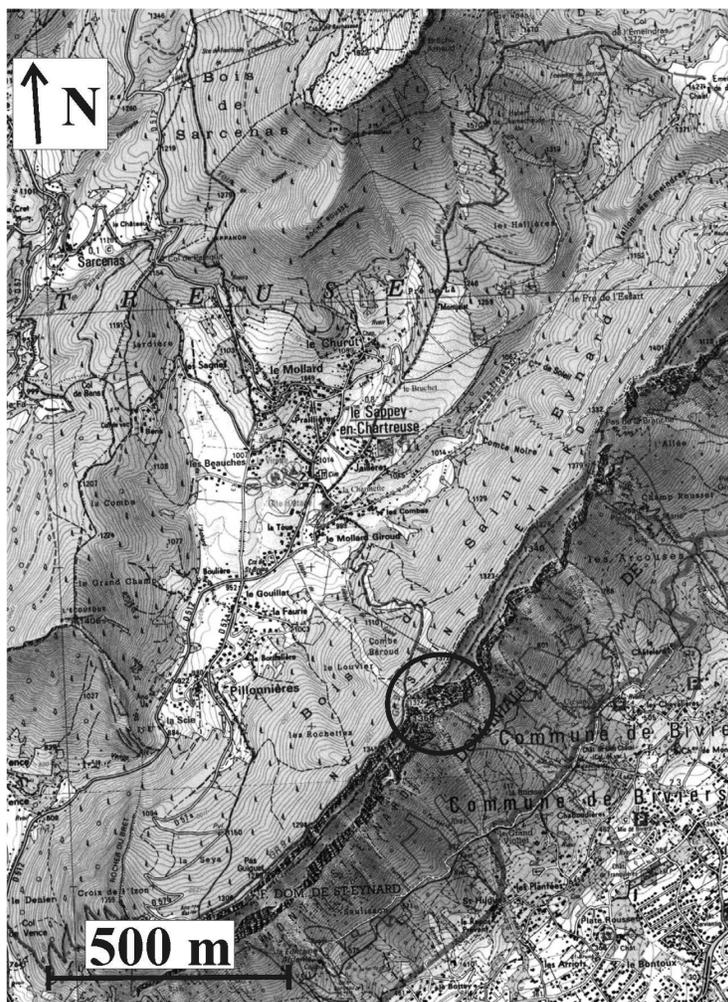


FIG. 6.1 – Plan de situation du site du Ravin de l'Aiguille

Le versant du St-Eynard, très régulier, est constitué par 2 niveaux de falaises séparés par un petite vire intermédiaire raide et boisée qui s'interrompt brutalement au contact de la grande dépression très marquée et escarpée du *Ravin de l'Aiguille*. A ce niveau, la vire boisée intermédiaire disparaît totalement (figure 6.2).

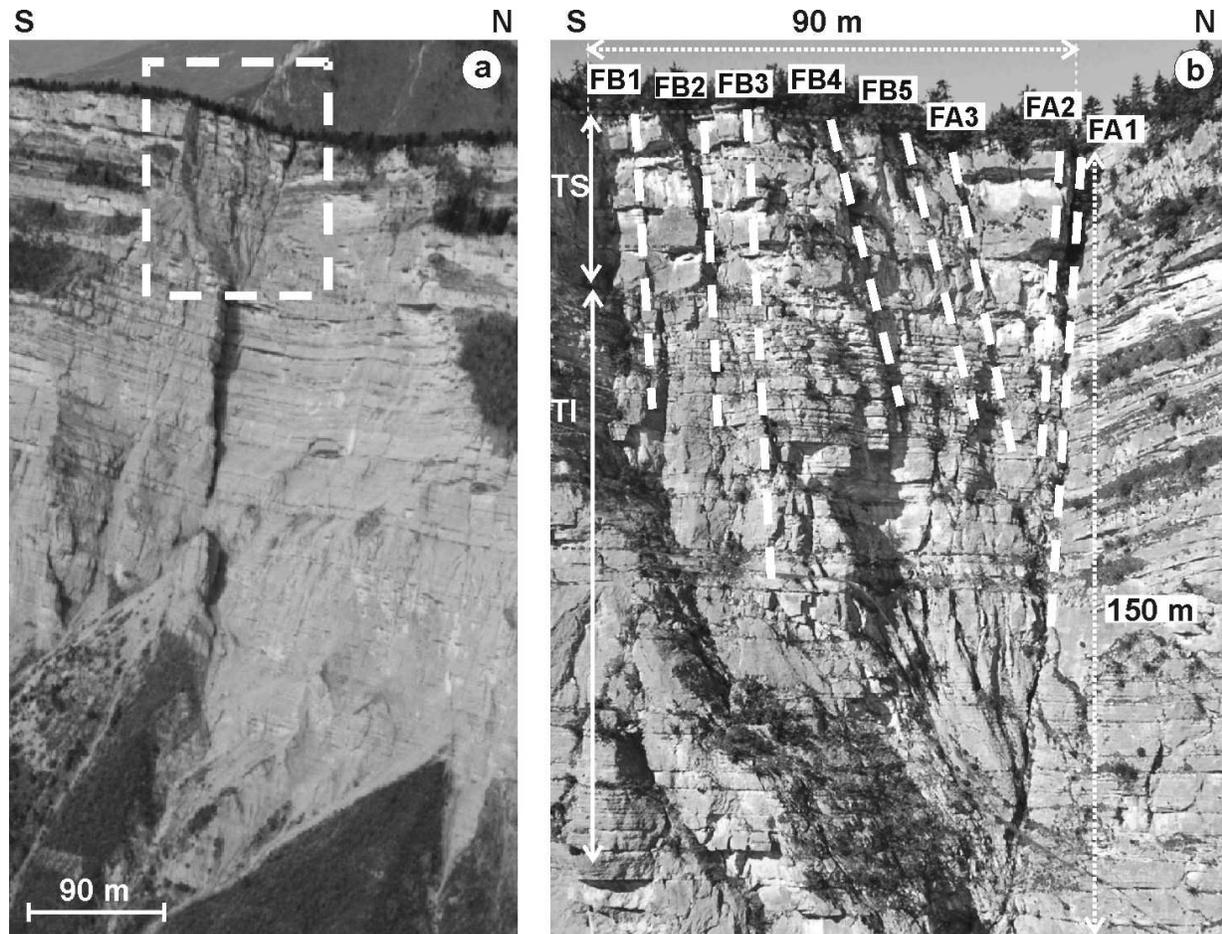


FIG. 6.2 – Photographies du Ravin de l'Aiguille prises d'hélicoptère le 31/08/05. (a) vue d'ensemble de la falaise du Saint Eynard au niveau du Ravin de l'Aiguille. (b) Photographie centrée sur le Ravin de l'Aiguille avec la localisation des principales fractures et des barres calcaires du Tithonique supérieur (TS) et inférieur (TI), d'après *Jongmans et al.* (2005).

6.1.2 Données stratigraphiques et structurales

Le dièdre est caractérisé par une hauteur totale de 150 m, une largeur en tête de 90 m et une surface sur le plateau de 4500 m². Le volume total maximal estimé est de 225 000 m³ et surplombe la commune de Biviers (Isère, France). Il est constitué par les bancs calcaires du Tithonique supérieur et les bancs de calcaires marneux du Tithonique inférieur (respectivement TS et TI de la figure 6.2).

Les observations de terrain réalisées par la société SAGE sur le plateau incliné correspondant au sommet du dièdre, ont permis de mettre en évidence 3 familles de discontinuités (figures 6.2 et 6.3) :

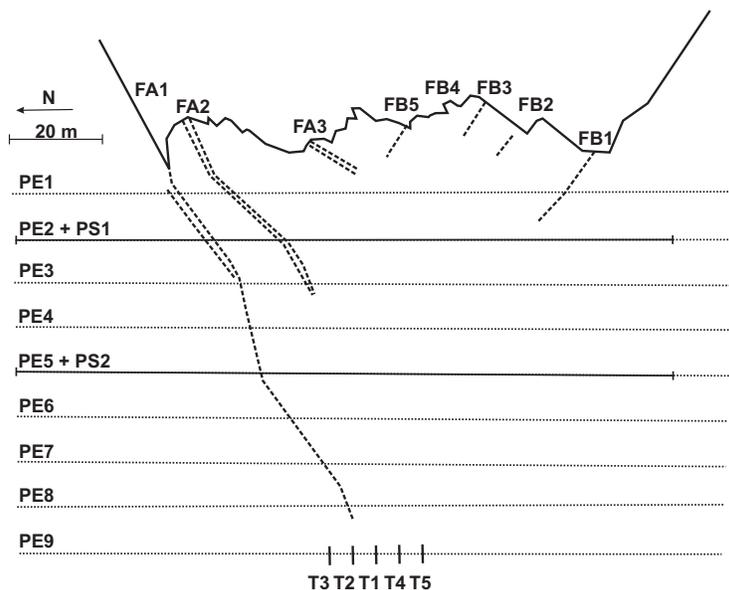


FIG. 6.3 – Carte des observations de terrain et localisation des implantations des profils de tomographies électriques (PE1 à PE9) et sismiques (PS1 et PS2).

La première famille correspond aux plans de stratification de direction N30° à pendage 20 à 25° vers le nord-ouest. Les pendages de ces plans de stratifications varient peu sur la zone d'étude.

La seconde famille est représentée par des fractures N65° à 80° pentées de 70° à 80° vers le sud-est (FA1 à FA3, figures 6.2 et 6.3). La fracture FA1 délimite le dièdre côté nord. Cette fracture correspond au prolongement du plan de la falaise situé immédiatement au nord du dièdre et affecte le dièdre sur toute sa hauteur. Elle se caractérise par une ouverture de 1,7 mètre en tête, d'environ 1 mètre sur les 30 premiers mètres en sommet de falaise, et de 20 à 50 cm sur le bas du dièdre. Sur le plateau, cette fracture disparaît rapidement sous une couche de terre végétale.

Enfin, la troisième famille correspond à des fractures N130° à 140° subverticales (FB1 à FB5, figures 6.2 et 6.3). Elles présentent des ouvertures plus faibles que la famille FA. FB1 semble délimiter l'extrémité sud du dièdre. Cette fracture s'observe sur près de 20 mètres de long et présente une ouverture faible comprise entre 20 et 30 cm. Elle est visible sur la mi-hauteur du dièdre.

6.2 Reconnaissances géophysiques

6.2.1 Protocole expérimental

Deux campagnes de reconnaissances géophysiques ont été réalisées sur le plateau au droit du Ravin de l'Aiguille. La première (2 jours en juillet 2005) a consisté en la réalisation de 9 profils de tomographie électrique parallèles à la paroi de 155 m de long, distants de 10 m (numérotés de PE1 à PE9 sur les figures 6.3 et 6.4). Chaque profil comportait 32 électrodes distantes de 5 m. Le dispositif choisi est de type Wenner-Schlumberger ce qui permet d'avoir une plus grande sensibilité aux variations latérales de résistivité que le dispositif Wenner et néanmoins ne pas être trop sensible au bruit.

La deuxième phase de reconnaissance s'est appuyée sur les résultats préliminaires de la tomographie électrique pour l'implantation de deux profils sismiques de 141 m de long comportant 48 géophones avec un espacement de 3 m (2 jours en novembre 2005). Le profil PS1 est localisé au niveau du profil PE2 (soit à environ 20 m de la falaise) tandis que le profil PS2 est implanté au droit du profil PE5 (soit à 50 m de la falaise ; figure 6.3). Pour chacune des lignes sismiques, des tirs (chute de poids) ont été effectués au niveau de chaque géophone. De plus, 5 tirs ont été effectués sur une ligne parallèle aux profils, localisée au niveau de la pointe du dièdre (T1 à T5, figure 6.3). Par ailleurs, le bruit sismique a été enregistré pendant 32 s sur le profil PS1 pour mesurer une possible amplification du bruit.

6.2.2 Tomographies électriques

Les résultats des profils électriques PE1 à PE9 sont représentés sous la forme d'un bloc diagramme 3D (figure 6.4) où l'enveloppe des valeurs de résistivités supérieures à 14000 $\Omega.m$ est matérialisée en rouge. Les valeurs de résistivité montrent des variations importantes entre 400 $\Omega.m$ et plus de 14000 $\Omega.m$. Notamment on remarque une zone de faible résistivité (<400 $\Omega.m$, AC1 sur la figure 6.4) qui marque la limite entre un terrain de résistivité moyenne inférieure à 6000 $\Omega.m$ au nord et un terrain de résistivité forte, supérieure à 9000 $\Omega.m$, au sud. Une deuxième anomalie de résistivité inférieure à 400 $\Omega.m$

est mesurée dans la partie sud des profils PE1 et PE2 (AC2 figure 6.4). Sa trace est perdue entre 20 et 30 m du bord de la falaise. Enfin la résistivité du terrain superficiel mesurée entre AC1 et AC2 est plus faible (comprise entre 3500 et 6000 $\Omega.m$) que les valeurs de résistivité rencontrées à partir de 12 m de profondeur.

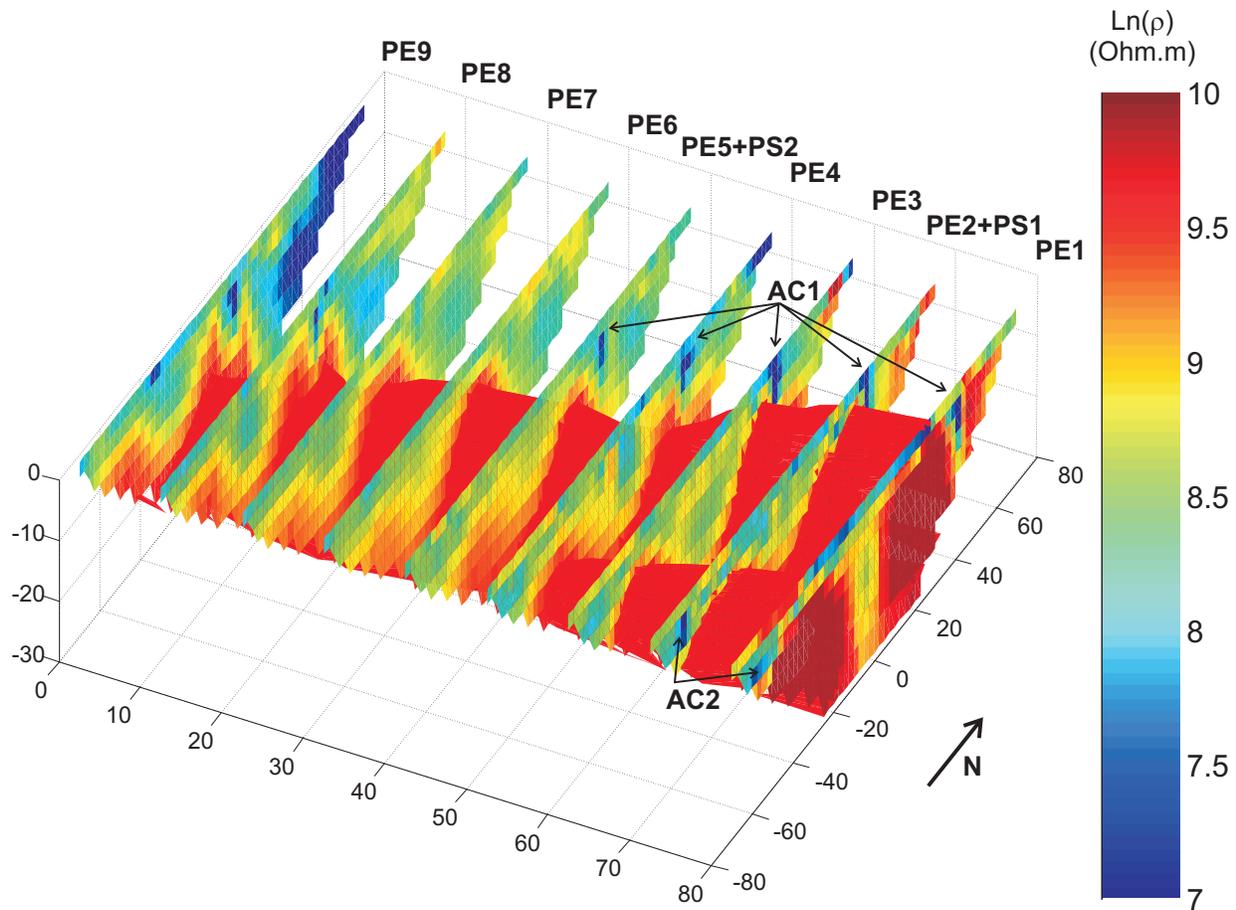


FIG. 6.4 – Représentation 3D des 9 profils de tomographie électrique, PE1 à PE9. AC1 et AC2 : anomalies conductrices

La zone de faible résistivité AC1 est localisée au passage de la fracture FA1. On suppose alors que celle-ci est comblée par du matériel sablo-argileux. L'augmentation de résistivité observée au sud de cette anomalie peut s'expliquer par une augmentation du taux de fracturation au sein du dièdre. On remarque que l'enveloppe des résistivités supérieures à 14000 $\Omega.m$ se rétrécit en s'éloignant du bord de falaise.

La présence d'une falaise non loin des profils de tomographie électrique peut entraîner un biais sur les mesures, qui dépend du pendage, de la hauteur et de la distance à laquelle on se trouve la falaise. Des corrections topographiques peuvent être apportées aux valeurs

de résistivité apparente mesurées (*Sahbi et al., 1997*). Dans le cadre de l'étude du Ravin de l'Aiguille, nous avons apporté les corrections topographiques au profil PE5 (figure 6.5). Nous avons déduit de la pseudo-section mesurée l'influence d'une falaise verticale de 100 m de haut à 50 m parallèlement au profil. La figure 6.5a représente le résultat de l'inversion sans correction de l'effet de la falaise, tandis que la figure 6.5b image l'inversion du profil PE5 corrigée de l'effet de la falaise. On observe peu de différence entre la figure 6.5a et 6.5b, donc la falaise influence très faiblement les résultats finaux. Ainsi on peut considérer que la zone très résistive matérialisée par l'enveloppe rouge, est un effet du taux de fracturation et non de la proximité de la falaise.

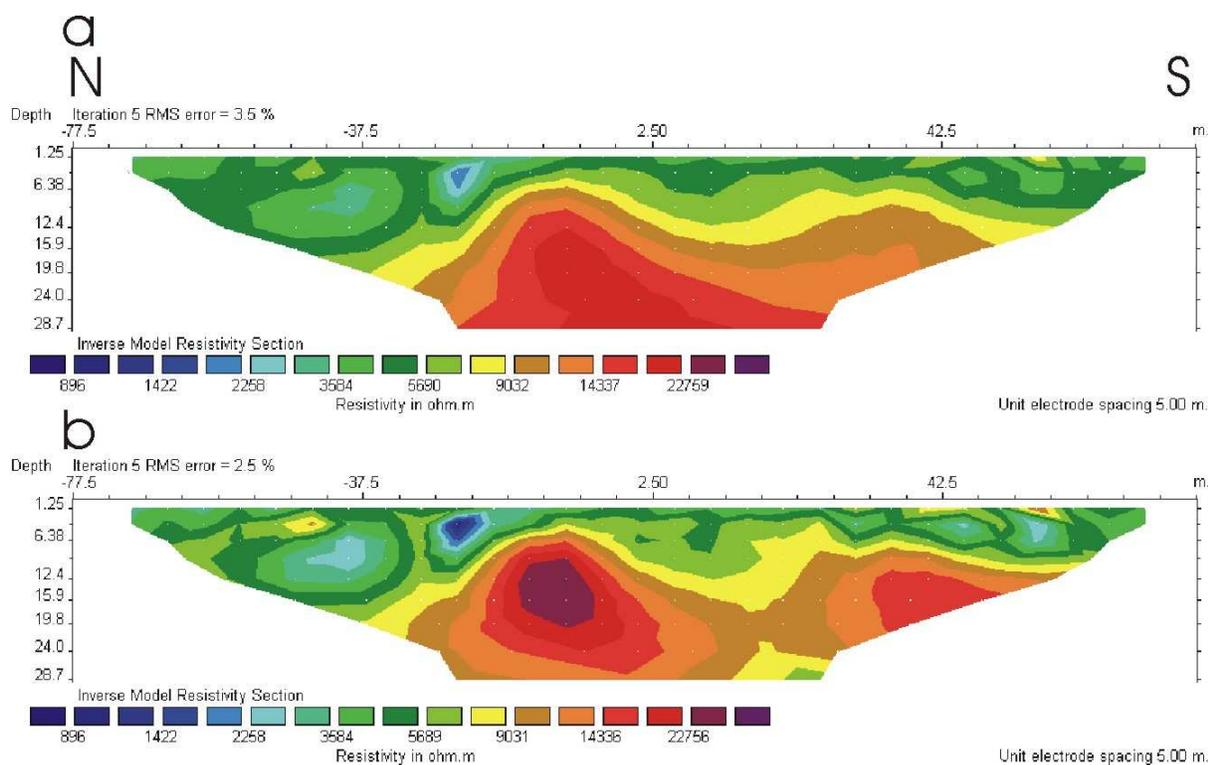


FIG. 6.5 – Profil PE5 : Comparaison de l'inversion (a) des données brutes et (b) des données corrigées de l'effet de la falaise

La fracture FB1 (figure 6.4) n'est pas marquée sur les tomographies électriques. Au sud du passage de cette fracture, on observe l'anomalie de faible résistivité AC2. Cette anomalie se situe, d'après les observations de surface, dans une zone considérée hors du dièdre. Or une seconde zone assez résistive moins marquée semble aussi exister au nord de cette anomalie. On peut alors supposer que la limite sud du dièdre se situe au niveau de l'anomalie AC2. Aucune observation en surface ne confirme ces hypothèses.

Enfin la zone de plus faible résistivité localisée en surface entre AC1 et AC2, peut être expliquée par un remplissage des fractures dans leur partie superficielle (jusqu'à 12 m). Il est possible que le remplissage des fractures par une matrice sablo-argileuse soit limité à partir de 12 m par la diminution de leur ouverture.

6.2.3 Méthodes sismiques

Analyse des temps de premières arrivées d'onde sismique

Les temps de premières arrivées des ondes sismiques des profils PS1 (figure 6.6) et PS2 ont été inversés. Le résultat de l'inversion de ces deux profils montre deux images très lissées en vitesses d'ondes P (figures 6.7 et 6.8).

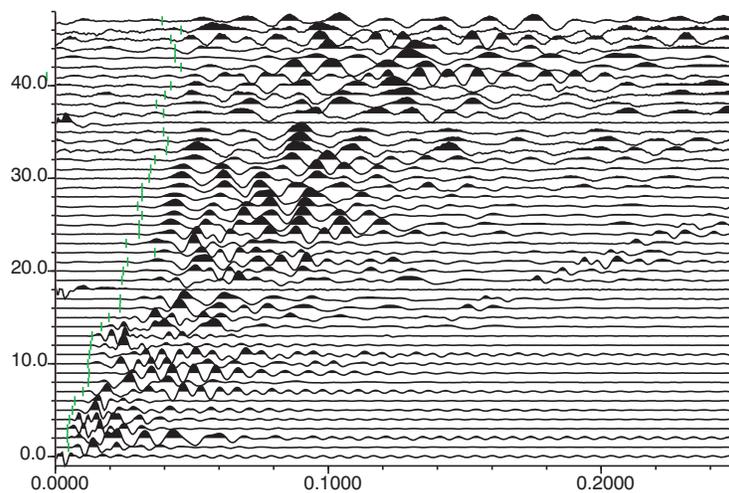


FIG. 6.6 – Signaux sismiques d'un tir au niveau du premier géophone sur le profil PS1 et pointé des premières arrivées.

Cette tomographie image des variations de vitesse depuis 300 m.s^{-1} à plus de 3500 m.s^{-1} . On observe des variations latérales de vitesses, notamment à 45 m du début du profil. Une zone de vitesse inférieure à 1000 m.s^{-1} et peu profonde (5 m au maximum) s'étend de 45 m à 135 m. Par ailleurs, des gradients latéraux de vitesse sont imagés jusqu'à une profondeur de 15 m au droit de l'abscisse 45 m.

Les observations de surface ont montré que la fracture FA1 passe à l'abscisse 45 m (figure 6.3). On peut donc supposer que le gradient de vitesse latéral observé au droit de cette abscisse est généré par le passage de cette fracture. La tomographie sismique permet de la suivre jusqu'à une quinzaine de mètres de profondeur. On rappelle que les observations de surface l'on établie comme la limite nord du dièdre. La zone de plus faible vitesse qui

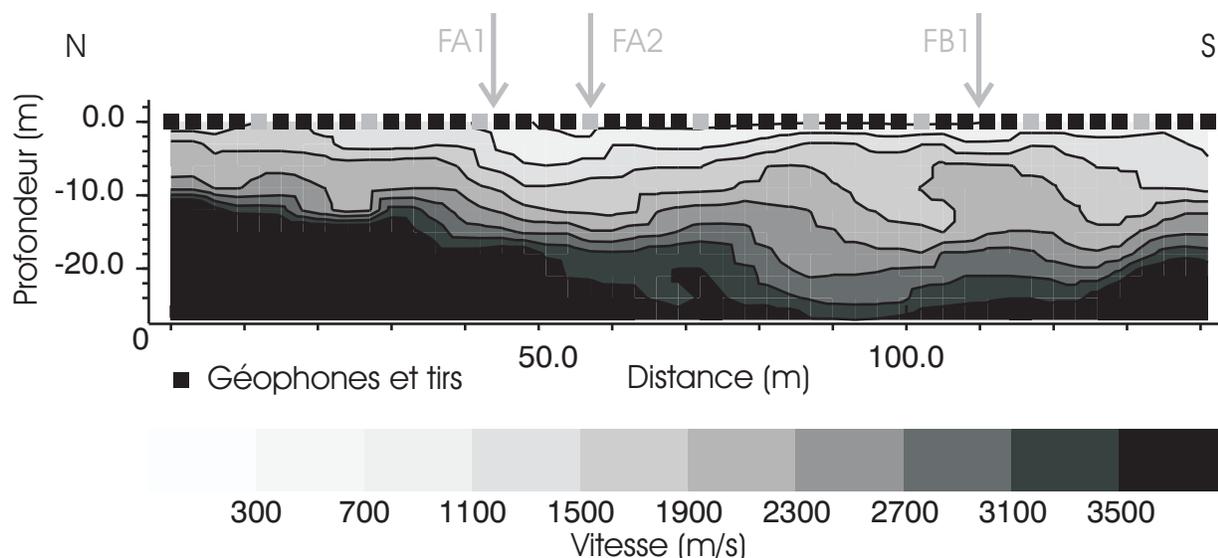


FIG. 6.7 – Profil PS1 : résultats de la tomographie sismique (11 itérations, RMS=3.58) et localisation des intersections avec les fractures FA1, FA2 et FB1.

s'étend de l'abscisse 45 à 135 m, peut caractériser une zone fortement fracturée indiquant que le dièdre est globalement plus fracturé. Par conséquent la limite nord du dièdre est caractérisée par une augmentation de la vitesse des ondes P ($V_{P_{hors-dièdre}} > 1100 \text{ m.s}^{-1}$).

Des problèmes liés à la température négative lors de l'acquisition de ce profil, ont fait que la flûte sismique a eu des problèmes d'enregistrement au niveau des géophones 11, 12, 17, 19, 20 et 21. Le profil PS2 montre la même gamme de vitesses que sur le profil PS1 avec cependant une zone de faible vitesse ($< 1000 \text{ m.s}^{-1}$) moins étendue, localisée entre 39 et 102 m et en accord avec la diminution de la largeur du dièdre au niveau de ce profil (figures 6.3 et 6.8). De même, des gradients de vitesses latéraux sont observables jusqu'à 15 m de profondeur aux abscisses 51 et 84 m.

Les images obtenues montrent qu'on atteint très vite les limites de résolution d'une telle méthode pour la localisation des fractures et des zones plus fracturées. En effet il n'est pas possible d'imager les fractures par tomographie sismique car elles sont de trop petite dimension. En effet cette méthode lisse de manière trop importante les variations de vitesse même si l'on cherche à caractériser la zone étudiée par son degré de fracturation.

Une seconde interprétation des temps d'arrivées des ondes P a été réalisée en considérant les couples récepteurs-sources distants de 6 m. Cette distance est le compromis entre (1) des ondes ne se propageant pas trop superficiellement (d'après la tomographie un intervalle de 6 m entre le récepteur et la source correspond à une onde se propageant jusqu'à 1 m de profondeur), et (2) une résolution suffisante pour détecter des variations latérales des

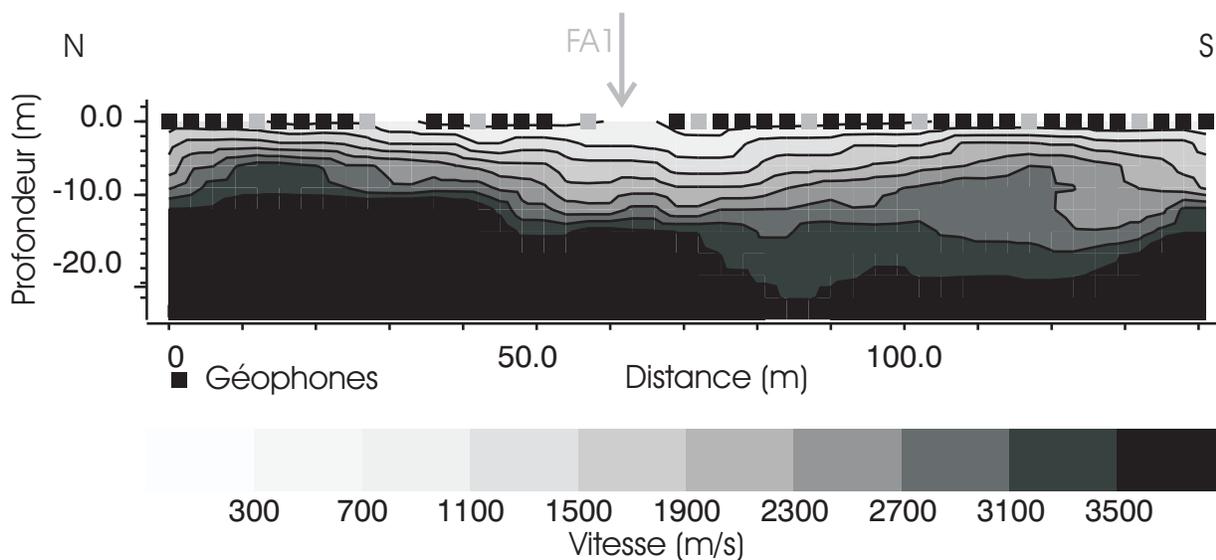


FIG. 6.8 – Profil PS2 : résultats de la tomographie sismique (11 itérations, RMS=3.13) et localisation des intersections avec la fracture FA1.

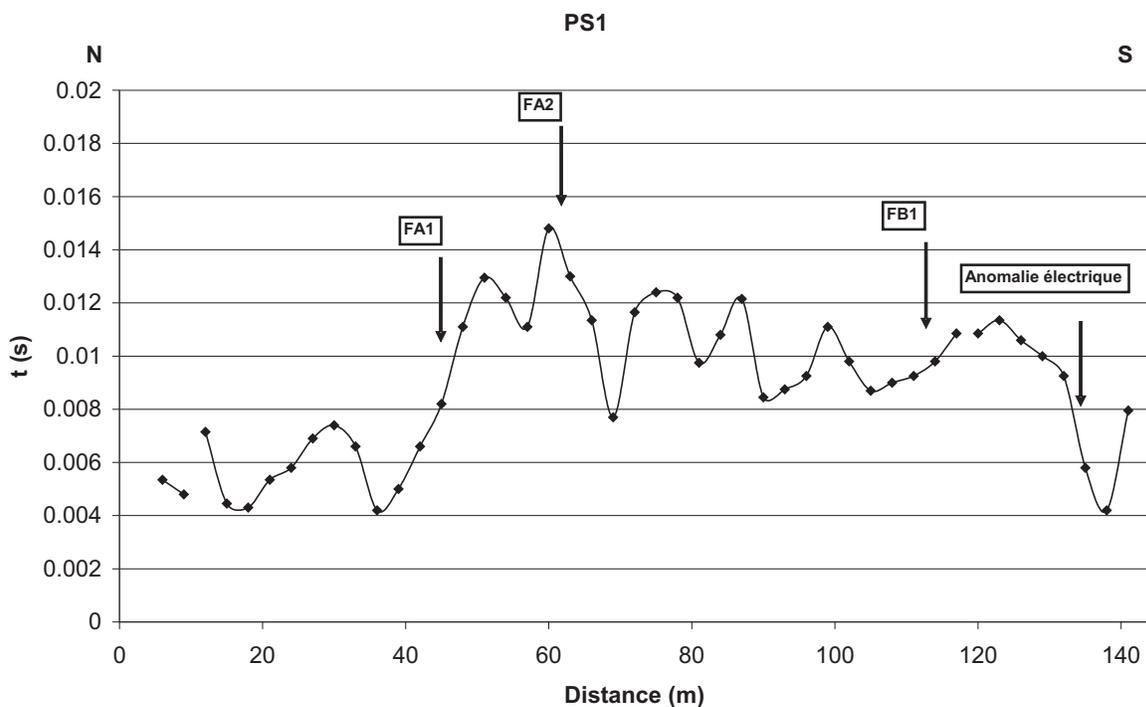


FIG. 6.9 – Profil PS1 : Temps de parcours des ondes P pour une source localisée à 6 m du géophone, reportés au droit de chaque géophone.

temps d'arrivée.

Les temps de propagation reportés en fonction de la distance montrent, sur le profil PS1, une augmentation significative du temps de trajet des ondes au passage de la fracture FA1 (figure 6.9). En effet pour les géophones localisés au nord de FA1, les temps de propagation sont de l'ordre de 6 ms ($V = 1000 \text{ m.s}^{-1}$), alors que dans la zone située au sud de cette fracture les temps de propagation sont de l'ordre de 11 ms ($V = 550 \text{ m.s}^{-1}$). La fracture FA2 est marquée par un temps de propagation d'environ 15 ms. Les temps de propagation entre FA1 et FB1 sont très variables indiquant que cette zone présente une alternance de blocs massifs et de passages très fracturés. Aucune variation des temps de propagation au droit de FB1 n'est observée (t autour de 10 ms), indiquant que la fracture FB1 ne constitue probablement pas la limite du dièdre, contrairement à ce qui était supposé lors de la campagne d'observation. Par ailleurs, on observe une diminution du temps de propagation sur les trois derniers géophones qui peut être mise en correspondance avec l'anomalie électrique inférieure à $400 \Omega.m$ (figure 6.4).

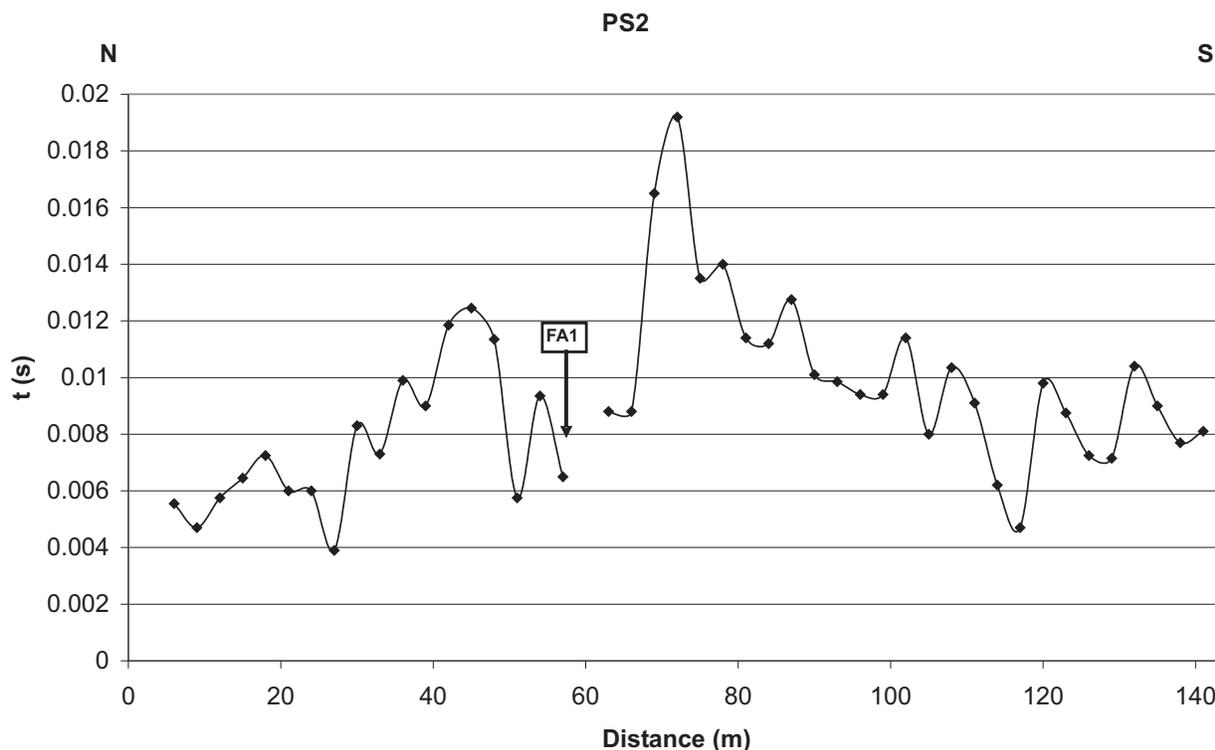


FIG. 6.10 – Profil PS2 : Temps de parcours des ondes P pour une source localisée à 6 m du géophone, reportés au droit de chaque géophone.

La même analyse a été effectuée sur le profil PS2. Comme les géophones 11, 12, 17, 19, 20 et 21 n'ont pas fonctionné, le passage de la fracture FA1 -entre les géophones 19 et 20

soit entre les abscisses 54 et 57 m) n'apparaît pas aussi clairement que sur le profil PS1.

Les temps de propagation obtenus pour le profil PS2, comparables à ceux du profil PS1 (figure 6.10), montrent que la qualité du rocher est semblable au niveau de PS1 et PS2. Au niveau des abscisses 66 et 69 m, le temps de trajet des ondes P augmente, ce qui est probablement lié à un degré de fracturation plus important dans cette zone. Cette augmentation du degré de fracturation peut être liée au passage (1) soit de la fracture FA2 (2) soit de FB1.

Analyse des tirs extrêmes dans le domaine temporel et fréquentiel

La figure 6.11 présente les signaux sismiques et les transformées de Fourier de 2 tirs effectués sur le 4^{ième} et le 48^{ième} géophones du profil PS1. Pour un tir localisé sur le 4^{ième} géophone, on observe une apparition d'ondes de surface au sud de FA1 (figure 6.11a). Au nord de cette fracture il existe de l'énergie entre 15 Hz et 200 Hz (figure 6.11b) alors qu'au sud de FA1 il n'y a plus d'énergie pour des fréquences supérieures à 100 Hz. On observe également un filtrage fréquentiel (filtre passe bas, fréquence de coupure = 80 Hz) au passage de FB1 pour le tir sur le 48^{ième} géophone (figure 6.11d). Par ailleurs, on remarque une forte diminution du rapport signal sur bruit sans entraîner de filtrage fréquentiel pour les géophones localisés au nord de FA1 (figure 6.11c).

L'influence du passage des différentes fractures (FA1 et FB1) sur le contenu fréquentiel des ondes sismiques, et sur leur amplitude, permet leur localisation sans équivoque. Cette analyse est alors appliquée au profil PS2 où la limite sud du dièdre est moins claire.

Les mêmes données sur le profil PS2 montrent que pour un tir localisé dans le bloc nord (figure 6.12 a et b), les hautes fréquences (> 80 Hz) sont filtrées au niveau de l'abscisse 66 m. De même pour un tir localisé à l'extrémité sud de la ligne (figures 6.12 c & d), les hautes fréquences sont filtrées au niveau de l'abscisse 66 m. Ce traitement permet de mettre en évidence une zone fracturée au niveau de l'abscisse 66 m.

Analyse des tirs en éventail effectués sur la pointe du dièdre

Cette géométrie d'acquisition a été effectuée dans le but de détecter de possibles ondes guidées dans les fractures via une amplification du signal et une modification du contenu fréquentiel. Ainsi pour chaque dispositif, PS1 & PS2, cinq tirs localisés au niveau de la pointe du dièdre ont été réalisés (T1 à T5, figure 6.3).

Les figures 6.13a et 6.13b représentent les traces sismiques et leur transformées de Fourier, pour le tir effectué sur la pointe du dièdre et enregistré sur les géophones du profil

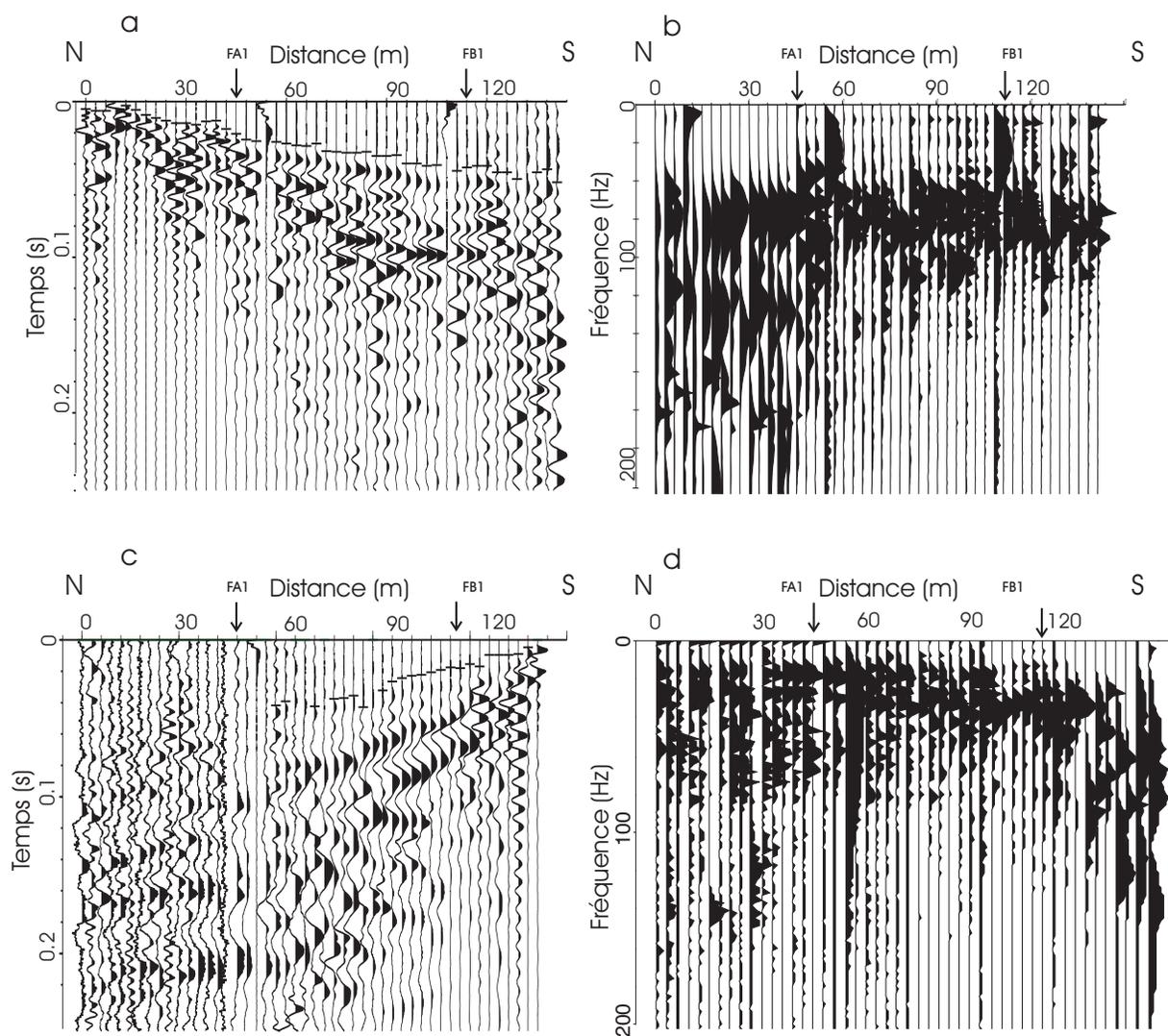


FIG. 6.11 – Profil PS1 : Tir sur le géophone 4 (a) signaux sismiques, (b) transformées de Fourier ; Tir sur le géophone 48 (c) signaux sismiques, (d) transformées de Fourier. Les signaux et leur transformées de Fourier sont normalisés traces par trace. Les fractures FA1 et FB1 sont positionnées le long du profil.

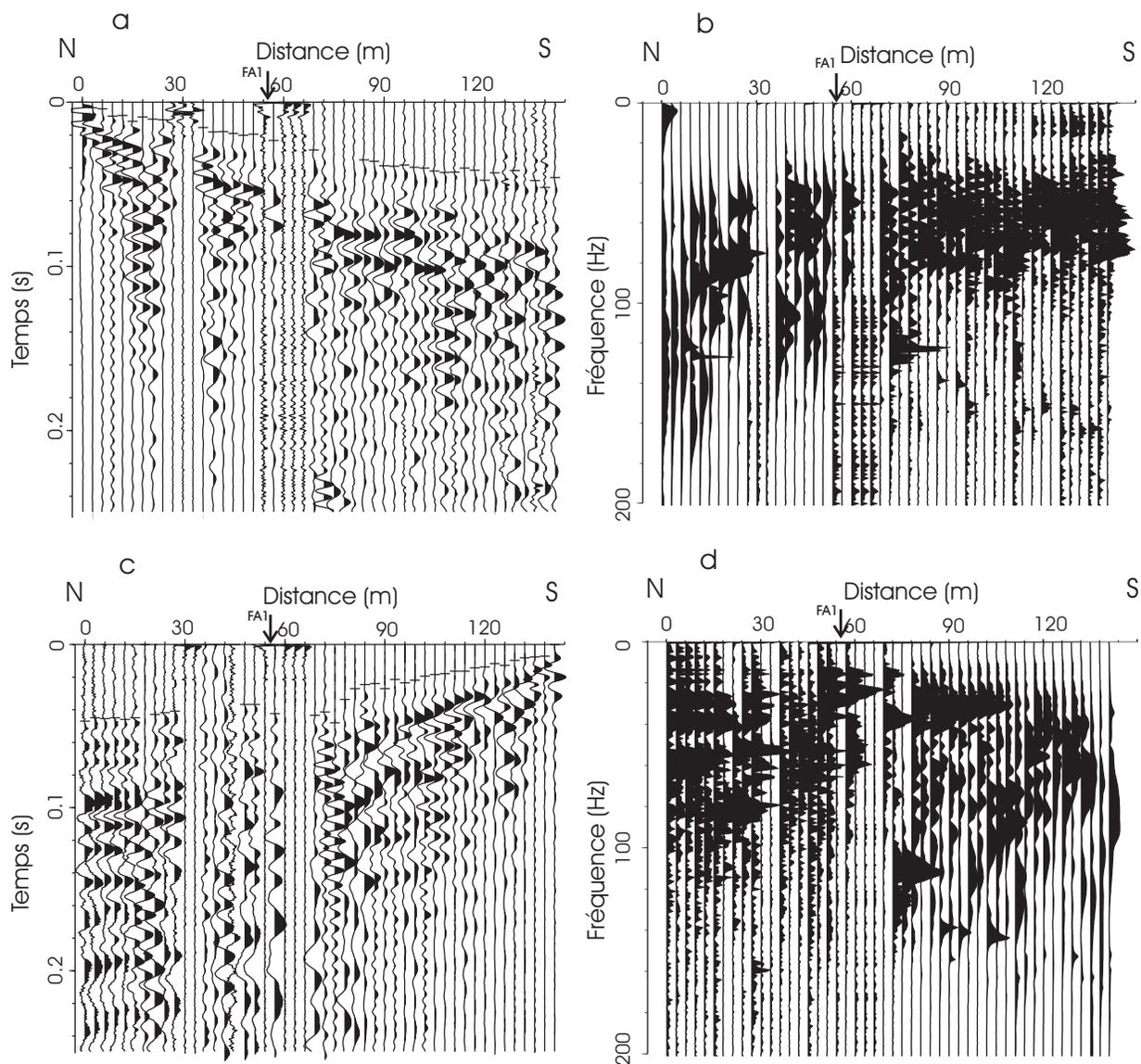


FIG. 6.12 – Profil PS2 : Tir sur le géophone 1 (a) signaux sismiques, (b) transformées de Fourier ; Tir sur le géophone 48 (c) signaux sismiques, (d) transformées de Fourier. Les signaux et leur transformées de Fourier sont normalisés traces par trace. La fracture FA1 est positionnée le long du profil.

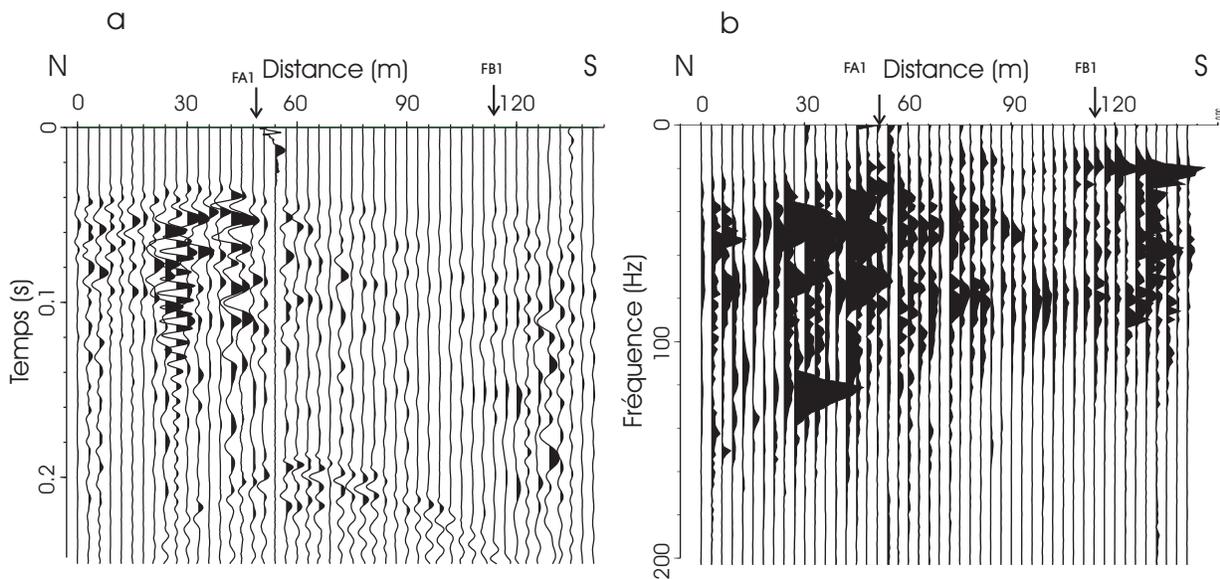


FIG. 6.13 – Profil PS1 : (a) signaux sismiques (même gain) et (b) transformées de Fourier, pour le tir T1 effectué sur la pointe du dièdre.

PS1. Toutes les traces ont le même gain, on peut donc imaginer la variation de l'énergie reçue à chaque géophone.

Pour les abscisses 45 à 111 m, les temps de propagation sont plus élevés alors qu'ils sont plus proche de la source. De plus le signal est de plus faible amplitude pour les abscisses 66 à 111 m et leur contenu fréquentiel est moins énergétique pour des fréquences supérieures à 80 Hz. Au niveau des abscisses 27 à 45 m et 120 à 126, l'amplitude et la durée du signal sont plus importants.

- **L'atténuation des ondes sismiques dans le dièdre** implique que le milieu traversé par les ondes atteignant les abscisses 66 à 111 m est plus fracturé qu'aux deux extrémités de la ligne.
- **L'augmentation de la durée et de l'amplitude du signal** au niveau des abscisses 27 à 45 m et 120 à 126 m peut être le signe d'une présence d'ondes guidées par des fractures N65 à 80° pour 27 à 45 m, N130 à 140° pour 120 à 126 m.
- **L'augmentation du temps de parcours** pour les abscisses 45 à 111 m font l'objet d'une étude détaillée dans le paragraphe suivant.

Pour ce même tir nous avons estimé le temps de trajet d'une onde sismique se propageant dans un milieu isotrope (pointé rouge et courbe rouge de la figure 6.14a et b). Ces figures montrent un retard moyen entre FA1 et FB1 de 0.014 s (jusqu'à 0.018 s au niveau de l'abscisse 96 m) entre le pointé des signaux et le temps théorique obtenu pour une vi-

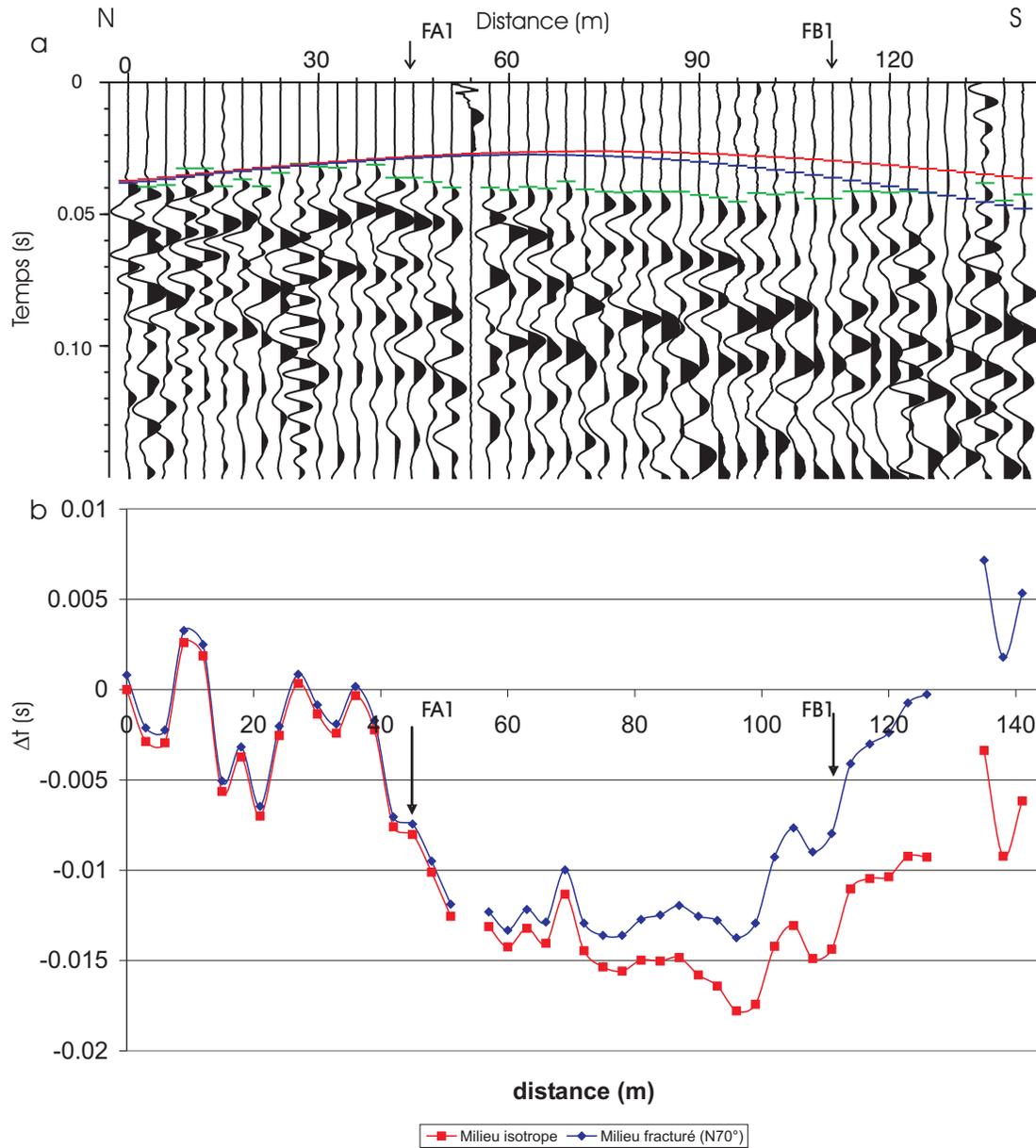


FIG. 6.14 – Profil PS1 : (a) signaux sismiques (normalisés trace par trace), pour le tir T1 effectué sur la pointe du dièdre. En vert pointé des premières arrivées, en rouge temps d'arrivé théorique pour un milieu isotrope et en bleu temps d'arrivé théorique pour un milieu fracturé N70°. (b) différence Δt entre les temps de trajet mesurés sur le terrain, et les temps de trajet calculés pour un milieu isotrope (rouge) et un milieu fracturé dans la direction N70° (bleu).

tesse moyenne $V_{moyen} = 2700 \text{ m.s}^{-1}$. Étant donné que le milieu est supposé être fracturé principalement dans la direction N70°, nous avons calculé le temps théorique d'une onde se propageant dans ce milieu anisotrope. Pour un milieu de faible anisotropie, *Thomsen* (1986) détermine la loi de vitesse par l'équation 6.1, avec $V(\theta)$: la vitesse en fonction de l'azimut, θ l'angle de propagation par rapport aux fractures, δ et ϵ les paramètres d'anisotropie :

$$V(\theta) = V_{P_{max}} * (1 + \delta \sin^2(\theta) \cos^2(\theta) + \epsilon \sin^4(\theta)) \quad (6.1)$$

. Pour déterminer les paramètres d'anisotropie, nous avons supposé que les abscisses 0 à 42 m du profil PS1, 0 à 51 m du profil PS2, 132 à 141 m du profil PS1 et 114 à 141 m du profil PS2 sont situés hors du dièdre. Ainsi les temps de trajets des ondes se propageant depuis la pointe du dièdre (T1) à ces abscisses sont affectées uniquement par la présence de fractures orientées N70°. Les paramètres δ et ϵ ont été déterminés par algorithme de voisinage (voir résultats dans le tableau 6.1).

	δ	ϵ
Roches sédimentaires (<i>Thomsen</i> , 1986)	[-0.26 0.73]	[0 0.334]
Ravin de l'Aiguille	0.53	0.33

TAB. 6.1 – Tableau récapitulatif des valeurs des paramètres d'anisotropie trouvés dans la littérature et au Ravin de l'Aiguille par algorithme de voisinage.

Enfin, les temps de trajet mesurés sur le terrain et les temps de trajet calculés pour un milieu ne comportant que des fractures N70° sont comparés sur les figures 6.14a et 6.14b (pointé bleu et courbe bleue). On observe entre ces deux pointés une différence Δt qui est représentée sur le graphique de la figure 6.14b. Cette différence de temps est inférieure à 0.005 s (en valeur absolue) pour les abscisses 0 à 39 m et 39 à 48, alors qu'elle est de plus de 0.01 s au niveau des abscisses 51 à 102 m. Ainsi, le milieu traversé par les ondes sismiques arrivant au niveau des abscisses 51 à 102 m est plus fracturé que le milieu modélisé.

Le même traitement a été appliqué au profil PS2. Les pointés rouge et bleu représentent les temps théoriques de trajets d'ondes se propageant dans un milieu respectivement homogène et fracturé dans la direction N70° (figure 6.15a). De même les courbes rouge et bleu de la figure 6.15b sont déterminées par la différence de temps de trajet entre les données et la théorie respectivement pour un milieu homogène et un milieu anisotrope. On observe que la différence entre les deux courbes théoriques est plus importante que pour le profil PS1 notamment pour l'extrémité sud. En effet, le profil PS2 est plus proche du tir T1 que PS1. Ainsi, les ondes se propageant jusqu'aux derniers géophones du profil PS2 sont plus lentes car elles croisent les fractures N70° avec un angle plus ouvert. Le Δt de

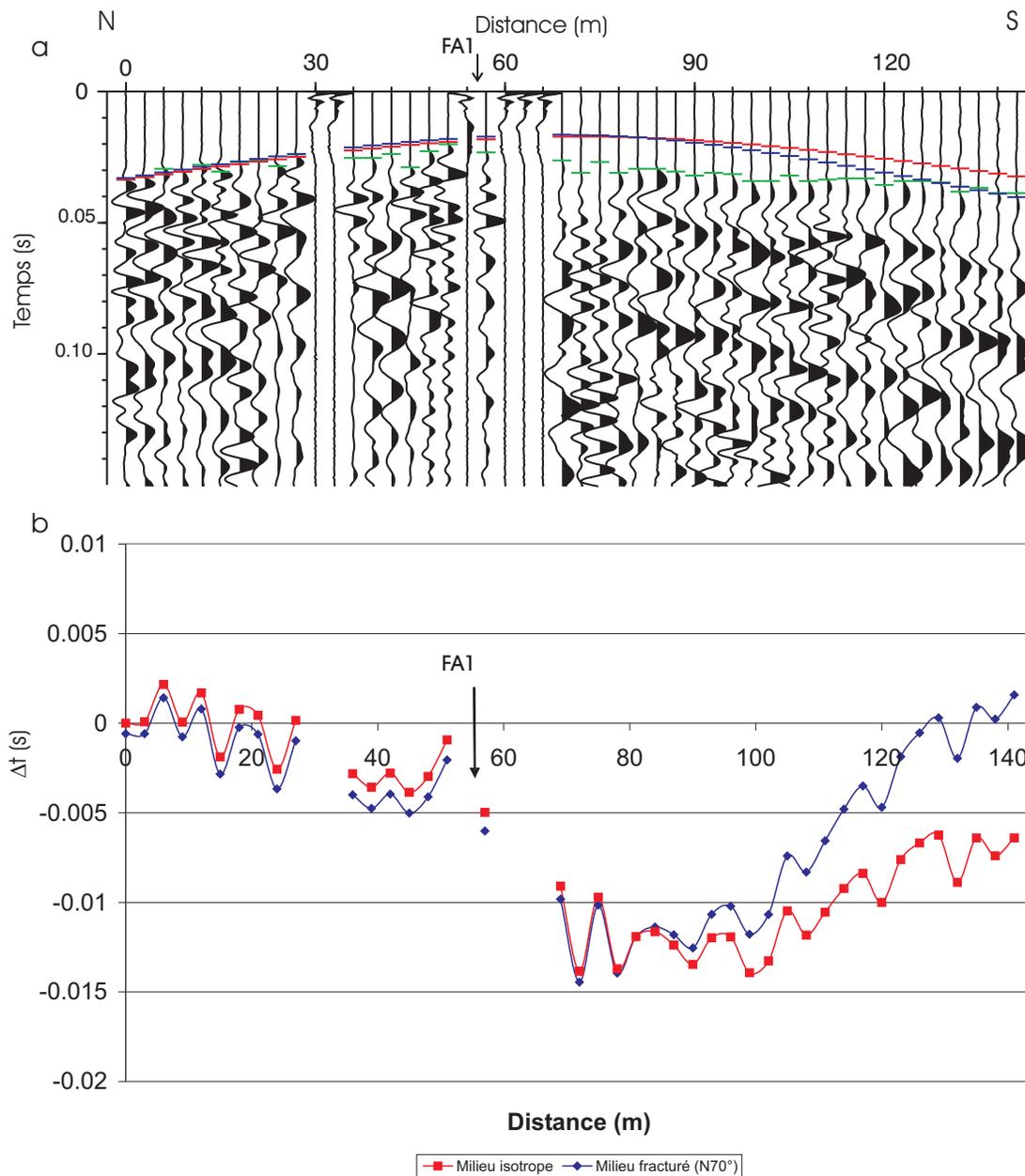


FIG. 6.15 – Profil PS2 : (a) signaux sismiques (normalisés trace par trace), pour le tir T1 effectué sur la pointe du dièdre. En vert pointé des premières arrivées, en rouge temps d'arrivé théorique pour un milieu isotrope et en bleu temps d'arrivé théorique pour un milieu fracturé N70°. (b) différence Δt entre les temps de trajet mesurés sur le terrain, et les temps de trajet calculé pour un milieu isotrope (rouge) et un milieu fracturé dans la direction N70° (bleu).

la courbe théorique calculée pour un milieu homogène comporte des valeurs inférieures en valeur absolue à 0.003 s pour les abscisses 0 à 57 m (figure 6.15b), alors qu'elles sont toutes supérieures à 0.006 s pour des ondes atteignant les abscisses 66 à 141 m. Le Δt calculé pour un milieu fracturé (N70°) est inférieur à 0.005 s pour les abscisses 0 à 51 m (pas d'information pour le géophone 19, trace morte) et 114 à 141. Considérant le Δt pour un milieu homogène, l'extrémité sud du profil PS2 ne semble pas sortir de la zone fracturée. Toutefois les observations de terrain et les prospections géophysiques ont montré que la limite sud du dièdre doit se trouver à proximité de l'abscisse 102 m. Le Δt estimé pour un milieu fracturé (N70°), semble détecter la limite de la zone fracturée au niveau de l'abscisse 111 m, ce qui est plus cohérent avec les observations de terrain et les autres limites géophysiques déjà établies.

L'intérêt de considérer l'anisotropie du milieu est de limiter l'influence des familles principales de fracture afin de détecter des variations de temps de propagation liées à d'autres familles de fractures.

Analyse du bruit sismique

Le bruit sismique a été enregistré pendant 32s sur le profil PS1. La figure 6.16a présente les transformées de Fourier du bruit sismique entre 2 et 20 Hz tandis que la figure 6.16b montre l'énergie du spectre du bruit entre 2 et 20 Hz pour chaque géophone. On observe une augmentation de l'énergie spectrale d'un facteur 2 à 3 pour les abscisses 45 à 129 m par rapport aux abscisses 0 à 42 m et 132 à 141 m, résultat d'une amplification des ondes de surface consécutive à la diminution de la vitesse des ondes de cisaillement (*Meriç et al.*, 2005). On en déduit que le milieu est plus fracturé entre les abscisses 45 à 129 m, comme dans le cas de Séchilienne.

6.3 Conclusion

Les divers traitements apportés aux mesures géophysiques et leur comparaison avec les observations de surface permettent d'établir le tableau 6.2. Le tableau 6.3 donne les valeurs des paramètres géophysiques ρ et V_P dans le calcaire sain, le dièdre et l'anomalie conductive AC1 qui ont servi de base pour la localisation des limites.

Toutes les méthodes employées sur le profil PS1, exceptée l'étude de l'atténuation des ondes, détectent la limite nord entre les abscisses 42 et 45 m. La précision de la localisation de cette limite est de plus ou moins 1.5 m. La limite sud au niveau du profil PS1 soulève plus d'incertitude quand à sa localisation. Les observations de terrain effectuées sur le

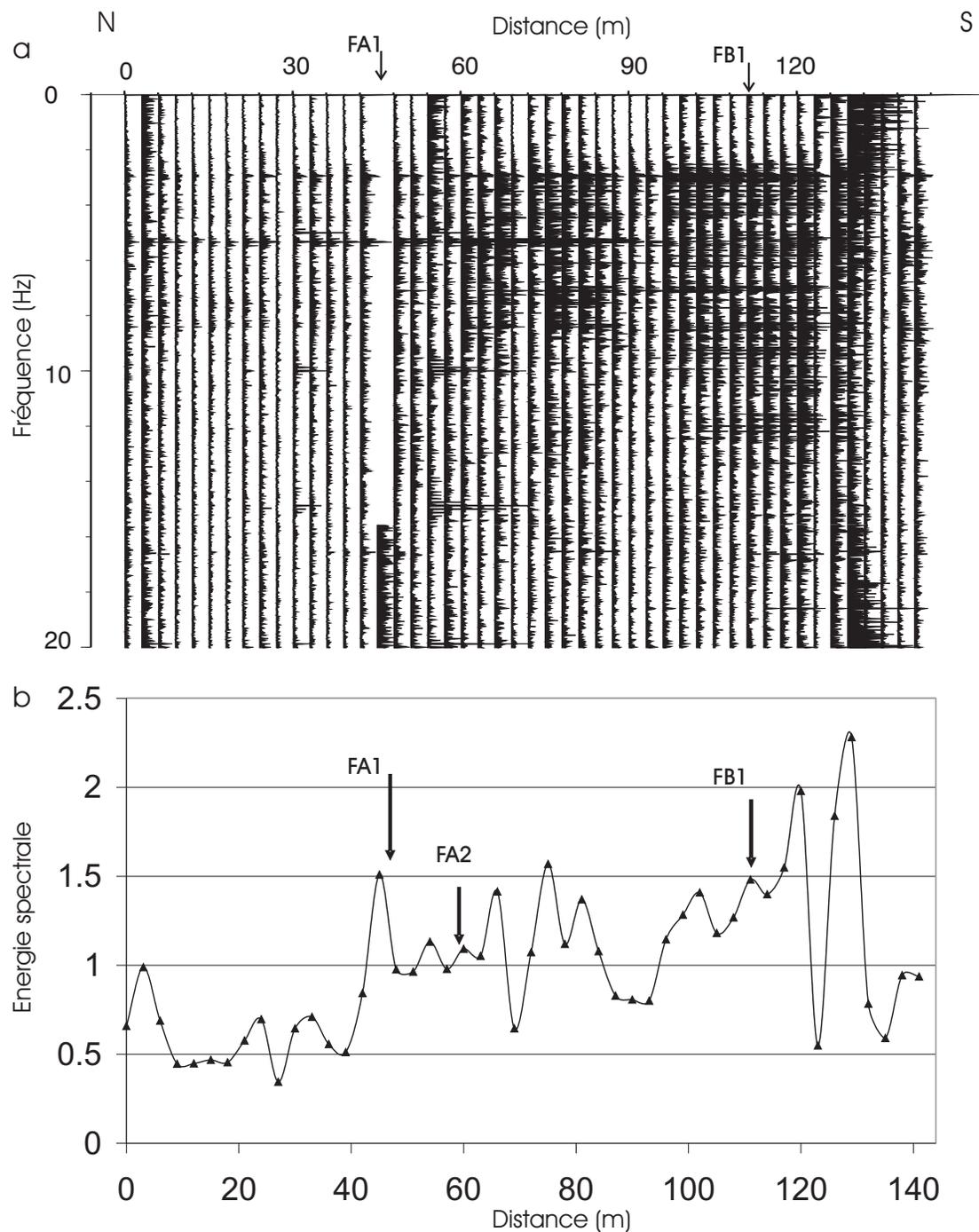


FIG. 6.16 – Profil PS1 : (a) Bruit sismique enregistré pendant 32 s, (b) Énergie du spectre du bruit entre 2 et 20 Hz.

	Limite Nord	Limite Nord	Limite Sud	Limite Sud
Profils	PS1	PS2	PS1	PS2
Tomographie électrique	45 +/- 1.5		132 +/- 1.5	102 +/- 1.5
Tomographie sismique	42 +/- 3	39 +/- 3	105 +/- 3	102 +/- 3
T pour dx=6m	45 +/- 1.5		132 +/- 1.5	
Tirs aux extrémités	45 +/- 1.5		111 +/- 1.5	
Ondes guidées	27-45		120-126	
Atténuation des ondes	66 +/- 1.5		111 +/- 1.5	
Tir en éventail	45 +/- 1.5	57 +/- 1.5	111 +/- 1.5	111 +/- 1.5
Amplitude spectrale du bruit	45 +/- 3		129 +/- 3	

TAB. 6.2 – Tableau récapitulatif des limites (en m) obtenues sur le dièdre du Ravin de l’Aiguille par les différentes techniques géophysiques employées.

	Φ_{sain}	$\Phi_{Dièdre}$	Φ_{AC1}
Tomographie électrique	$\rho < 6000 \Omega.m$	$> 9000 \Omega.m$	400 $\Omega.m$
Tomographie sismique	$V_P > 1100 m.s^{-1}$	300-1000 $m.s^{-1}$	300 $m.s^{-1}$
T pour dx=6m	$V_P 1000 m.s^{-1}$	550 $m.s^{-1}$	400 $m.s^{-1}$

TAB. 6.3 – Tableau récapitulatif des propriétés géophysiques du dièdre, de AC1 et du calcaire sain, obtenues sur le dièdre du Ravin de l’Aiguille par les différentes techniques géophysiques employées.

plateau l’avaient située entre les abscisses 108 et 111 m. Mais des méthodes comme la tomographie électrique, l’analyse du temps de première arrivée pour $dx = 6$ m, des ondes guidées et de l’amplitude du bruit montrent qu’il existe probablement une zone altérée au sud de l’abscisse 111 m. La limite géophysique sur ce profil pourrait être placée entre les abscisses 129 et 132 m et pourrait être expliquée par la présence de dièdres imbriqués.

Alors que la limite nord du dièdre au niveau du profil PS2 est bien caractérisée par des changements de paramètres géophysiques (tableau 6.3), la localisation de la limite sud est plus délicate. En tenant compte des valeurs établies dans le tableau 6.3, les prospections géophysiques ont montré la présence d’une limite sud entre les abscisses 102 et 111 m. En effet, on détecte sur la tomographie électrique une anomalie conductrice (AC2) qui est interprétée comme étant le signe de la présence d’une fracture remplie de matrice sablo-argileuse. La tomographie sismique image aussi une augmentation latérale de vitesse à l’aplomb de l’abscisse 102 m. Enfin l’analyse des tirs en éventail montre une forte atténuation des ondes et une augmentation des temps de trajet entre les abscisses 57 et 111

indiquant une augmentation de la fracturation dans cette zone. On a probablement dans la zone centrale (abscisses 66 à 75 m) une zone très fracturée car les prospections géophysiques imagent une augmentation de ρ et une diminution de V_P . Cette zone pourrait correspondre à l'intersection entre FA1 et FB2.

L'étude géophysique réalisée a permis de déterminer les limites du dièdre avec une forte cohérence entre les différentes techniques (tomographie électrique et sismique, interprétation des tirs en éventail, analyse du bruit de fond sismique) lorsque les fractures sont suffisamment larges (par exemple FA1 et FB1 sur le profil PS1 et FA1 sur le profil PS2, ouverture > 0.2 m en surface). Cependant ces méthodes ne permettent pas de suivre la géométrie des fractures en profondeur, de connaître la hauteur du dièdre et d'avoir des informations sur des fractures de petites tailles (localisation et dimension). La résolution de la tomographie électrique peut être améliorée grâce à un intertrace plus petit et la profondeur de pénétration peut être augmentée grâce à l'utilisation d'un dispositif dipôle-dipôle présentant une meilleure résolution verticale des anomalies que le dispositif Wenner-Schlumberger.

Cette étude pourrait être complétée par des mesures de bruit de fond sismique sur un grand nombre de capteurs 3 composantes large bande en simultané. Ces données apporteraient des informations sur la présence ou non d'un pic H/V. Si ce pic existe, il pourrait nous permettre d'en déduire la hauteur du dièdre. En outre, si le nombre de capteurs enregistrant le bruit simultanément sur le dièdre est suffisamment important et que les capteurs sont bien répartis, on peut envisager d'imager la structure en 3D.

Enfin, il est possible que des mesures radar de surface puissent apporter des localisations plus précises des fractures. Cette méthode est aussi à tester.

Conclusions

Cette partie a été consacrée à l'étude des mouvements rocheux par différentes méthodes géophysiques, parfois originales (tomographie électrique, et sismique en onde P et S, mesure de bruit de fond et polarisation spontanée). Certains de ces sites présentent des similitudes ou différences telles que le type de matériaux mis en jeu (roche cristalline pour Séchilienne et la Clapière, roche sédimentaire pour le Ravin de l'Aiguille) ou le volume de roche mobilisé (entre 50 et 100 millions de m^3 pour Séchilienne, 50-60 millions m^3 pour la Clapière et 225 000 m^3 pour le Ravin de l'Aiguille). Toutefois, les mécanismes de ces mouvements sont relativement différents. Le mouvement de Séchilienne est un mouvement rocheux de grande ampleur sans preuve de surface de rupture caractérisée tandis que le mouvement de la Clapière a été initié par du fauchage et a évolué en un glissement rocheux de grande ampleur. Toutefois, la localisation de sa surface de rupture reste incertaine. Le dièdre du Ravin de l'Aiguille n'a pas fait l'objet de surveillance, par conséquent on ne peut dire s'il est actif. Cependant, des observations de surface et les études géophysiques ont montré qu'il présente une menace à plus ou moins long terme.

L'étude des mouvements rocheux a principalement pour objectif de quantifier l'évolution spatiale de la qualité de la roche et d'évaluer la corrélation au taux de fracturation du milieu. L'étude de l'évolution spatiale de paramètres géophysiques tels que la résistivité électrique, la vitesse des ondes P et des ondes S, permettent de rendre compte de l'état de fracturation du rocher. En effet, les mesures de tomographie électrique ont permis sur quasiment chaque site, de déterminer de manière relative l'état de fracturation de la roche avec une incertitude qui dépend de la géométrie d'acquisition (dx et type de dispositif) de la profondeur d'investigation et des anomalies de résistivité. Ainsi, le mouvement de Séchilienne et le dièdre du Ravin de l'Aiguille, sont caractérisés par une augmentation de la résistivité associée à une fracturation plus importante. Ces mesures de résistivité, parfois combinées à des mesures de polarisation spontanée, ont aussi permis d'établir la présence de fractures saturées d'eau sur le mouvement de la Clapière. Cependant, l'augmentation de la résistivité ne s'observe pas systématiquement entre un terrain sain et un terrain rema-

nié. En effet, les mesures effectuées à la Clapière montrent des valeurs de résistivité assez similaires entre les deux secteurs étudiés (sur et hors glissement).

La tomographie sismique image sur tous les sites étudiés des variations latérales et verticales de la vitesse des ondes P liées aux changements de l'état de fracturation du milieu avec une incertitude dépendant de la géométrie du dispositif, de la fréquence de la source et de la vitesse des terrains. Par contre, nous avons constaté la difficulté d'émettre des ondes S dans ce type d'environnement très remanié. Ainsi, nous préconisons l'emploi de la tomographie sismique et de l'analyse des ondes de surface pour caractériser V_P et V_S . Cependant, lorsque l'objet d'étude est de petite ampleur ($V < 300\ 000\ m^3$, par exemple dans le cas du Ravin de l'Aiguille) il est alors nécessaire d'adapter ces méthodes. En effet, la tomographie sismique lisse beaucoup les données, ne permettant pas de détecter de manière satisfaisante la présence de fracture sur le dièdre du Ravin de l'Aiguille. Nous avons donc utilisé les temps de parcours des ondes directes, l'analyse des tirs extrêmes dans les domaines temporel et fréquentiel, les ondes guidées dans les fractures et la mesure de l'amplification du bruit sismique pour caractériser au mieux la position des fractures. Les plus importantes fractures ont été localisées mais leur extension en profondeur n'a pas été résolue.

L'inversion des ondes de surface est limitée par le calcul de leur courbe de dispersion et est fortement influencée par le paramétrage des données. En effet, l'évaluation des courbes de dispersion présente de fortes incertitudes aussi bien pour l'analyse des ondes sismiques actives que pour les mesures de bruit de fond acquises en réseau. Lorsque le milieu est trop hétérogène, il n'est pas possible de calculer de courbe de dispersion à partir des mesures de bruit de fond réseau ni des sismiques actives, comme par exemple à Séchillienne. En effet, la méthode de calcul de cette courbe suppose que le milieu n'est pas diffractant au sein du réseau ou sur la ligne de géophone. Une seconde difficulté se présente lorsqu'il est possible de calculer cette courbe, comme par exemple sur le site de la Clapière. On remarque alors de fortes incertitudes sur les courbes calculées. Ainsi, le nombre de modèles pouvant expliquer les données s'accroît, entraînant une diminution de la résolution de la profondeur et de la vitesse du substratum. Toutefois, si l'on peut contraindre l'inversion (par exemple avec V_P en surface et/ou la fréquence de résonance) la profondeur du substratum est mieux résolue (La Clapière : profondeur de la surface de glissement $130 \pm 20\ m$). Cette technique permet d'accéder à l'épaisseur d'un mouvement profond ce que peu de techniques géophysiques permettent.

En résumé, nous préconisons pour l'étude de la géométrie des mouvements rocheux de grande ampleur, le déploiement de méthodes tomographiques (électrique et sismique) et l'analyse des ondes de surface enregistrées lors de prospection sismique et par des réseaux

de bruit de fond, en tenant compte des informations sur V_P en surface et de la fréquence de résonance du pic H/V. La caractérisation des écoulements au sein des mouvements est améliorée lorsque l'on associe l'interprétation des mesures de résistivité et de polarisation spontanée.

Enfin, l'étude géophysique d'instabilité en falaise doit permettre de localiser précisément des fractures au sein du massif. Les profils radar sont les plus adaptés pour la résolution de ce type de problème (*Jeannin, 2005; Deparis et Garambois, 2006*). Cependant, lorsque le site présente trop de phénomènes d'instabilité (blocs en état d'équilibre limite) pour pouvoir réaliser des profils radar en falaise, l'étude doit être réalisée depuis la surface. L'analyse des variations fréquentiels, d'amplitude et des temps de trajet des ondes sismiques sur des profils à échantillonnage spatial élevé ($dx < 3$ m) permet de caractériser la localisation d'une fracture avec une précision inférieure à 2 m, mais pas son extension.

Une perspective s'ouvre donc vers un suivi temporel de l'évolution au cours du temps des paramètres géophysiques tels que V_P , V_S et ρ , sur les mouvements de terrain afin de caractériser la progression de l'endommagement.

Troisième partie

Application des méthodes géophysiques pour l'étude des mouvements dans les sols

Introduction

Plus de 50 % des instabilités gravitaires se produisent dans les argiles et les marnes (*Alleotti et Chowdhury, 1999*). Ces formations se sont généralement mises en place lors des dernières phases de glaciations et recouvrent de larges zones notamment dans les régions alpines (argiles lacustres) ou sont d'origine plus ancienne comme les marnes noires (terres noires), formées au Jurassique et qui ont été exhumées sur de larges secteurs dans les Alpes. L'étude et la compréhension des mouvements dans les argiles et marnes présentent donc un enjeu important pour la protection civile. Les deux chapitres suivants sont consacrés à l'étude par prospection géophysique (tomographie électrique, sismique, analyse des ondes de surface et H/V) de mouvements qui se produisent dans les sols argileux et marneux. L'objectif de ce travail est d'établir une méthodologie d'étude géophysique des glissements dans les sols afin de caractériser leur géométrie et ainsi améliorer la modélisation.

Le chapitre 7 décrit l'étude du glissement-coulée de Super-Sauze localisé dans les Pré-alpes françaises du bassin de Barcelonnette et mobilisant des marnes noires. Ce glissement peut évoluer en lave torrentielle et menacer des habitations. Les observations et mesures sur ce site ont débuté en 1991 par la caractérisation de la cinématique de la coulée (*Malet et al., 2000a; Weber, 2001*), et des mesures préliminaires de géophysique (*Schmutz et al., 2000*). Une étude a été engagée en 1996 pour déterminer la structure 3D de la masse accumulée (forages géotechniques, analyse par photogrammétrie *Weber et Herrmann, 2000*). Enfin des suivis des déplacements de surface par GPS (Global Positioning System) haute précision (*Malet et al., 2000b*) ont permis d'analyser le fonctionnement hydromécanique de la coulée et de modéliser son comportement (*Malet, 2003*). Ces études ont permis d'avoir une bonne connaissance de la géométrie 3D de la coulée selon certains profils transverses. Elle sera utilisée pour valider les prospections géophysiques. L'étude du mouvement de Super-Sauze par méthodes géophysiques, développé dans le chapitre 7, a fait l'objet de la première partie d'un article dans un numéro spécial *Aléa Gravitaire* du Bulletin de la Société Géologique de France. La deuxième partie de cet article traite des investigations effectuées sur le mouvement de Saint Guillaume dont le traitement et l'analyse sont extérieurs à cette

thèse.

Le chapitre 8 détaille une étude par prospection géophysique du glissement de Léaz, localisé dans l'Ain. Ce mouvement domine la retenue de Génissiat sur le Rhône et a été étudié suite à la catastrophe de Vajont (Italie, 1963, *Paolini et Vacis*, 1997). Les matériaux mobilisés sont essentiellement constitués d'argiles litées d'origine glacio-lacustre, très répandues dans cette région. Ce mouvement fait l'objet d'un suivi par le bureau d'étude SAGE depuis 1964, et est, par conséquent très bien instrumenté. Cette connaissance de la géométrie du glissement permettra de calibrer ou valider les méthodes géophysiques utilisées.

Une comparaison des résultats obtenus sur ces deux mouvements dans les argiles et les marnes, permettra d'établir les avantages et limites des méthodes géophysiques employées (tomographie électrique, prospection sismique, mesures de bruit de fond).

Chapitre 7

Seismic noise-based methods for soft-rock landslide characterization

Ombeline Méric, Stéphane Garambois, Jean-Philippe Malet, Héloïse Cadet, Philippe Guéguen and Denis Jongmans

Keywords : seismic noise, soft rock landslide, in-situ characterization, 3D geometry

7.1 Abstract

In order to better understand the mechanics and dynamic of landslides, it is of primary interest to image correctly their internal structure and their slip surface. Several active geophysical methods are able to provide the geometry of a given landslide, but were rarely applied in 3 dimensions in the past. The main disadvantages of methods like seismic reflection and electrical tomography are that there are heavy to set up and / or to process, and they consequently are expensive and time consuming. Moreover, in the particular case of soft-rock landslides, their respective sensitivity and resolution are not always adequate to locate the potential slip surfaces. Passive methods may represent an interesting alternative particularly for landslides difficult to access, as they require lighter instrumentation and easier processing tools. Among them, the seismic noise based methods have shown increasing applications and developments, in particular for seismic hazard mapping in urban environment. In this paper, we present seismic noise investigations carried out on two different sites, the Super Sauze mudslide and the Saint Guillaume translational clayey landslide (France), where independent measurements (geotechnical and geophysical tests) were performed earlier. Our investigations were composed of electrical tomography profiles, seismic profiles for surface-wave inversions, H/V measurements, which are fast and easy

to perform in the field, in order to image shear wave contrasts (slip surfaces), and seismic noise array method, which is heavier to apply and interpret, but provides S-waves velocity profile versus depth. For both sites, landslide bodies are characterized by lower S wave velocity ($V_s < 300 \text{ m.s}^{-1}$) and lower resistivity ($\rho < 60 \Omega.m$) than in the stable part ($V_s > 550 \text{ m.s}^{-1}$; $\rho > 150 \Omega.m$). Their thickness vary from a few m to 50 m. Comparison between geophysical investigations and geotechnical data proved the applicability of such passive methods in 3D complex structures, with however some limitations.

7.2 Caractérisation de glissements argileux par des méthodes de bruit de fond sismique

Mots clés : bruit de fond sismique, glissement argileux, caractérisation in-situ, géométrie 3D

7.3 Résumé

Afin d'identifier les mécanismes de contrôle et de caractériser la dynamique de glissements de terrain, il est impératif d'imager correctement leur structure interne et leur surface de glissement. Plusieurs méthodes de prospection géophysique de proche surface sont utilisables pour identifier la géométrie d'un glissement de terrain, mais leurs potentialités ont été rarement testées dans des environnements fortement 3D. Les principaux inconvénients de méthodes géophysiques telles que la sismique réflexion ou la tomographie électrique sont la difficulté de mise en oeuvre et la complexité des traitements de données, ce qui les rend chères et consommatrices en temps. De plus, pour le cas particulier de glissements argileux, leur sensibilité et résolution ne sont pas toujours adaptées à la détection des surfaces de glissement. Les méthodes géophysiques passives, qui offrent l'avantage d'une instrumentation légère et d'un traitement des données plus simple, représentent ainsi une alternative intéressante, particulièrement pour les mouvements de terrain difficiles d'accès. Parmi celles-ci, les méthodes de bruit sismique ambiant connaissent depuis quelques années des développements et applications intéressants, notamment pour le zonage de l'aléa sismique en milieu urbain. Nous présentons dans ce papier des investigations par bruit de fond sismique effectuées sur deux sites instables, le glissement-coulée de Super-Sauze et le glissement translationnel de Saint-Guillaume (France), où des investigations géotechniques et géophysiques indépendantes étaient disponibles. Nos investigations se composent (1) de tomographies électriques, de profils sismiques pour l'analyse des ondes de surface et

de mesures H/V, simples, légères et rapides à installer sur site, afin de cartographier des contrastes de vitesse d'onde S (surface de glissement) et de (2) de mesures de bruit de fond réseau, plus délicate et complexe à déployer sur site et à interpréter, mais qui permet d'accéder à des profils de vitesses d'ondes S en fonction de la profondeur. Les deux glissements sont caractérisés par de plus faibles vitesses d'onde de cisaillement ($V_s < 300 \text{ m.s}^{-1}$) et de plus faibles résistivité ($\rho < 60 \Omega.m$) dans le corps du glissement que dans la partie stable ($V_s > 550 \text{ m.s}^{-1}$; $\rho > 150 \Omega.m$). Leurs épaisseurs varient de quelques mètres à 50 m. Les comparaisons entre nos investigations géophysiques et les sondages géotechniques prouvent l'applicabilité des méthodes géophysiques passives dans des environnements 3D, mais indiquent également certaines limites.

7.4 Introduction

Authorities responsible for protecting human lives as well as infrastructures from the threat of landslide hazard are particularly concerned with three critical aspects :

1. the spatial distribution of the processes,
2. the understanding of their mechanisms,
3. their magnitude and temporal frequency.

These concerns imply accurately assessing landslide characteristics and evaluating their controlling factors (climate, seismic triggering) in a dynamic dimension. For these reasons, 2D and 3D mathematical models have been developed during the last decade in order to simulate the complexity of landslide mechanisms (*Commend et al.*, 2004);(*Malet et al.*, 2005);(*Tacher et al.*, 2005). Presently, one of their main weaknesses lies in the large uncertainty of parameters describing the unstable area. For example, critical information such as the 3D geometry of a landslide, its geomechanical and hydrological properties, or its internal discontinuities, as well as the uncertainties associated to these parameters, are rarely available.

Landslides are generally studied using geotechnical investigations (boreholes, penetrometric tests, etc), local instrumentation placed in boreholes (piezometers, inclinometers), as well as detailed geomorphological observations (*Giraud et al.*, 1991);(*Flageollet et al.*, 2004). Even though these studies provide direct information on the landslide material, their cost and limited spatial representativeness hinder their use for 3D studies. In particular, except by multiplying the number of tests, these methods are not able to image the lateral variability of landslide characteristics. To address this problem, a large selection of geophysical methods is available on a broad spatial scale. An increasing trend to

apply geophysical studies for landslide characterization has been recently observed, mainly thanks to the improvement of data-acquisition systems and of data-inversion softwares. A critical review of these methods is discussed by (*Jongmans et Garambois*, 2006), who point out the need of combining geophysical methods see also *Israil et Pachauri* (2003) and of validating geophysical data with geotechnical information (*Maquaire et al.*, 2001); (*Flageollet et al.*, 2004). In practice, 3D geophysical investigations of large active landslides can be time consuming and expensive. Consequently, fast and low costs methods, with instruments easy to deploy have to be developed in the future, at least to locate the slip surfaces and to characterize bedrock geometries in 3D. Methods based on seismic noise measurements, which were extensively applied for seismic hazard mapping in the recent years (*Asten*, 2004), fill those criteria.

In this paper, we present two examples of seismic noise investigations carried out on two soft-rock landslides of the South French Alps (fig. 7.1), i.e. the Super-Sauze mudslide in the black marls of the Ubaye valley and the Saint-Guillaume translational landslide in the varved clays of the Trièves region. At both sites, the slip surfaces are located within a homogeneous clay formation. The purposes of our studies are to evaluate the potential of seismic noise data, first to detect the slip surfaces using the H/V spectral ratio and second, to derive S-wave velocity profiles using networks. Very few seismic noise investigations were performed on landslides so far. *Gallipoli et al.* (2000) briefly mentioned the use of H/V methods on the large Giarossa landslide (southern Italy), which helped to interpret electrical tomography images. Recently, *Meric et al.* (2005) failed to identify the slip surface of the Séchilienne large rocky landslide using H/V measurements. They however noted a clear correlation between amplitude of the seismic noise and the landslide displacement rate explained by fracture density.

As both Super-Sauze and Saint-Guillaume landslides were characterized and monitored using geotechnical and geophysical measurements, a critical discussion of the results provided by seismic noise methods is possible.

7.5 Seismic noise theory

The H/V method involves computing the spectral ratio between the horizontal and vertical components of the seismic noise recorded simultaneously at a given location with a 3D seismometer placed at the ground surface. *Nogoshi et Igarashi* (1971) first proposed the use of the H/V method as a tool for the estimate of the seismic response of the surface layers. This method has since been widely diffused around the world by *Nakamura* (1989). Since

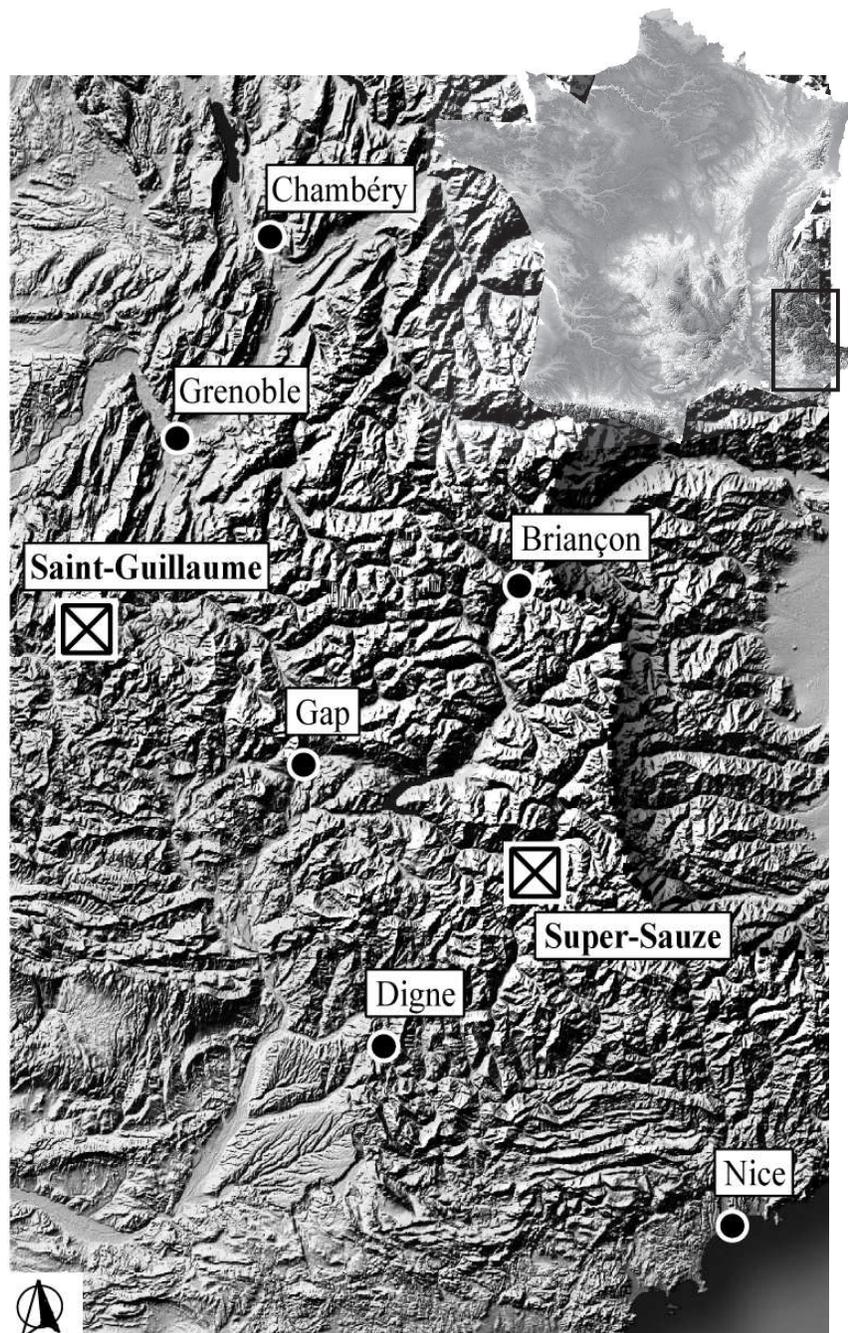


FIG. 7.1 – Locations of the two test sites : translational landslide of Saint-Guillaume and mudslide of Super-Sauze, South French Alps.

1989, because of its low-cost and its fast deployment, H/V method has become widespread used, mainly with the objective of detecting the sedimentary zones that could amplify seismic ground motion. The validation of the H/V method has been since confirmed both experimentally (*Lermo et Chávez-García*, 1993); (*Field et Jacob*, 1995); (*Gueguen et al.*, 2000); (*Lebrun et al.*, 2001) and from theoretical and numerical studies (*Field et Jacob*, 1993); (*Lachet et Bard*, 1994); (*Cornou et al.*, 2004); (*Bonnefoy-Claudet*, 2004). In the case of a stratified soil profile composed of a soft layer on top of a stiff bedrock, the amplified frequency f_0 may be estimated using the equation $f_0=V_s/4H_s$ (*Haskell*, 1960), where H_s is the thickness and V_s the shear wave velocity of the topmost layer, respectively, provided that the S-wave contrast is sufficiently large (*Bonnefoy-Claudet*, 2004). As outlined by the equation linking f_0 to H_s , knowing the shear wave velocity V_s of the upper layer is fundamental to deduce the thickness of this layer. This information can be derived from S-wave refraction or surface wave analyses. Nevertheless, the simple relation linking fundamental frequency, shear wave velocity and depth is valid for a 1D model, which is not the geometry of most valleys. For example, *Steimen et al.* (2003) and *Roten et al.* (2004) recently showed experimentally the strong 2D effect of valley shape on the resonance frequency deduced from ambient seismic noise. However, according to the concept of critical shape ratio proposed by *Bard et Bouchon* (1985), who numerically studied the dynamic response of various 2D structures shapes, the seismic behaviour of both landslides should be mainly characterized by one-dimensional resonance and surface wave propagation.

A shear-wave velocity depth-profile can also be obtained from seismic noise measurements recorded by an array of seismometers, which allow the dispersion curve of Rayleigh-wave phase velocity to be computed (*Tokimatsu*, 1997); (*Satoh et al.*, 2001); (*Scherbaum et al.*, 2003).

In the following, all dispersion curves deduced from active surface-wave (e.i surface waves recorded during seismic refraction acquisitions) or from seismic noise network analyses, were computed using the conventional semblance-based frequency-wavenumber method (*Lacoss et al.*, 1969); (*Kvaerna et Ringdahl*, 1986); (*Ohrnberger*, 2001), which provides a semblance map of the velocity (or slowness) and frequency of the waves travelling with the highest energy.

The obtained dispersions curves were then inverted to obtain an S-wave vertical velocity depth-profile. We used a neighbourhood algorithm inversion method for which computation time was optimized (*Wathelet et al.*, 2004). This method is a stochastic direct search method for finding models of acceptable data fit within a multidimensional parameter space (*Sambridge*, 1999a); (*Sambridge*, 1999b). Four parameters were investigated, i.e. thickness, density, P-wave velocities and (above all) S-wave velocities of each layer. Thousands of

direct models were tested and only those exhibiting lower RMS errors were kept. To reduce the number of good fitting models, the H/V resonance frequency of the central station was added as a additional constrain during the inversion process.

7.6 Investigation of the Super-Sauze mudslide

7.6.1 Geological, geomorphological and geotechnical setting of the mudslide

The Super-Sauze mudslide (Ubaye valley) is one of the persistently active slides (since the 1970's) occurring in black marls (*Malet et Maquaire, 2003*). Its geological environment is very complex and is the consequence of the geological history of this alpine zone characterized by an overthrust of allochthonous sandstone and limestone formations over the autochthonous black marl bedrock. From the highest to the lowest elevations, geology consists of :

1. the calcareous Klippe of Lan which overhangs the mudslide,
2. a moraine deposited by the Ubaye glacier during the Quaternary,
3. a bedrock consisting of Callovo-Oxfordian black marls with a grey clayey schist facies, very finely laminated and highly tectonized.

The Super-Sauze mudslide is a clayey flow-like landslide characterized by a complex vertical structure associating a slip surface and a viscoplastic plug. Multidisciplinary observations (geology, geomorphology, geotechnics, hydrology) carried out since 1991 (*Weber et Herrmann, 2000*); (*Flageollet et al., 2004*) provide substancial information about its geology and geometry. The mudslide material consists of a silty-sand matrix mixed with moraine debris. It extends over an horizontal distance of 850 m and occurs between an elevation of 2105 m at the crown and 1740 m at the toe with an average 25° slope. Its total volume is estimated at 750,000 m^3 and creeping velocities range from 0.01 to 0.4 $m.day^{-1}$ (*Malet et Maquaire, 2003*). A detailed morphological description of the mudslide since its genesis can be found in *Weber et Herrmann (2000)*. The bedrock topography corresponds in the upper part to a succession of more or less parallel crests and gullies and, in the medium and lower parts, to a narrow and deeply incised channel. Consequently, its thickness is highly variable and varies between 0 and approximately 20 m. This geometrical scheme plays an essential role in the dynamics of the landslide by delimiting preferential water and material pathways and creating sections with differing kinematical, mechanical and hydrological characteristics. Its geotechnical structure consists in two superimposed units

(Flageollet *et al.*, 2004); (Malet *et Maquaire*, 2003). The topmost unit, 5 to 9 m thick, is a very wet muddy formation, whereas the lowermost unit, with a maximum thickness of 10 m, is a stiff compact, relatively impervious and apparently stable formation. The hillslopes delimitating the lateral extension of the mudslide are characterized by moraine deposits, 3 to 15 m thick, especially on the eastern flank.

7.6.2 Electrical Tomography

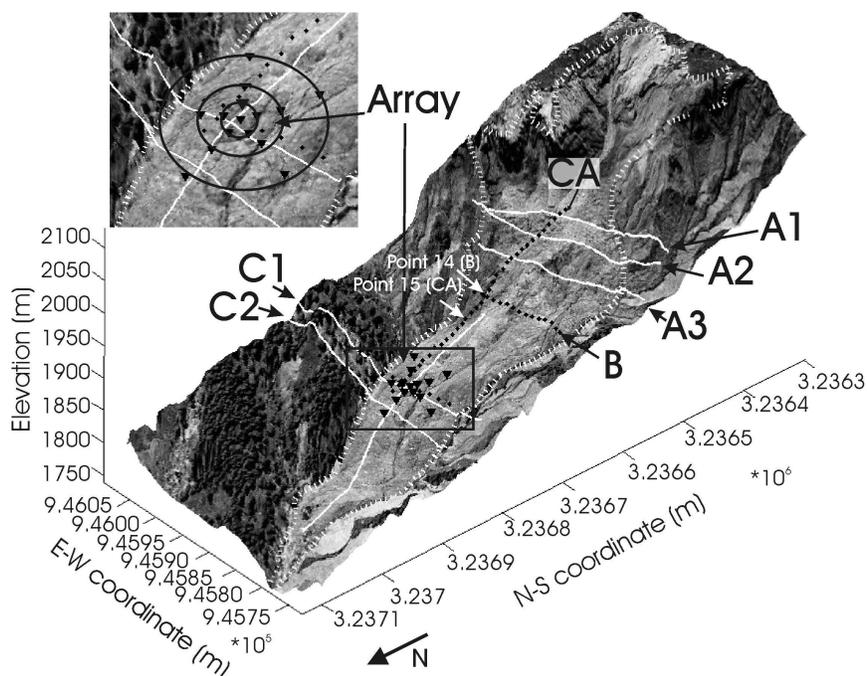


FIG. 7.2 – 3D topography image of the Super-Sauze mudslide and locations of the geophysical measurements. White lines : electrical tomography profiles ; black dots : seismic noise measurements (H/V) ; black triangles : seismic noise network.

Six electrical tomography profiles were carried out on the mudslide allowing a pseudo-3D view of its internal structure (fig. 7.2, white lines). The tomography profiles were acquired using a Wenner configuration selected for its high signal to noise ratio property and its sensitivity to horizontal contrasts. This configuration is less adapted to accurately image lateral contrasts (Dahlin *et Zhou*, 2004). Three transverse profiles A1, A2 and A3 were acquired using 64 electrodes spaced at 4 m in the upper part of the mudslide. Two transverse profiles C1 (80 electrodes, 4 m spacing) and C2 (48 electrodes, 5 m spacing) were acquired in the middle part of the mudslide. Finally, longitudinal profile CA (64

electrodes, 5 m spacing) was performed between transects C1 and A1. The raw data were inverted independently in 2D using the RES2DINV inversion software (Loke *et al.*, 1996), considering a L2-norm for optimisation. The derived resistivity sections have RMS errors lower than 3% after 5 iterations.

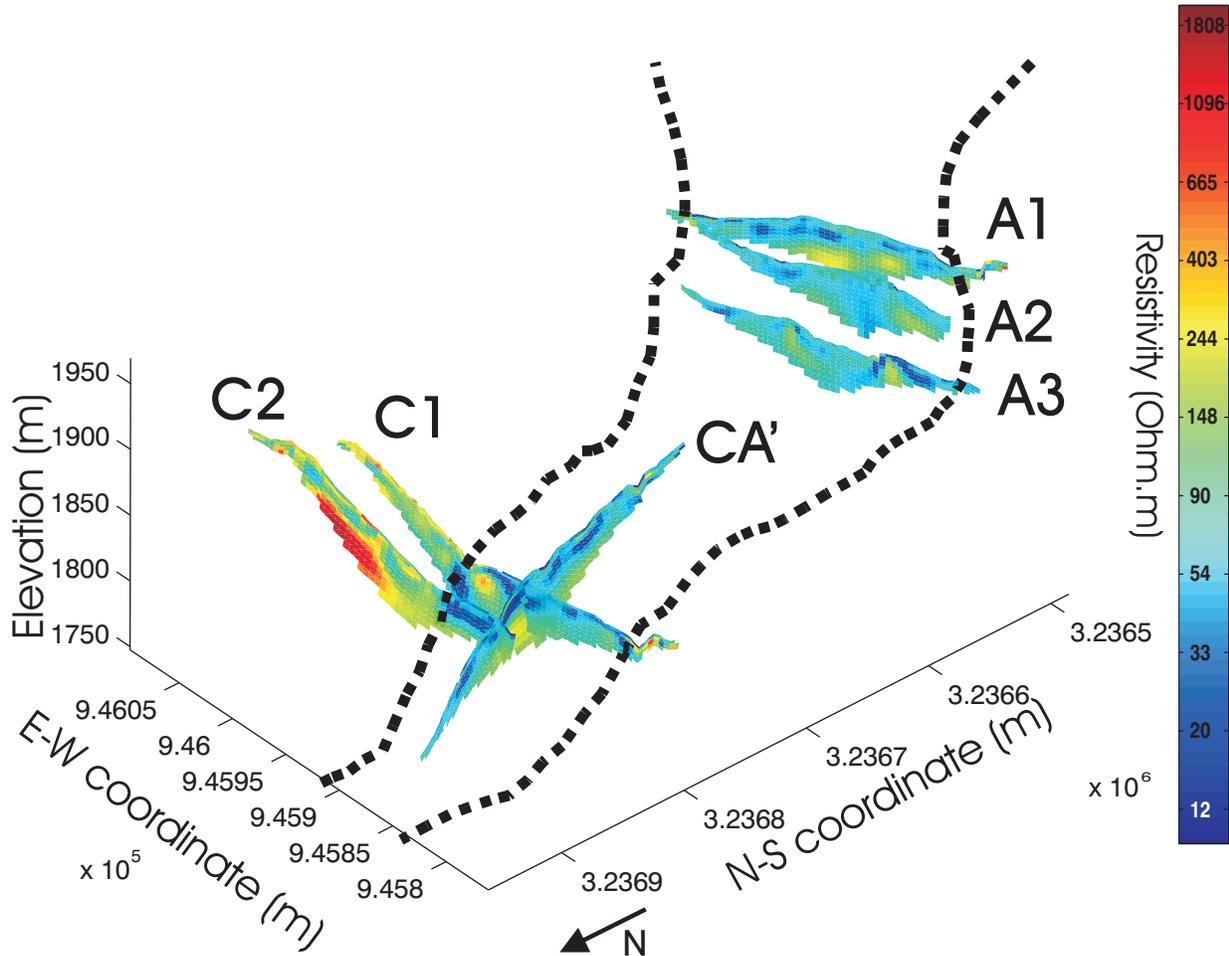


FIG. 7.3 – Electrical tomography images derived after inversion of data acquired using a Wenner acquisition at the Super-Sauze mudslide.

The electrical sections (fig. 7.3) show a contrast between the mudslide material with low resistivity values (lower than $60 \pm 24 \Omega.m$) and the stable black marls bedrock with higher resistivity values (higher than $150 \pm 60 \Omega.m$). These resistivity values are comparable with those obtained by *Schmutz et al.* (2000) from joint-inversion of VES and TDEM data, who found resistivities ranging from 2 to $50 \Omega.m$ for the active unit and more than $400 \Omega.m$ for the bedrock. The increase of resistivity values with depth observed in the mudslide material can be explained by a decrease of the hydraulic conductivity with depth due to

both the presence of water-saturated cracks in the topmost layer and compaction of the lowermost layer. On the eastern part of profiles C1 and C2, higher resistivity values (more than $700 \Omega\cdot\text{m}$) are observed; they correspond to stable hillslopes made of moraine deposits. Below the eastern part of the landslide body on profile C1, a high resistivity anomaly is imaged, which probably corresponds to a former coarse landslide mainly composed by moraine deposits. These results agree with geotechnical investigations, which outline the transverse and the longitudinal thickness changes of the mudslide, underlying its complex bedrock topography.

In the middle part of the mudslide, the electrical sections indicate a total thickness ranging from 24 m to less than 5 m along profiles C1 and C2; this geometry is consistent with the depth variations proposed by *Malet et Maquaire* (2003) for this section on the basis of geotechnical tests. In the upper part of the mudslide, a more or less constant thickness of 18 m is found along profile A1, while profiles A2 and A3 indicate strong lateral changes due to the presence of bedrock crests. These profiles point out a deeper bedrock (more than 30 m) than in the middle part. Although geotechnical data are more scarce in this part of the mudslide, the resistivity variations agree with the combined geomorphological-geotechnical interpretation suggested by *Malet* (2003). The surface formations show larger resistivity values probably due to dryer hydrological conditions in autumn. Finally, the longitudinal electrical image indicates smooth vertical variations of the mudslide thickness, with a maximum value of 18 m at the intersection with profile C1.

These electrical data will be used in zones lacking of geotechnical measurements for interpreting the seismic noise measurements, assuming that the slipsurface is localized at the $60/150 \Omega\cdot\text{m}$ contrast.

7.6.3 H/V method

Three H/V seismic noise profiles were performed on the mudslide (fig. 7.2). Two of them (C and B) were carried out in the transverse direction along geotechnical cross-sections, with a seismometer spacing of 15 m and 10 m, respectively. A longitudinal profile (CA) was acquired between geotechnical cross-sections A and C, with a 10 m spacing. The experimental device included six 3D Lennartz sensors (5 seconds), which have a flat response in the [0.2-50 Hz] frequency range, connected to a CityShark™ II acquisition system developed for seismic noise measurements (*Chatelain et al.*, 2000). Ambient vibration data were sampled at 200 Hz and recorded for 30 minutes (fig. 7.4a). From this dataset, as many as possible short time-windows (about 40 seconds in duration) were selected using an anti-trigger process in order to select signals presenting the most uniform noise ratio,

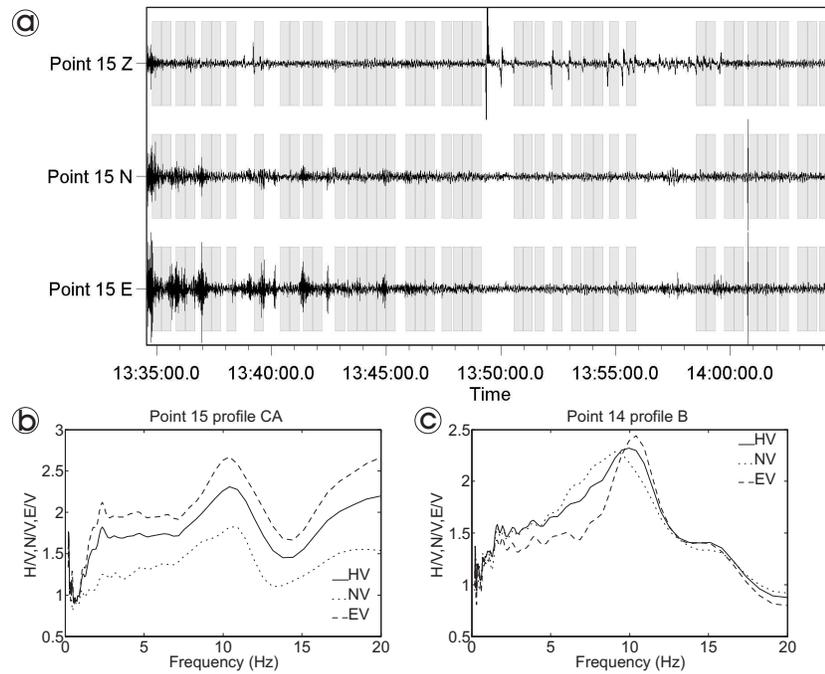


FIG. 7.4 – (a) Ambient vibration data sampled at 200 Hz and recorded for 30 minutes. As many as possible of short time-windows (about 40 seconds in duration) were selected using an anti-trigger process (grey selections on a). (b) Spectral ratio computed using the E-W component, the N-S component and the H component (square root of E-W and N-S components) for point 15 of profile CA and (c) for point 14 of profile B.

i.e. without transient high-frequency waves (grey selections on figure 7.4a). The procedure to detect transients is based on a comparison between the short term average *STA*, i.e., the average level of signal amplitude over a short period of time (1 s), and the long term average *LTA*, i.e., the average level of signal amplitude over a much longer period of time (30 seconds). For this application the *STA/LTA* ratio must remain below a small threshold value (typically around 1.5 - 2) over a sufficient duration. Finally each of the three components time signals were Fast Fourier transformed and the spectral ratio was computed for each horizontal component (i.e., H1/V and H2/V) as well as for the root mean square of the spectral ratio (H/V). To investigate complex and irregular structures, *Uebayashi* (2003) suggested orientating one component of the seismometer parallel to the main structure as the frequency peak amplitude is sensitive to the orientation of the horizontal component. Figures 7.4b and 7.4c show spectral ratio computed using the E-W component, the N-S component and the H component (square root of E-W and N-S components) for point 15 of profile CA and for point 14 of profile B respectively (fig. 7.2). Both points are located in the area where 2D effects were detected on H/V data. Figure 7.4b shows a similar frequency peak around 11 Hz obtained from both E/V and N/V ratios. However, the amplitude of these peaks range from 1.8 for the N/V ratio to 2.8 for the E/V ratio. On contrary, figure 7.4c exhibits different frequency peaks (9 Hz on N/V ratio, 11 Hz on E/V ratio) with similar amplitudes. These variations of spectral ratio amplitude (fig. 7.4b) and of the value of the amplified frequency f_0 are probably caused by 2D or 3D effects. In order to take this effect into account, the spectral ratio was computed using the E-W component on profiles CA and C, as the most important structure change is expected to occur along the longitudinal axis of the mudslide. On profile B, the spectral ratio was computed using the N-S components because the geotechnical investigations indicate large lateral variations in the bedrock depth.

Figures 7.5a, 7.5b and 7.5c present H/V spectral ratios calculated in the [0.2-20 Hz] frequency range for the three profiles B,C1 and CA as a function of frequency and location along each profile. Colours represent the neperian logarithm of the horizontal to vertical spectral ratio. The black dotted points show the picked frequency peaks and the white dot lines locate the intersections with other profiles. Figure 7.5d maps the spatial variation of the picked frequency (colour scale) including those acquired during the seismic noise network experiment.

On profile CA, a clearly distinguishable dominant frequency can be easily picked on most point measurements; this dominant frequency varies smoothly from 4 to 11 Hz along the profile. For some points, higher frequencies exhibiting stronger H/V amplitudes could have been wrongly picked (eg., like for point 7, with two major frequencies around 10

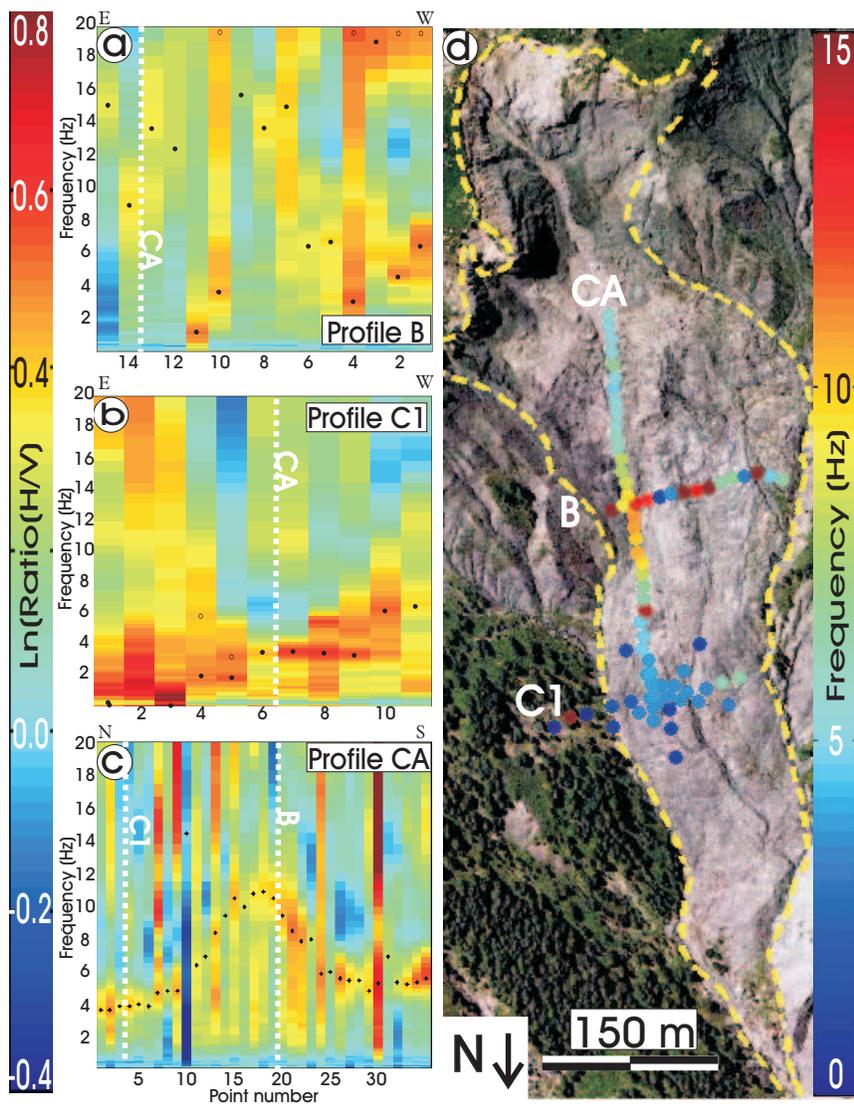


FIG. 7.5 – (a) ratio of the vertical and horizontal component (H/V) of seismic noise analysis and seismic noise network results obtained at the Super-Sauze mudslide along the profile B, (b) the profile C and (c) the longitudinal profile CA. (d) the picked frequency is displayed in colour, including H/V measurements acquired during the seismic noise network experiment. See text for more explanations.

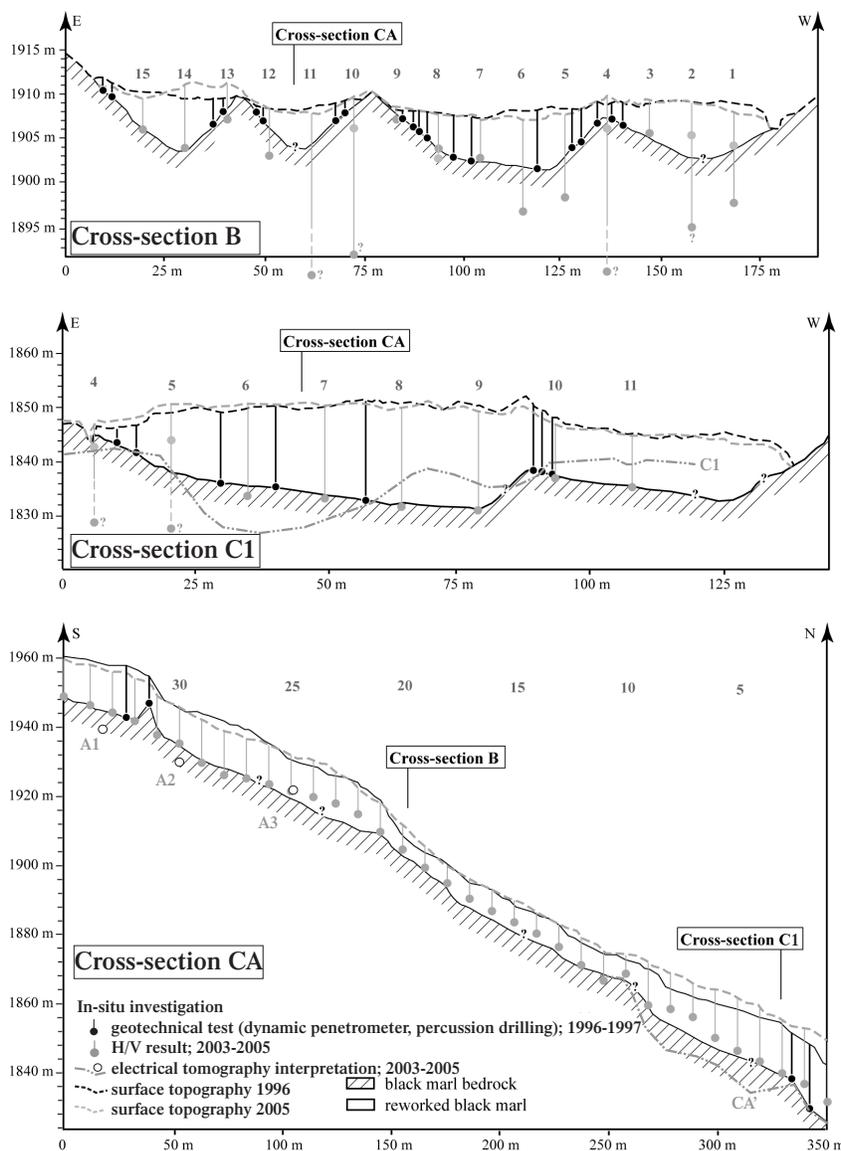


FIG. 7.6 – Interpretation of H/V picked frequencies on the Super-Sauze mudslide for the three profiles B, C1 and CA, assuming an average S-wave velocity of $260 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$. Results from geotechnical and electrical data are also shown for comparison. The interface between sliding material and stable ground was drawn considering all the results, except electrical tomography profile. The presence of two peaks in some H/V ratios (figs. 7.5b and 7.5c) resulted into two possible interpretations, although lower frequencies are expected to be due to the presence of deeper interfaces (former coarse mudslide), acquisition problems or local heterogeneity.

Hz and 15 Hz), but also lower frequencies at some other points. Even if the landslide structure is 3D, the dominant frequency varies continuously, resulting from the smooth variations of the thickness along the profile and by a well-adapted spatial sampling (10 m). In this case, no 3D effect significantly disturbed data acquisition and data processing, implying that surface wave propagation can be considered as 1D (*Bonnefoy-Claudet, 2004*). On profile B several resonance frequencies can be picked at single point measurements, probably generated by interferences from several layers. A blind frequency picking carried out by looking for the maximum of H/V amplitudes resulted in too strong heterogeneities. Consequently, we decided to pick two frequencies at some points, where we propose a non-unique interpretation (fig. 7.6), considering the presence of several layers. Because of large lateral thickness variations over short distances, the selected spatial sampling (every 10 m) is probably too large to identify continuous variations of the correct frequency. To overcome this problem, a denser sampling scheme may improve the interpretation. As the low-frequency (2-3 Hz) mainly appears on the flanks of the mudslide, it may be related to a deeper interface linked to the presence of a former coarse mudslide. Other points (11 on profile B, for example) exhibited amplification at low frequencies, probably due to acquisition problems such as soil/seismometer coupling effects or local subsurface heterogeneities, which disturbed surface-wave propagation. Profile C1 is a mix between profiles CA and B. The observed frequency variations are smoother (fig. 7.5b), and the calculated thickness appear consistent with the geotechnical data except in the eastern part of the profile (from points 1 to 5, points 1 to 3 being located outside of the mudslide). In this area, the discrepancy between our results and geotechnical tests must come from the presence of a former coarse mudslide. Finally, the seismic noise measurements recorded for the network experiment (fig. 7.5d) exhibit frequencies consistent with those derived from the H/V profiles, underlying a smooth geometry of the sliding surface in this part of the mudslide.

Figure 7.6 presents the interpretation of the picked frequencies in term of thickness (grey points). The thickness was computed using the formula $Hs = \frac{Vs}{4f_0}$ with a constant shear velocity $Vs = 260 \text{ m.s}^{-1}$ in the mudslide. This velocity was obtained from our surface wave interpretation and seismic noise network analyses (figs. 7.7 and 7.8). The bedrock geometry was derived from geotechnical data where available (black dots), photogrammetric stereo-restitution of the topography before and after the mudslide (*Weber et Herrmann, 2000*), and H/V interpretation. The surface topography changes between 1996 (when the geotechnical tests were performed) and 2005 (when the geophysical acquisition was carried out) were taken into account. Finally, the blue dashed line corresponds to the interpretation of electrical tomography sections (fig. 7.3). The slipsurface was adjusted using geotechni-

cal measurements. These results show that the interpretation of the picked frequency in term of thickness is particularly consistent with other measurements, even if the structure is 3D. However, it is clear that when H/V spectral ratios exhibit more than one peak in the interesting frequency range, interpretation could be ambiguous and a dense spatial sampling is needed. Variability of the mudslide shear-wave velocity can also explain the small differences between the geotechnical results and the thicknesses derived from the seismic noise data. Electrical results are consistent with the H/V data along profile CA, but less with profile C. This difference comparty result from the lack of accuracy of the electrical tomography (smoothing effect), in particular when carried out with the Wenner configuration.

7.6.4 Seismic noise network

Seismic noise experiment using an array was carried out in the middle part of cross-section C (fig. 7.2). The array consists of three circles (radius of 10, 25 and 50 m) each composed of 6 seismic stations. To validate the dispersion curves derived from these measurements, a longitudinal active seismic profile was also recorded along profile CA (fig. 7.2) using 24 4.5 Hz-vertical geophones placed every 10 m apart.

Figure 7.7 displays the dispersion curves, the derived S-wave velocity models, with associated errors for the passive (fig. 7.7c and d) and active (fig. 7.7a and b) and the energy map of the surface waves survey. Only two seismic noise arrays (radius of 10 and 25 m) were used (transition frequency around 7 Hz on the dispersion curve), the larger one (50 m radius) presenting no dispersion effect (probably due to 3D effects for wavelengths ranging from 16 to 38 m). The two dispersion curves are consistent and display the same variations except at low frequencies (fig. 7.7e). This corroborates that the seismic noise is mainly composed of surface waves, which is one of the major assumptions for 1D seismic noise interpretation.

During the inversion of the dispersion curves derived from seismic noise processing, the H/V peak frequency was added as a priori information. All models which did not satisfy the resonance frequency at the central station of the array were rejected. For both the surface-wave profile and the seismic noise data, models with the lowest misfit values show S-waves velocity ranging between 260 and 300 $m.s^{-1}$ in the topmost layer, with a well-defined thickness between 19-22 m for the noise data. For the surface wave profiles, the thickness is not well constrained between 14 and 24 m. These results are consistent with electrical measurements and H/V data. Within the mudslide, both inversion results showed weak Vs contrasts, which could be related to the observed superimposed units discussed

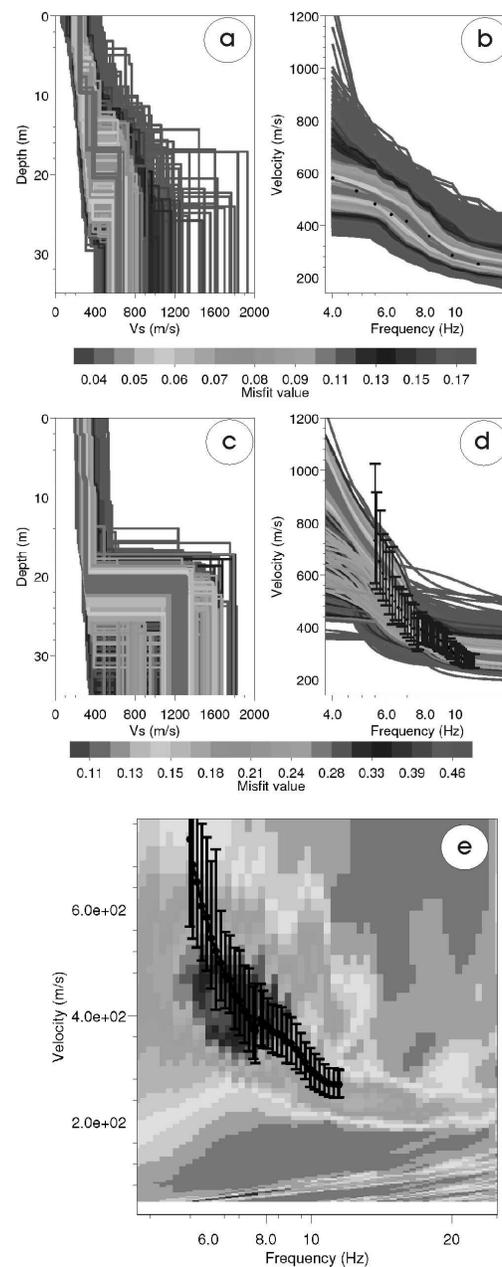


FIG. 7.7 – Inversion results of the dispersion curve obtained from the seismic noise network and from surface wave measurements at the Super-Sauze mudslide. (a) Shear-wave velocity (V_s) models as a function of depth and of RMS error (colour scale) for the surface-wave data and (c) the seismic noise network. (b) Superimposition of the measured dispersion curve with the models derived from the surface-wave profile and (d) the seismic noise array. (e) Superimposition of the seismic noise dispersion curve and of the semblance map of surface waves.

before. On the contrary, the shear-wave velocity in the bedrock is not well constrained. It varies from 600 to 700 $m.s^{-1}$ for the surface wave profiles and from 1100 to 1300 $m.s^{-1}$ for the seismic noise data. Because of the large uncertainty on the dispersion curves of the seismic noise data at low frequencies, we only retained the velocity derived from the surface wave profile.

7.7 Investigation of the Saint-Guillaume translational landslide

7.7.1 Geological, geomorphological and geotechnical setting of the translational landslide

The Saint-Guillaume landslide is located in the Trièves basin (fig 7.1) where many clayey landslides occurred in the past in the so-called varved clays ; these clays are finely laminated glacio-lacustrine deposits dating from the Pleistocene (Würmenien) period (*Antoine et al.*, 1981); (*Van Asch et al.*, 1996). The observed landslides present slip surfaces at different depths (*Antoine et al.*, 1981);(*Nieuwenhuis*, 1991) from shallow ones (4 to 8 m) to more deeper ones (20 to 40 m).

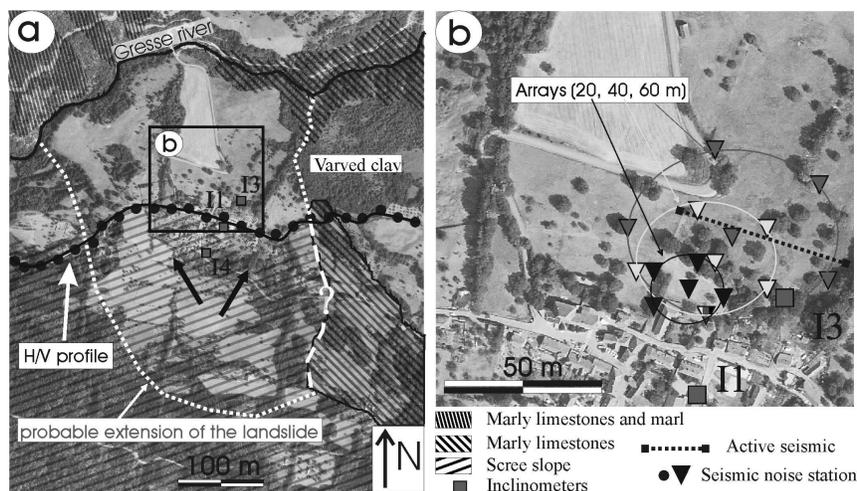


FIG. 7.8 – (a) Aerial photograph of the Saint-Guillaume landslide, including locations of the three inclinometers, the locations of seismic stations and a schematic view of the geology. (b) Enlargement of the zone (right) where seismic noise investigations were carried out.

The investigated landslide is a slow ($1-5 \text{ cm.year}^{-1}$) translational landslide affecting the

small village of Saint-Guillaume. The geological basement is composed of Oxfordian marly limestone covered with 40 to 60 m of varved clays. The landslide is limited to the south by a limestone cliff overhanging a scree hillslope (fig. 7.8). A umbilical zone of limestone is also visible to the east sub-dividing the clay formation into two parts. To the north, the landslide is limited by the Gresse torrent which incised a narrow channel in the varved clays. In the western part of the landslide, a geomorphological survey (geomorphological map, topographic control points) and a geotechnical investigation (with three inclinometers and one piezometer) were carried out from the late nineties (*Gueguen et al.*, 2004); (*Cravoisier et al.*, 2004). The results from the boreholes indicated the existence of an interface between the uppermost varved clay and the marly limestone bedrock at depths of 38.5 m, 61.7 m and 33.1 m for boreholes I1, I3 and I4 respectively (fig. 7.8). The inclinometers detected several slip surfaces inside the clay formation, with the main one and deeper located at 34.5 m, 37.0 m, and 27.0 m depth, respectively. This monitoring system has been complemented since 2003 by geophysical investigations. As a consequence, only a sum up of the main characteristics of the landslide is developed hereafter. Similarly to the Super-Sauze mudslide, seismic noise measurements (H/V and seismic noise network) were tested (fig. 7.8). The comparison with the Super-Sauze results is interesting because the Saint-Guillaume situation presents a smoother bedrock geometry and weaker S-wave contrasts.

7.7.2 H/V method

The H/V profile was carried out along an east-west direction perpendicular to the main displacement direction of the landslide (fig. 7.8). Measurements were made every 20 m, all along the profile, including in the village and on the marly limestone bedrock outcropping at the surface (points 70 to 80). As no clear differences appear on the two horizontal spectra components, only the square root of E-W and N-S components (H) is plotted (fig. 7.9a). Two frequency peaks can be observed around 1.3 Hz (black dots on figure 7.9a, denoted f_0) and ranging from 2 Hz to 12 Hz (circle and black dots on figure 7.9a, denoted f_1). The lower frequency f_0 vanishes from points 55 to 76 (high single frequency) and at the edges of the profiles (low single frequency). In the area where the bedrock outcrops (from point 71 to point 74), maximum values of the H/V ratio are irregular.

S-wave refraction (*Gueguen et al.*, 2004) and surface-wave analysis (fig. 7.10) showed that the S-wave velocity of the upper layer Vdisturbed clays is around 260 m.s^{-1} . We consequently used this velocity to calculate the landslide thickness from the highest peak frequency (fig. 7.9b). Black circles located below point 32 represent the known slip surface

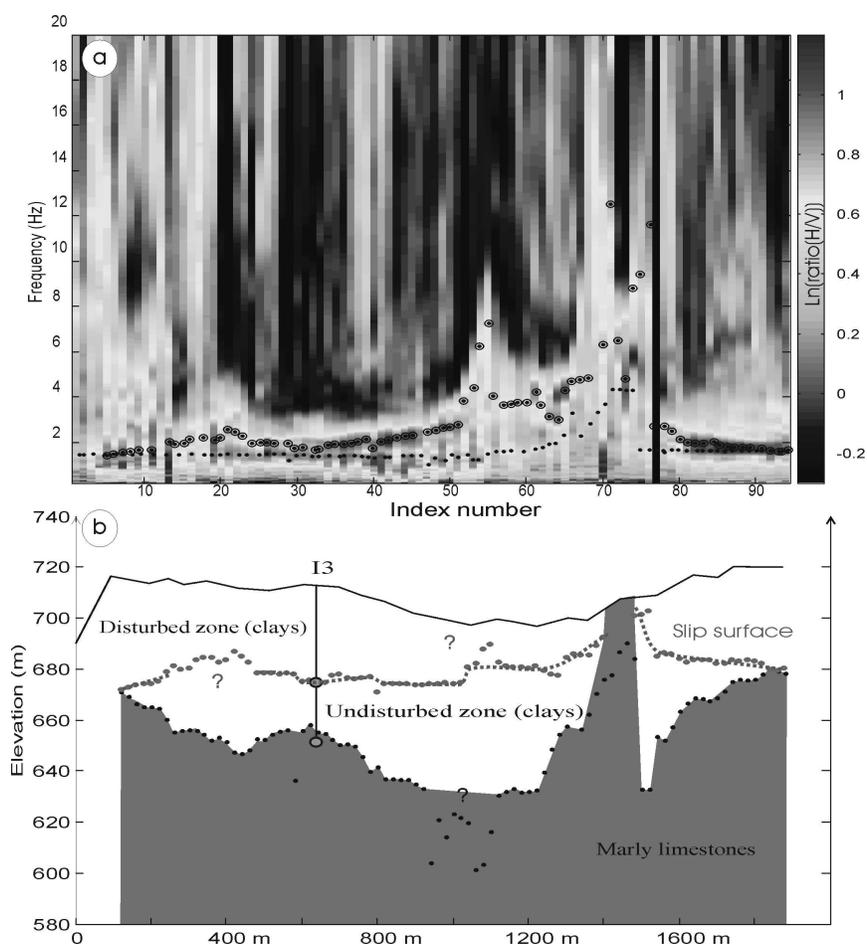


FIG. 7.9 – (a) Ratio of the vertical and horizontal component (H/V) of seismic noise analysis measured along the H/V profile (fig. 7.8) at Saint-Guillaume landslide, with the two picked frequencies (circle and black dots for higher frequency f_1 , black dots for lower frequency f_0) and (b) interpretation of the picked frequencies in term of sliding surface (red dots deduced from f_1) and bedrock geometries (black dots deduced from f_0). The grey dots represent depths of slipsurface and bedrock derived from the inclinometer and borehole measurements.

and bedrock depth derived from I3 inclinometer data. The interface lies between 0 m (where the bedrock reaches the surface) and 50 m deep. Below I3 the landslide bottom deduced from H/V data fits very well with the surface rupture evinced by the inclinometer data. The lower frequency is more difficult to interpret. Because it vanishes where bedrock reaches the surface, it may correspond to the signature of the clay/marly limestone interface located at 61 m by inclinometer I3 (fig. 7.9b). For the frequency to depth conversion, we used a velocity profile that was derived from S-wave refraction analysis (*Gueguen et al.*, 2004) and surface waves analysis (fig. 7.10). Both showed that the undisturbed clays exhibit a velocity $V_{undisturbed\ clays}$ around $550\ m.s^{-1}$. Using an equivalent velocity based on equivalent time propagation ($V_{equivalent} = \frac{(H_{disturbed\ clays} + H_{undisturbed\ clays})}{(H_{disturbed\ clays}/V_{disturbed\ clays} + H_{undisturbed\ clays}/V_{undisturbed\ clays})}$), the low frequency maximums were picked and converted to depth, in order to obtain an image of the bedrock topography. It is consistent with the bedrock depth measured at borehole I3 and fits remarkably with an electrical tomography profile that reaches the bedrock at a depth of 80 m (*Gueguen et al.*, 2004). Collectively, these results suggest that the slip surface develops first at the clay/bedrock interface when bedrock is close to the surface, and then within the clay layer (as confirmed by inclinometer monitoring). Compared to the Super-Sauze mudslide, the frequency picking was easier because structures are less complex and less laterally heterogeneous.

7.7.3 Seismic noise network

Seismic noise measurements with station arrays were carried out near the location of inclinometer I3. They involved three arrays with radius of 20, 40 and 60 m (fig. 7.8). Similarly to the Super-Sauze mudslide study, this investigation was combined with an active seismic experiment using 24 4.5 Hz-vertical geophones. The data were processed in the same way as for the Super-Sauze investigation. Figure 7.10 shows the results derived from both passive and active seismic surveys. The frequency range of the dispersion curves largely differs depending on the method. Indeed, the passive method provided useful information in the [2.5-6.5 Hz] frequency range and the active method in the [4-12 Hz] frequency range. In the [4-6.5 Hz] frequency range, the dispersion curves are remarkably similar, (fig. 7.10e). This observation confirms again that the largest part of the energy contained in the seismic noise is carried by surface waves. The inversion process was also performed using the H/V constraint for the passive network.

The best models (lowest RMS) for the active and passive experiments are consistent with the geotechnical and geophysical data. The S-wave velocity of the topmost layer is well constrained for both experiments, ranging from 260 to $280\ m.s^{-1}$. It corresponds to

the unstable clayey zone affected by deformation, with a thickness between 31 and 34 m from the passive method and between 28 and 30 m from the active method. The difference may result from the 3D smoothing property of the array, which integrates information from a larger volume zone. Moreover, the surface wave acquisition was carried out at the N-W edge of the array.

As discussed before, S-wave velocities are close to 550 m.s^{-1} ($V_p=1800 \text{ m.s}^{-1}$) in the stable clay layer and reach more than 800 m.s^{-1} ($V_p > 2500 \text{ m.s}^{-1}$) in the marly limestone bedrock. Figure 7.10 indicates that both methods yielded S-wave velocity of around 600 m.s^{-1} in the second layer (stable clays). However, they were unable to detect and characterize the bedrock top, due to the limited range of the dispersion curve at low frequency and the large data uncertainty.

7.8 Conclusions

Electrical tomography and two seismic noise experiments were carried out on two landslides with different characteristics :

1. a mudslide characterized by abrupt 3D variations in the bedrock geometry and large S-wave velocity contrasts,
2. and a translational landslide where the slip surface geometry as well as the S-wave contrasts are smoother.

The 2D electrical tomography sections provided valuable and continuous information about the pseudo-3D geometry of the mudslide. H/V measurements showed their efficiency in characterizing the contact between the stable and unstable material in both landslides, as well as the bedrock interface for the translational landslide. Difficulties in H/V data interpretation arose on the mudslide, because of multiple resonance frequencies. Some of them are perhaps due to deeper interfaces, heterogeneities or bad coupling effects during acquisition. Our study on H/V measurements on landslides demonstrates that they have to be performed along profiles in order to follow frequency peaks which can dramatically vary in heterogeneous conditions. Also the spatial sampling has to be dense enough and be adapted to the 3D geometry.

V_s profiles deduced from the seismic noise array measurements on both sites were compared to geotechnical data, as well as to results provided by active surface-wave investigations. First, the obvious similarity in the dispersion curves of the active and passive methods at the two sites indicate that the seismic noise was mainly made of surface waves.

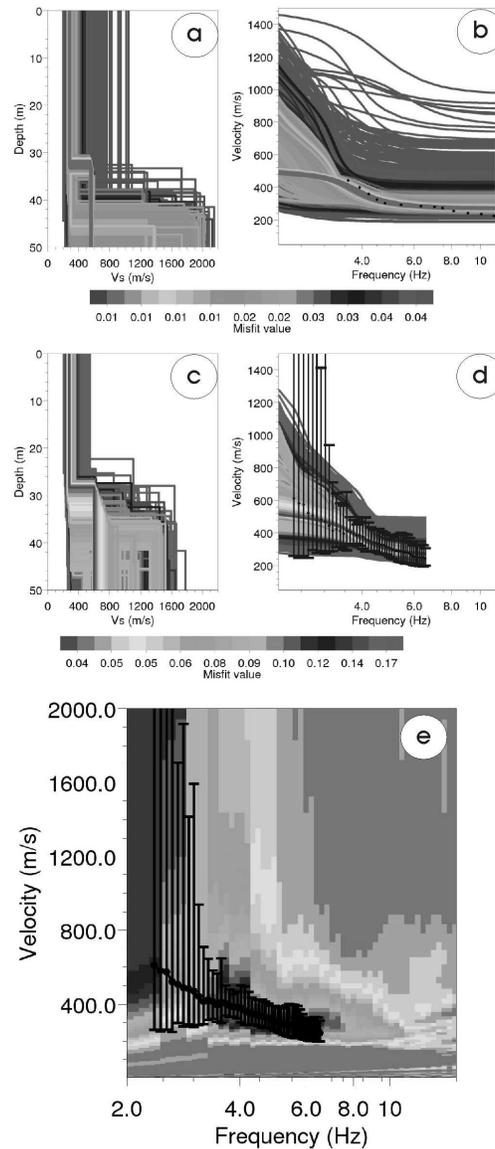


FIG. 7.10 – Inversion results of the dispersion curve obtained from the seismic noise network and from surface wave measurements at the Saint-Guillaume landslide. (a) Shear-wave velocity (V_s) models as a function of depth and of RMS error (colour scale) for the surface-wave data and (c) the seismic noise network. (b) Superimposition of the measured dispersion curve with the derived models from the surface-wave profile and (d) the seismic noise array. (e) Superimposition of the seismic noise dispersion curve and of the semblance map of surface waves.

Secondly, we observed, particularly on the Super-Sauze site, that large arrays are not always efficient due to 2D/3D effects on surface waves. The largest array enabled us to record consistent dispersive waves at low frequencies on the Saint-Guillaume landslide.

In the two studied landslides large S-wave velocity contrasts were found across the slip surfaces, which were detected and measured by seismic noise methods. Consequently, combined to numerical simulations, seismic noise methods may be of high interest to identify and map slip surfaces in 3D.

7.9 Acknowledgments

This work was supported by grants from the French Ministry of Research within the ACI Project SAMOA 'Surveillance et Auscultation de MOuvements gravitaires Alps' (Coordinators : C. Delacourt, O. Maquaire and D. Amitrano) and the ACI Project GACH2C 'Glissements Alps à Contrôle Hydrologique et Changement Climatique' (Coordinators : O. Maquaire and J.-P. Malet). The investigation carried out at Saint-Guillaume was supported by grants from the Conseil Général de l'Isère within a 'Pôle Grenoblois des Risques Naturels' project. We express our gratitude to the RTM38 and particularly to Mrs. Catherine Moulin for providing geotechnical data on the Saint-Guillaume landslide. We also thank all the colleagues who helped us during the field investigations, as well as the people from the city office of Saint-Guillaume, and particularly Eliane Paquet. We thank M. Wathélet for providing access to his inversion software SESARRAY.

Chapitre 8

Étude du glissement de Léaz

Le glissement de terrain de Léaz, qui domine la retenue de Génissiat sur le Rhône (figures 8.1 et 8.2), était connu dès 1934 avant la construction du barrage, mais n'avait pas fait l'objet d'études particulières. Suite à une réactivation des mouvements, une surveillance a été progressivement mise en place, parallèlement à des reconnaissances géologiques classiques. Ainsi, depuis 1964, un système de surveillance composé de 42 témoins topographiques, de 15 sondages mécaniques, de 9 cellules de pression interstitielle et de 12 piézomètres a été mis en place sur le site de Léaz. Le but de ces études était de préciser le volume en mouvement, le rôle éventuel de la retenue dans ces mouvements ainsi que de prévoir dans quelles conditions des masses importantes de matériaux pourraient arriver dans la retenue et à quelle vitesse (*Azimi et al.*, 1992).

L'objectif de ce chapitre est d'étudier un site dont les mécanismes de mouvement et la géométrie sont bien déterminés afin de comparer les interprétations géophysiques aux données géotechniques. Cette étude permettra d'établir les avantages et limites des méthodes géophysiques (tomographie électrique et sismique, analyse des ondes de surface et mesures de bruit de fond) déployées pour l'étude des glissements de terrain dans les argiles.

8.1 Synthèse des données existantes

Le glissement de Léaz (figure 8.2) affecte des terrains quaternaires essentiellement constitués par des faciès glaciaires, fluviaux et fluvio-glaciaire (figures 8.3 et 8.4 *Azimi et al.*, 1992). Ces terrains quaternaires recouvrent un bassin molassique tertiaire d'axe nord-sud, lui-même limité à l'ouest et à l'est par deux anticlinaux de terrain calcaires : le grand Colombier et le Crêt d'Eau. Par ailleurs, une faille orientée N135°E (F1) affecte la limite est du contact entre le bassin et l'anticlinal, à proximité de laquelle se développe le

glissement de Léaz (figure 8.3).

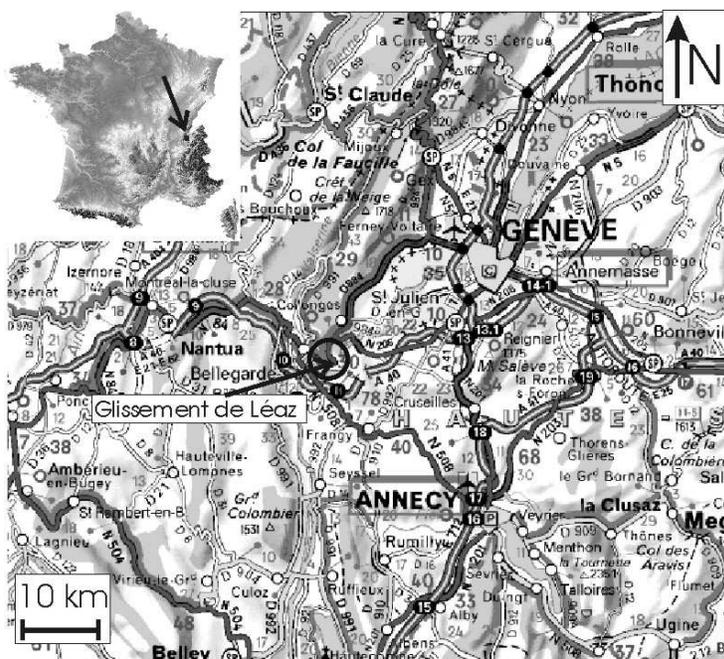


FIG. 8.1 – Localisation du glissement de Léaz.

La synthèse des reconnaissances géologiques et des sondages mécaniques est présentée dans le tableau 8.1 et les figures 8.3 et 8.4.

Sur cette base, on peut distinguer les formations suivantes :

- les calcaires forment le massif des Roches de Léaz. De l'autre côté du Rhône, ces calcaires forment les grandes falaises du Vuache (figure 8.1 et 8.3) ;
- le substratum de marnes situé à plus de 30 m de profondeur sous le glissement, est stable et son toit est parallèle à la surface topographique (pente 10-15 °) ;
- une terrasse d'alluvion ancienne (aw), affleurant au bord du Rhône, est stable ;
- le glissement s'opère dans une formation d'argiles litées d'origine glacio-lacustre (argile grise : ag et argile sableuse à blocs : mw).

Le glissement est limité au nord par le massif calcaire des Roches, au sud et sud-ouest par le chemin d'Orge Combe (figure 8.3). Les berges du Rhône sont stables jusqu'à la côte 370 environ, à l'exception des recouvrements d'argile et de moraine qui descendent jusqu'au Rhône en recouvrant les alluvions anciennes.

La surface de glissement repérée par de simples tubes de déformation, est située dans les argiles grises entre 12 et 18 m de profondeur, sensiblement parallèle à la surface topographique (Azimi *et al.*, 1992, figure 8.4). Le volume total en mouvement est de 1 400 000



FIG. 8.2 – Photographie du glissement de Léaz prise depuis la rive droite du Rhône (vue vers l'ouest ; Desvarreux, 1972)

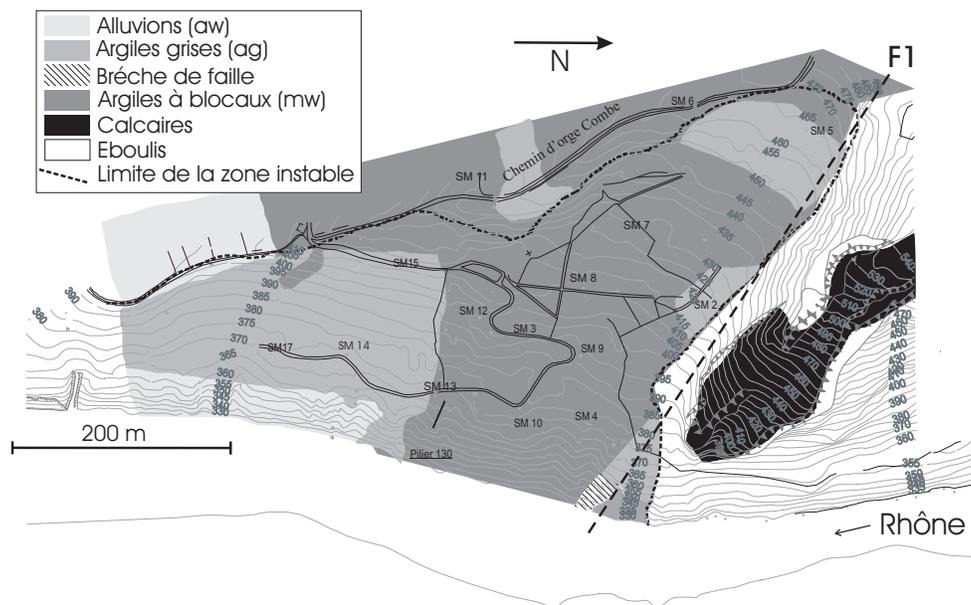


FIG. 8.3 – Carte topologique montrant les limites du glissement de Léaz ainsi que les formations géologiques, la localisation des sondages mécaniques et de la coupe géologique (a-a') présentée à la figure 8.4

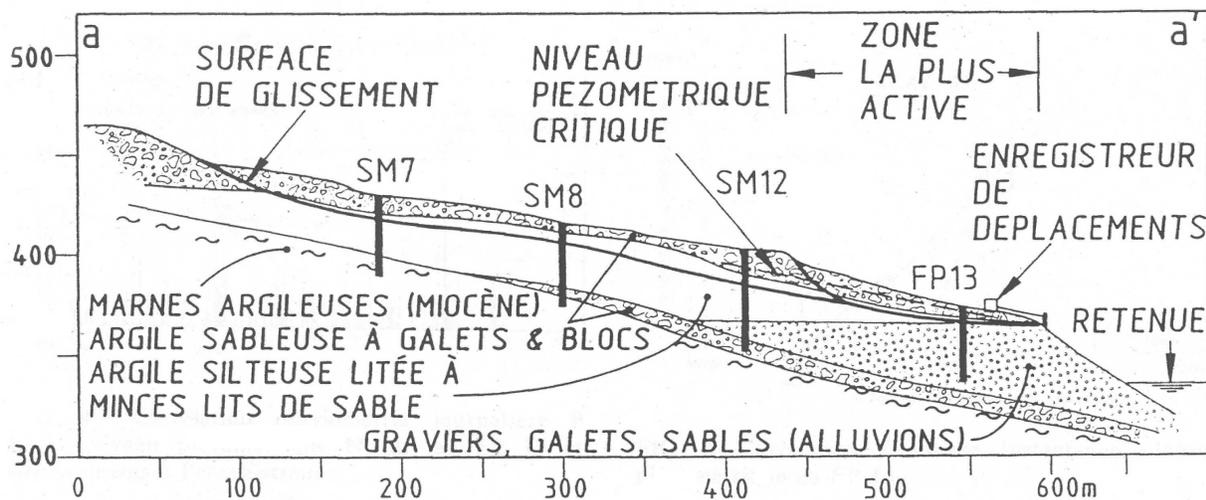


FIG. 8.4 – Coupe géologique du glissement de Léaz *Azimi et al.* (1992), dont la position est donnée sur la figure 8.3 (a-a')

m^3 .

Un dispositif de surveillance composé de 30 bornes et repères levés par topographie a permis d'établir une carte des déplacements pendant la période août 1967 et août 1968 (figure 8.5). Une zone plus active de $100\,000\ m^3$ (déplacement $> 500\ mm$ entre août 1967 et août 1968) se développe dans la partie basse du glissement (figure 8.5). Depuis la mise en place d'un réseau de drainage, le glissement a considérablement ralenti (déplacement moyen actuel $< 30\ mm/an$).

Le glissement de Léaz a été équipé de 9 cellules de pression interstitielle et de 12 piézomètres pour mesurer le niveau de la nappe (tableau 8.1). Des corrélations entre les niveaux piézométriques et la vitesse des mouvements ont été établies par *Azimi et al.* (1992). Ils déterminent notamment des niveaux critiques pour SM12 et SM13, au-delà desquels le glissement subit une accélération.

8.2 Résultats géophysiques antérieurs

Des prospections géophysiques antérieures ont été réalisées par l'ADRGT (*Biarez et al.*, 1972) au voisinage des sondages SM7, SM8, SM12 et SM13. Elles ont permis de caractériser les propriétés géophysiques des différents terrains présents sur le site de Léaz. Une série de 82 sondages électriques a notamment été effectuée, avec un étalonnage réalisé au voisinage du sondage mécanique SM7. Le tableau 8.2 présente la synthèse des valeurs de résistivité

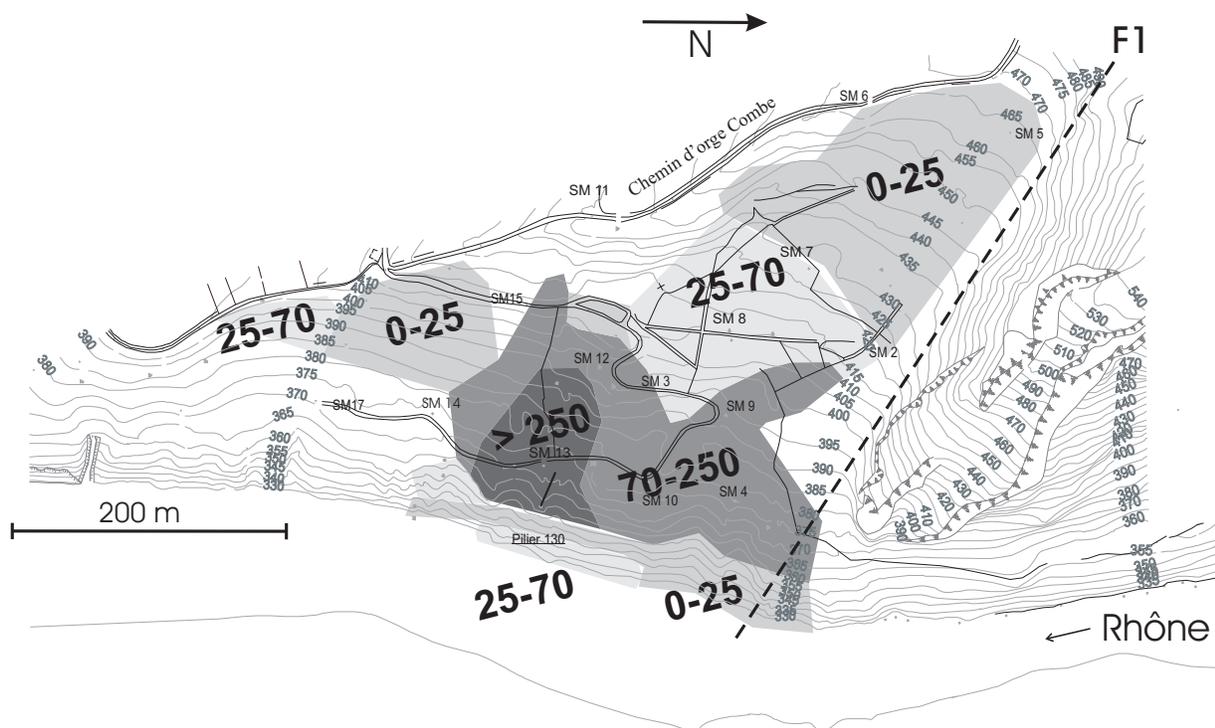


FIG. 8.5 – Déplacements en millimètre entre Août 1967 et Août 1968, *Desvarreux* (1970)

obtenues dans les différentes formations géologiques. Aucun contraste de résistivité n'a été remarqué entre la couche en mouvement et les terrains stables. Cette technique qui suppose que le milieu est tabulaire, ne permet qu'imparfaitement d'établir la géométrie des formations géologiques.

Lors d'une prospection sismique réfraction, *Biarez et al.* (1972) ont réalisé deux profils de 250 m et 300 m de long. L'un de ces profils, acquis longitudinalement au glissement (figure 8.6), a mis en évidence une interface vers 10 à 12 m de profondeur. Cette interface ne correspond pas à un changement lithologique. Elle met en contact des terrains où V_P est compris entre 900 et 1200 $m.s^{-1}$ et des argiles caractérisées par des vitesses de 2400 $m.s^{-1}$. Les interfaces réfracteurs en V_P semblent donc corrélés avec la surface de glissement. Ce contraste est très important (de 900-1200 $m.s^{-1}$ à plus de 2400 $m.s^{-1}$), et pourrait aussi correspondre au toit de la nappe aquifère. Il nous a donc semblé intéressant, pour lever cette ambiguïté, de comparer les valeurs de V_P et V_S . En effet, V_S n'est pas sensible à la présence d'eau, en outre, elle est plus sensible à la déformation par cisaillements que V_P .

	P_{sg}	Nappe	aw1	ag	aw2	Marnes
SM2	13.6		0-1.95	1.95-22.6	22.6-32.3	32.3
SM3	12.5		0-11.9	11.9-28	28 > 40	
SM4	14.1		0-9.6	9.6-14.5	14.5-30.45	30.45 > 50.6
SM5				0-16	16-36	36 > 41
SM6			0-13	13-34.3	34.3-45.5	45.5 > 53.8
SM7	11.2	9	0-10.9	10.9-31.8		31.8 > 40.3
SM8	7.3	6	0-5	5-32	32 > 39.2	
SM9		2-6	0-6	6-24	24-36	36 > 40.4
SM10	18.5		0-16	16-18.9	18.9- > 50	
SM11		20-22	0-45.2	45.2 > 60		
SM12		7-9.6	0-13.2	13.2-32	32 > 50	
SM13	7.6	2.4-5.1	0-7.3	7.3-8.3	8.3 > 35	
SM14	8.8	2.5		0-10.3	10.3 > 30	
SM15		6		0-44	44 > 50	
SM17	10.9			0-11	11 > 50	

TAB. 8.1 – Profondeur en mètres de la surface de glissement (P_{sg}), de la nappe, des argiles sableuses en surface (aw1) et en profondeur (aw2), des argiles grises (ag) et des marnes.

8.3 Prospections géophysiques

Dans le cadre de cette thèse, nous avons utilisé plusieurs techniques géophysiques sur le glissement de Léaz, afin de déterminer les paramètres géophysiques permettant de détecter la surface de glissement. Nous avons généralement positionné les profils géophysiques aux abords de sondages mécaniques dans le but de comparer les interprétations des deux techniques. Dans ce cadre nous avons effectué en deux campagnes de mesures (3 jours en avril 2004 et 2 jours en juin 2005) 2 tomographies électriques, 2 tomographies sismiques, 2 sismiques réfraction en ondes S et une en ondes P, des mesures de bruit de fond en réseau et 2 profils de mesures de H/V (figure 8.7).

8.3.1 Les tomographies électriques

Nous avons réalisé deux profils de tomographie électrique (PE1 et PE2) sur le glissement de Léaz pour estimer la résistivité des formations géologiques, ainsi que pour détecter un éventuel contraste de résistivité entre les terrains remaniés et les terrains sains.

Le profil PE1, transverse au glissement, passe par les forages SM11 et SM7 (figures 8.7

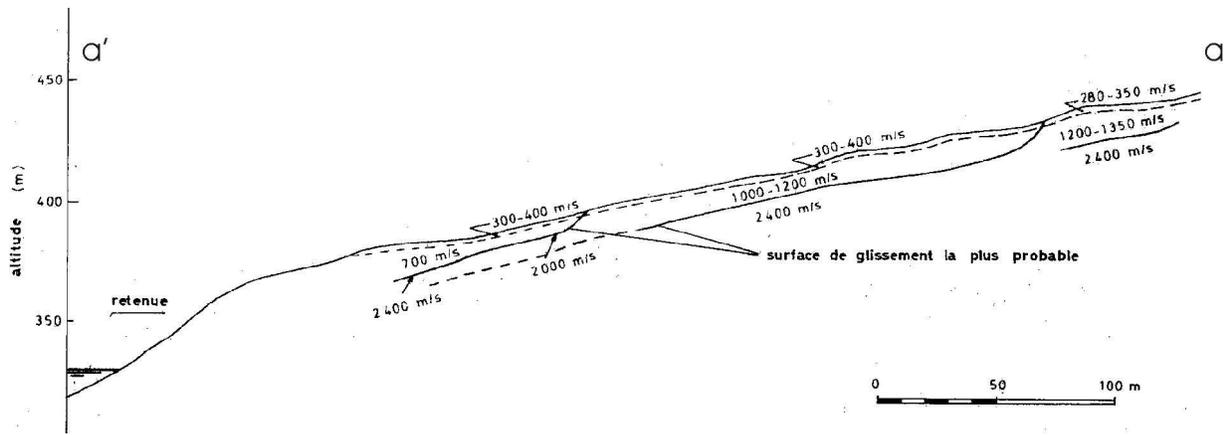


FIG. 8.6 – Interprétation de la sismique réfraction *Biarez et al. (1972)*

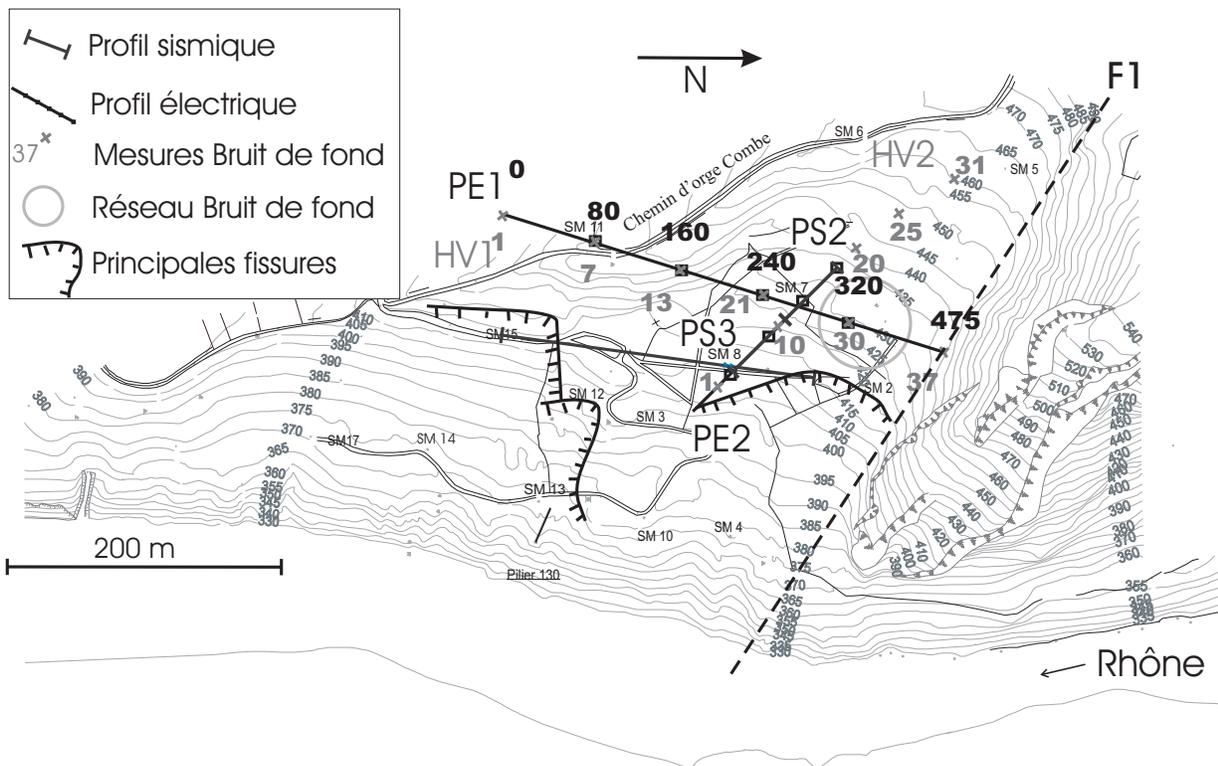


FIG. 8.7 – Localisation des profils et des mesures géophysiques

Formation	Résistivité en $\Omega.m$
Argile sableuse (mw)	75-200
Argile grise et passages sableux (ag)	20-60 et 75-200
Graviers inférieurs (aw)	300-800
Graviers peu argileux (aw)	500-1500

TAB. 8.2 – Résistivité des différentes formations présentent sur le glissement de Léaz

et 8.8). Le dispositif utilisé est de type Wenner (AM=MN=NB), avec 80 électrodes espacées de 5 m, soit une longueur totale de 395 m et une profondeur d'investigation maximale de 65 m environ. Le profil PE2, longitudinal au glissement, passe par les sondages SM7 et SM8 (figures 8.7 et 8.8). L'acquisition est effectuée en mode Wenner avec 64 électrodes espacées de 3 m, soit une longueur de 189 m et une profondeur d'investigation maximale de 32 m environ.

Les figures 8.8 et 8.9 montrent la répartition des valeurs de résistivités en fonction de la profondeur après inversion en 2D au moyen du logiciel RES2DINV selon la méthode des moindres carrés (*Loke et Barker, 1996*). La validité des résultats est donnée par la valeur du RMS qui est relativement faible : 4.8 % pour PE1 et 3.6 % pour PE2 après 5 itérations.

La position des sondages SM11, SM7 et SM8 est représentée sur les figures 8.8 et 8.9 avec leur coupe simplifiée. Le sondage SM11 indique la présence d'une couche d'argile sableuse (mw) de 45.2 m d'épaisseur surmontant une couche d'argile grise (ag). Le sondage SM7 a permis de détecter une couche de 10.9 d'argile sableuse (mw) surmontant 20 m d'argile grise (ag) reposant sur le substratum marneux. La surface de glissement au niveau du sondage SM7 a été détectée à une profondeur de 11.2 m dans la formation d'argile grise.

Ces tomographies mettent en évidence un contraste de résistivité entre les argiles sableuses (mw, $\rho_{mw} > 100 \Omega.m$) et les argiles grises (ag, $\rho_{ag} < 60 \Omega.m$). Ces valeurs de résistivité sont en accord avec les études antérieures ($\rho_{mw} \in [75-200]$, $\rho_{ag} \in [20-60]$). Il ne semble cependant pas exister de contraste assez fort entre les marnes (substratum) et les argiles grises, permettant de les distinguer. Ces deux tomographies ont permis de mettre en évidence l'extension en profondeur et latéralement de l'argile sableuse (mw, figure 8.9). Il n'existe cependant pas de contraste de résistivité suffisamment important pour être imagé entre la masse active et le terrain stable (au sein des argiles grises). Par conséquent, cette technique a échoué pour l'imagerie 2D de la zone en mouvement. Cependant, en considérant le profil PE2, on peut admettre qu'il puisse exister une surface de glissement plus profonde que celle repérée par coincement de calibres dans les tubes de déformation, plus lente que la première et qui suivrait les zones de plus faibles résistivités, entre 14 et 20 m

de profondeur.

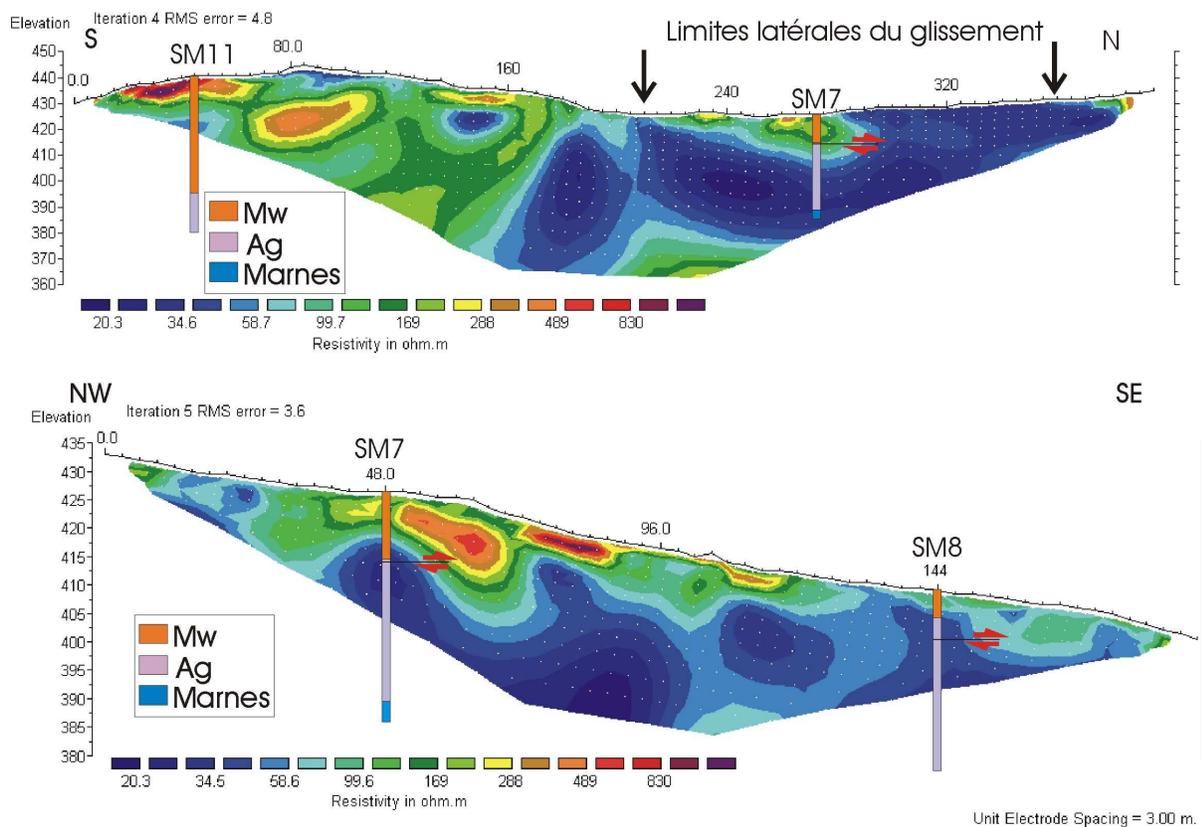


FIG. 8.8 – Tomographies électriques du glissement de Léaz. PE1 (395 m) est transverse au mouvement, PE2 (189 m) est longitudinal (voir figures 8.7 et 8.9).

8.3.2 Prospections sismiques actives

Nous avons réalisé trois profils sismiques sur le glissement de Léaz (figure 8.7). Sur les signaux enregistrés, nous avons étudié les premières arrivées des ondes P (PS2 et PS3) et S (PS2 et PS3) ainsi que les ondes de surface (PS1, PS2 et PS3).

Le profil PS1, transverse au mouvement, croise les forages SM15, SM8 et SM2. Nous avons déployé 24 géophones verticaux 4.5 Hz tous les 10 m (longueur = 230 m) et réalisé 9 tirs à l'explosif (figure 8.7) dans le but d'enregistrer les ondes de surface. Nous avons réalisé le profil PS2 longitudinalement au glissement avec 24 géophones verticaux. Il est parallèle au profil électrique PE2 et passe par le sondage SM7. L'intertrace est de 3 m. Nous avons effectué 7 tirs dont 2 offset (stack de 20 coups de masse) le long du profil. Sur ce même profil, nous avons réalisé un profil en ondes S avec 24 géophones horizontaux

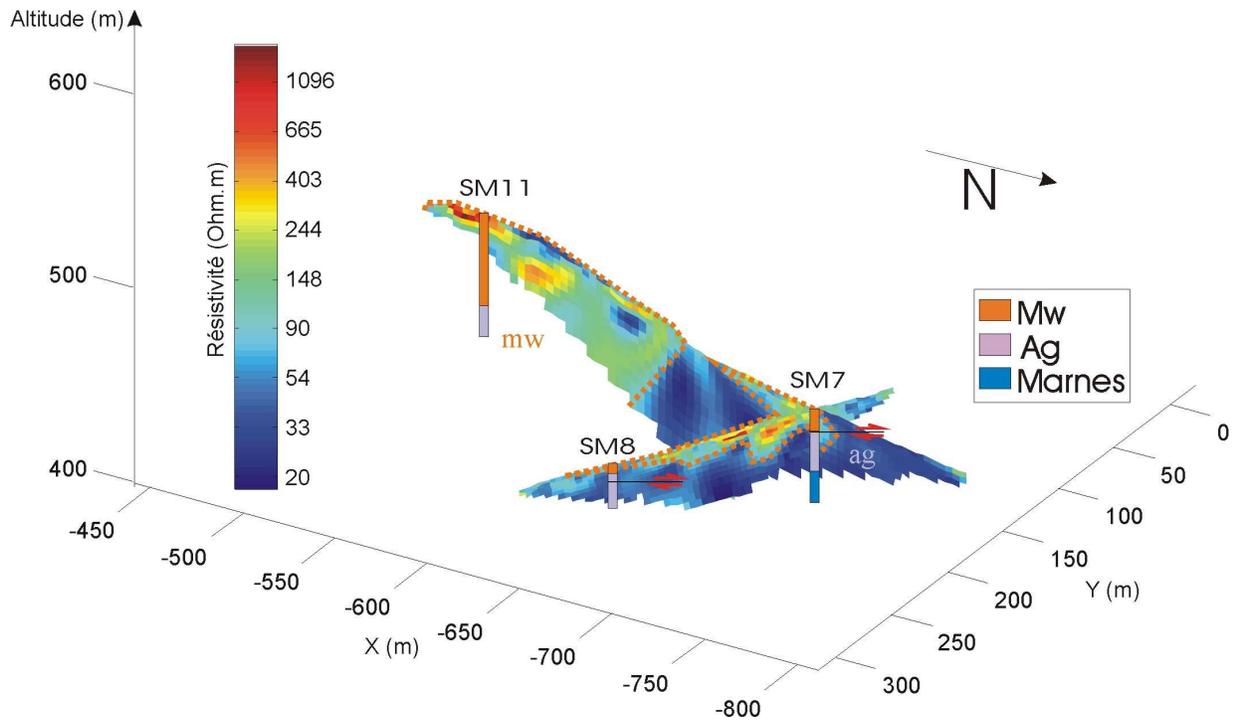


FIG. 8.9 – Représentation en 3 dimensions des tomographies électriques PE1 et PE2 réalisées sur le glissement de Léaz

espacés de 3 m. Pour générer des ondes de cisaillement nous avons donné 20 coups de masse de chaque côté d'une poutre posée transversalement au profil. Le profil PS3 acquis dans le prolongement vers l'aval du profil PS2 atteint le sondage SM8. Nous avons déployé 24 géophones horizontaux et verticaux espacés de 3 m et effectué 3 tirs en ondes P et en ondes S.

Ondes P

PS2

Une interprétation en sismique réfraction classique obtenue pour le profil PS2 (figure 8.10) montre une première interface à 2 m de profondeur qui sépare une couche très lente ($V_{P_1} = 255 \text{ m.s}^{-1}$) et une couche plus rapide ($V_{P_2} = 790 \text{ m.s}^{-1}$). Une troisième couche où $V_{P_3} = 2250 \text{ m.s}^{-1}$, est localisée à environ 10 m de profondeur. La tomographie sismique (figure 8.11) montre un fort gradient vertical de vitesse aux alentours de 10 m de profondeur. En effet, la vitesse des ondes P passe de moins de 400 m.s^{-1} en surface à plus de 2000 m.s^{-1} à 12 m de profondeur. Par ailleurs, cette tomographie montre qu'il n'y a pas de gradient de vitesse horizontal. La comparaison de ces données géophysiques et du sondage SM7 montre que l'interface localisée à 10 m de profondeur pourrait être liée soit à un contraste de vitesse entre les argiles sableuses (mw) et les argiles grises (ag), soit à la surface de glissement, soit à la nappe.

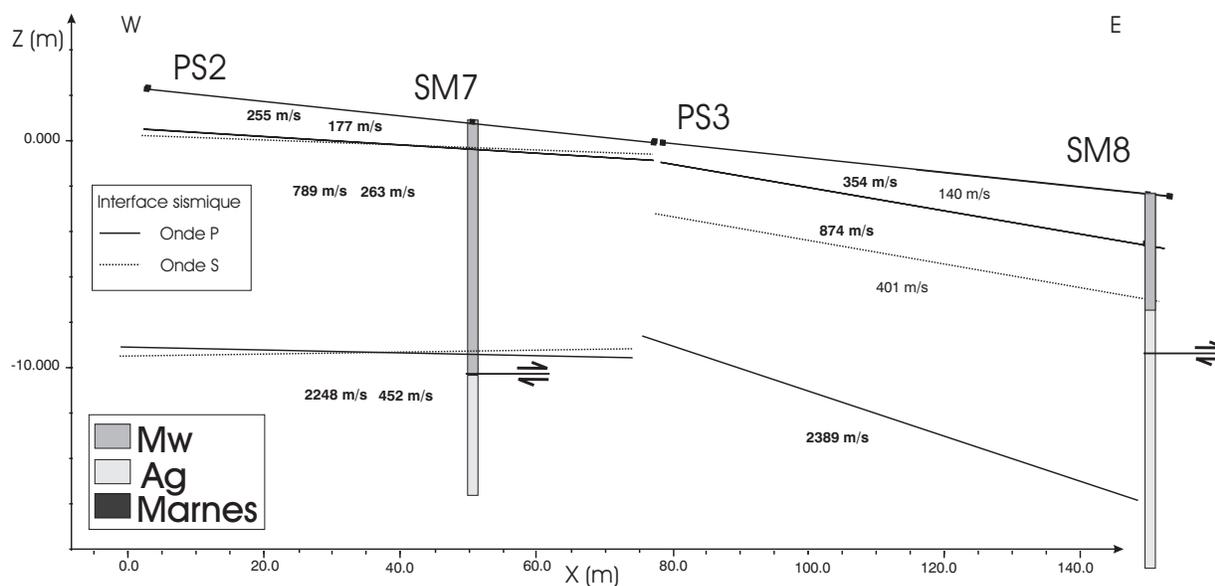


FIG. 8.10 – Sismique réfraction en ondes P et en ondes S sur les profils PS2 et PS3

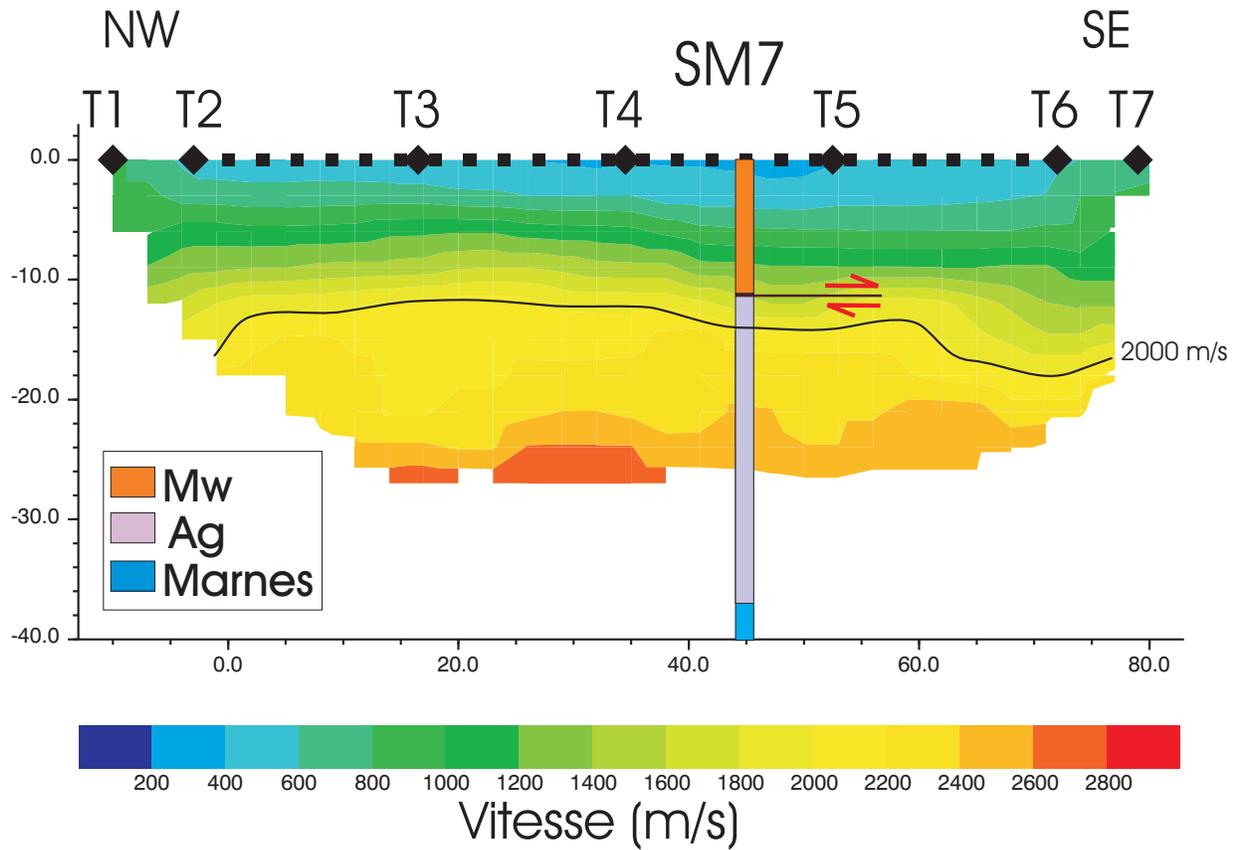


FIG. 8.11 – Tomographie sismique du glissement de Léaz le long d'un profil longitudinal au mouvement (PS2)

PS3

Le profil PS3 en ondes P montre deux interfaces de réfraction (figure 8.10). La première est localisée à environ 2 m de profondeur, tandis que la deuxième est localisée à environ 10 m de profondeur. La partie amont de ce profil est en très bon accord avec les résultats du profil PS2. En effet, les vitesses sismiques obtenues dans les différentes couches sont très proches ($V_{P_1} = 354 \text{ m.s}^{-1}$, $V_{P_2} = 874 \text{ m.s}^{-1}$ et $V_{P_3} = 2389 \text{ m.s}^{-1}$) ainsi que les profondeurs de chaque interface. Cependant, au niveau du sondage SM8, l'interface est plus profonde que la limite entre les argiles sableuses (mw) et les argiles grises (ag), et que la surface de glissement. On en déduit que le remaniement par le mouvement de la couche superficielle (7.2 m d'épaisseur) ne provoque pas un contraste en V_P suffisamment important pour être détecté par sismique réfraction. L'interface de réfraction située à environ 10 m de profondeur, peut être liée à la présence d'une deuxième surface de glissement ou à la nappe.

Ondes S**PS2**

La sismique réfraction en ondes S sur le profil PS2 montre 2 interfaces dont la position est semblable à celles en ondes P. La première couche est caractérisée par une vitesse $V_{S_1} = 177 \text{ m.s}^{-1}$, la seconde par une vitesse de 263 m.s^{-1} et la troisième par $V_{S_3} = 452 \text{ m.s}^{-1}$. Le contraste en V_P est beaucoup plus fort que celui en V_S ce qui semble indiquer que le contraste en V_P est en partie lié à la présence de la nappe.

PS3

L'interface sismique obtenue sur ce profil ne correspond pas à l'interface obtenue pour les ondes P. La couche inférieure, dont le toit se situe aux alentours de 4 m de profondeur, a une vitesse en ondes S de 400 m.s^{-1} . Sur cette couche se superpose un milieu dont la vitesse est de l'ordre de 140 m.s^{-1} . En outre, nous ne détectons pas la couche profonde. Nous proposons une interprétation de ce résultat dans la conclusion (§ 8.4).

Ondes de surface

Le calcul de la courbe de dispersion des ondes de surface par la méthode fk, a été effectué en utilisant les tirs extérieurs aux profils sismiques en ondes P. Pour les offset lointains ($> 30 \text{ m}$) nous avons utilisé toutes les traces. Pour les offset proches, nous avons pris les douze traces des géophones les plus éloignés de la source. Pour chaque profil, nous avons calculé la moyenne des courbes de dispersion déterminées pour chacun des tirs.

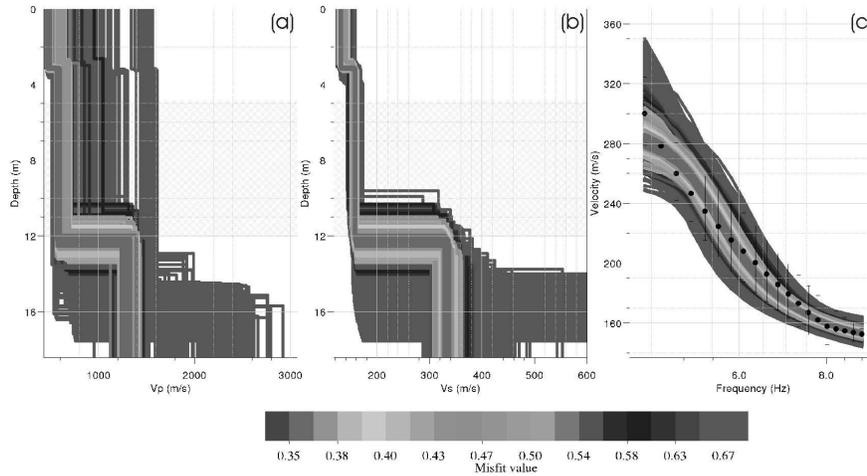


FIG. 8.12 – Résultats de l'inversion de la courbe de dispersion obtenue sur le profil sismique PS1. (a) Modèles de V_P en fonction de la profondeur et de l'erreur (échelle de couleur). (b) Modèles de V_S en fonction de la profondeur et de l'erreur (échelle de couleur). (c) Superposition de la courbe de dispersion avec les modèles calculés.

PS1

Nous avons une courbe de dispersion moyenne définie entre 4.4 et 9 Hz. L'écart en vitesse entre les 4 courbes de dispersion (les quatre offset) est inférieur à 7 %. Nous obtenons ainsi une courbe de dispersion présentant une faible incertitude. L'inversion par algorithme de voisinage (chapitre 1.2.2) de la courbe de dispersion des ondes de surface du profil PS1, permet de détecter deux interfaces localisées à 3 m et entre 12 m et 13 m de profondeur (figure 8.12). La vitesse des ondes S dans la couche de surface est de l'ordre de 130 m.s^{-1} . La vitesse augmente faiblement à 3 m de profondeur pour atteindre 160 m.s^{-1} . La vitesse dans la troisième couche varie entre 320 m.s^{-1} et 340 m.s^{-1} . Le sondage SM8 a permis de localiser la surface de glissement à 7.2 m de profondeur. Par conséquent, le contraste de vitesse en ondes S ne semble pas lié à la présence de la surface de glissement. La profondeur de l'interface majeure localisée entre 12 et 13 m de profondeur est cohérente avec la profondeur de l'interface obtenue par sismique réfraction en ondes P sur le profil PS3 (14 m). L'interface localisée à 3 m de profondeur est en accord avec la sismique réfraction en ondes S qui a détecté une interface à 4 m de profondeur. Toutefois, les valeurs de vitesse sont plus faibles pour celles obtenues par inversion ($V_{S_1} = 130 \text{ m.s}^{-1}$; $V_{S_2} = 160 \text{ m.s}^{-1}$) que par sismique active ($V_{S_1} = 140 \text{ m.s}^{-1}$; $V_{S_2} = 400 \text{ m.s}^{-1}$). Cette différence peut être expliquée par les incertitudes du pointé des ondes S en sismique réfraction et de leur interprétation.

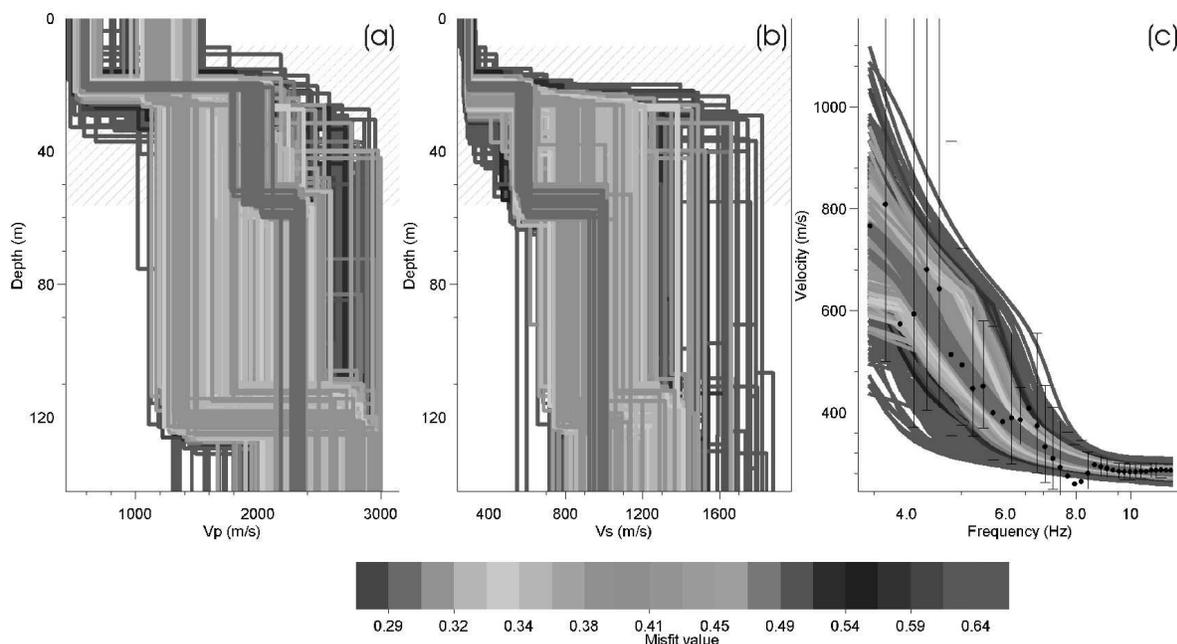


FIG. 8.13 – Résultats de l'inversion de la courbe de dispersion obtenue sur les profils sismique PS2, PS3 et bruit de fond réseau. (a) Modèles de V_P en fonction de la profondeur et de l'erreur (échelle de couleur). (b) Modèles de V_S en fonction de la profondeur et de l'erreur (échelle de couleur). (c) Superposition de la courbe de dispersion avec les modèles calculés.

PS2 et PS3

Les profils PS2 et PS3 sont localisés dans le même secteur que le réseau de mesure de bruit de fond sismique. Pour l'inversion, la courbe de dispersion est moyennée entre celles issues des profils PS2 et PS3 et celles issues du réseau. Ainsi, nous obtenons une courbe de dispersion entre 3 et 11 Hz (figure 8.13c). Cette courbe de dispersion présente une forte incertitude pour les fréquences inférieures à 6 Hz. Les résultats de l'inversion sont discutés au chapitre 8.3.3.

8.3.3 Méthodes sismiques passives

Un dispositif de mesure de bruit de fond en réseau a été réalisé afin de calculer la courbe de dispersion des ondes de surface. De plus, deux profils de 37 et 31 points de mesures de bruits de fond sismique ont été acquis transversalement (HV1, figure 8.7) et parallèlement au glissement (HV2).

Mesures de bruit de fond en réseau

Nous avons réalisé les mesures de bruit de fond en réseau à 100 m au nord du sondage SM7 (figure 8.7). Nous avons disposé 5 capteurs Lennartz 5 s en réseau sur cinq cercles de rayons différents (10, 20, 30, 40 et 50 m). L'enregistreur Cityshark I a numérisé le bruit sismique pendant 30 minutes pour chaque dispositif.

Nous avons inversé la courbe de dispersion moyenne calculée à partir du réseau et des profils PS2 et PS3. La gamme de fréquence de cette courbe de dispersion s'étend de 3.3 Hz à 12 Hz. Cette inversion montre une première interface entre 19 et 22 m de profondeur séparant une couche superficielle où la vitesse des ondes S est comprise entre 290 m.s^{-1} et 310 m.s^{-1} et une couche où les vitesses sont comprises entre 530 et 630 m.s^{-1} (figure 8.13). Une troisième couche qui pourrait correspondre au substratum marneux, est détectée entre 50 et 60 m de profondeur avec une vitesse supérieure à 900 m.s^{-1} . Les valeurs de V_S dans les deuxième et troisième couches ainsi que leur profondeur ne sont pas cohérentes avec l'interprétation de la sismique réfraction en ondes S sur le profil PS2. Cette incohérence est probablement liée à l'incertitude qui existe sur la courbe de dispersion pour les fréquences inférieures à 6 Hz. Par ailleurs, la profondeur de l'interface établie par cette inversion n'est pas en accord avec le sondage SM7 qui ne montre ni de contraste géologique ni de surface de glissement entre 19 et 22 m de profondeur. On peut alors supposer que l'interface ainsi détectée est liée à une surface de rupture plus profonde, qui n'aurait pas été détectée par les sondages mécaniques. Toutefois, en raison des fortes incertitudes présentes à basse fréquence, on peut aussi supposer que l'interface n'a pas été localisée à la bonne profondeur.

Mesures de bruit de fond par la méthode H/V

Nous avons réalisé deux profils de mesures de bruit de fond pour le calcul de la fréquence de résonance. Le premier (HV1, figure 8.7) est transverse au mouvement et passe près des sondages SM11 et SM7. Le second (HV2, figure 8.7) est longitudinal au mouvement et passe près des sondages SM8, SM7 et SM5.

HV1

Les courbes H/V obtenues le long de ce profil HV1 montrent qu'il existe un pic à basse fréquence (autour de 1.5 Hz). Le paragraphe précédent a montré que la vitesse des ondes S de la couche de surface dans ce secteur est comprise entre 290 m.s^{-1} et 310 m.s^{-1} . La formule simple $H = \frac{V_S}{4 * f}$ indique que dans un tel contexte, une fréquence de 1.5 Hz correspond à une couche d'épaisseur comprise entre 48 et 52 m. Celle-ci peut être liée au contact entre le substratum marneux et les dépôts glaciaires et fluvio-glaciaires (ag et mw)

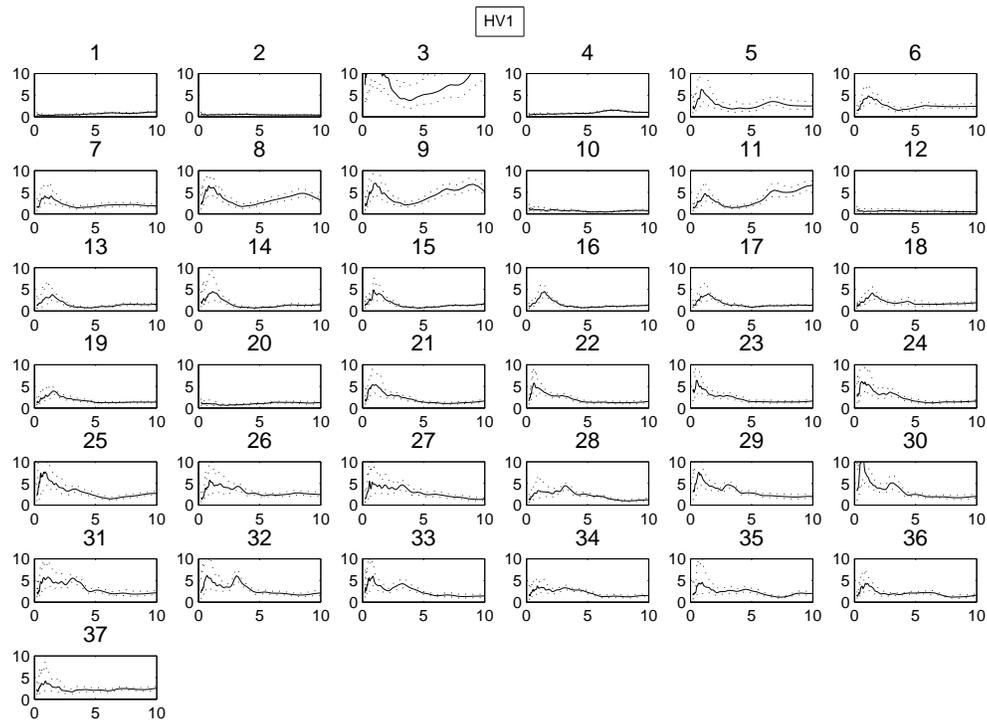


FIG. 8.14 – Résultats des mesures H/V obtenues sur le profil HV1, transverse au glissement de Léaz. Abscisse : fréquence (Hz), Ordonnées : amplitude du rapport H/V. Le point 1 est situé à l'extrémité sud du profil, le 37 à l'extrémité nord. Les points 18 à 35 sont localisés dans la zone en mouvement (figure 8.7). Le sondage SM11 est localisé entre le point 4 et le point 5, le sondage SM7 est localisé entre le point 24 et le point 25.

qui se situe entre 30 et 54 m de profondeur, suivant la position.

Un deuxième pic autour de 3 Hz apparaît entre les points de mesures 24 et 33, correspondant à une couche d'épaisseur comprise entre 22 et 25 m. L'inversion des ondes de surface des mesures de bruit de fond en réseau a aussi montré qu'une interface se situe entre 19 et 22 m. Ainsi les deux méthodes de mesures localisent une interface entre 19 et 25 m de profondeur.

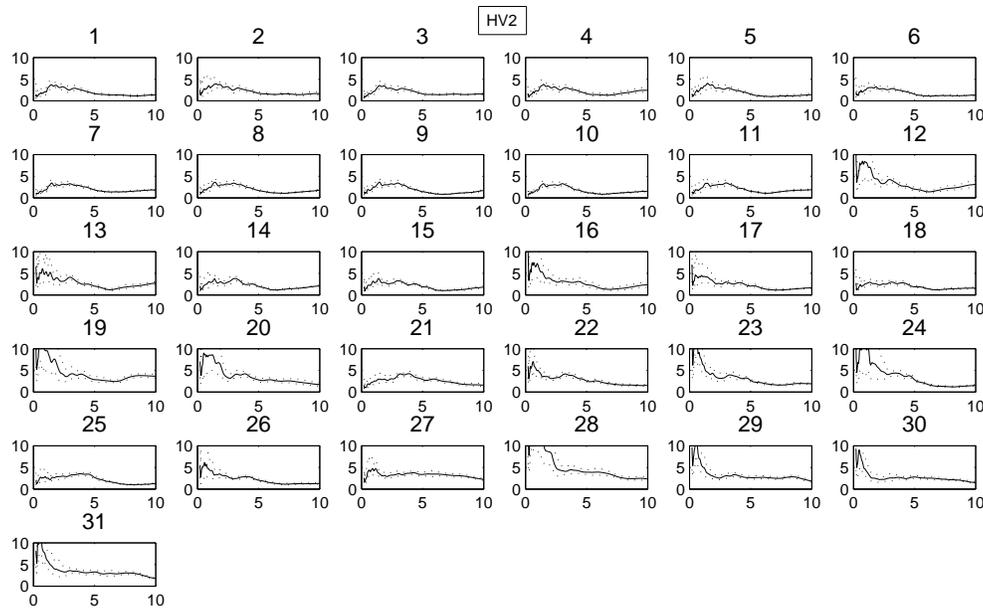


FIG. 8.15 – Résultats des mesures H/V obtenues sur le profil HV2, longitudinal au glissement de Léaz. Abscisse : fréquence (Hz), Ordonnées : amplitude du rapport H/V. Le point 1 est situé à l'extrémité est du profil, le 31 à l'extrémité ouest. Tous les points sont localisés dans la zone en mouvement (figure 8.7). Le sondage SM8 est localisé au droit du point 4, le sondage SM7 est localisé entre les points 11 et 12.

HV2

Le profil HV2 est entièrement localisé au sein du mouvement. Les rapports H/V montrent la présence de 2 pics basse fréquence. Le premier compris entre 1,5 et 2 Hz est présent sur tous les points de mesure ($H_{calculé} \in [32-43]$ m pour $V_S = 260 \text{ m.s}^{-1}$). Il peut correspondre

au substratum. Le deuxième est présent sur les points de mesure 12 à 14 ($f = 3$ Hz) et 19 à 28 ($f \in [3.2-4.4]$ Hz).

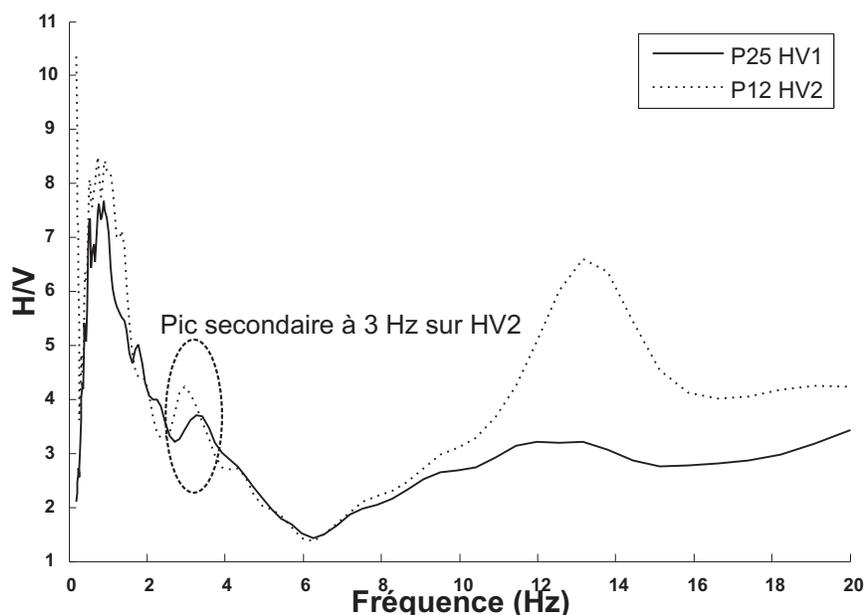


FIG. 8.16 – Comparaison de deux mesures de H/V effectuées en avril 2004 (HV1) et en juillet 2005 (HV2) au niveau du sondage SM7

Le sondage SM7 est localisé entre les points de mesure 11 et 12. Le profil PS1 en ondes S a permis de détecter deux couches de surface de 2 m et 8 m d'épaisseur avec $V_{S_1} = 177 \text{ m.s}^{-1}$ et $V_{S_2} = 260 \text{ m.s}^{-1}$. L'épaisseur de la couche correspondant à une fréquence de résonance de 3 Hz (figure 8.16) et une vitesse $V_{S_{\text{equivalent}}} = \frac{H_1 + H_2}{H_1/V_1 + H_2/V_2}$ serait de 21 m. La surface de glissement détectée au niveau du sondage SM7 est à 11.2 m de profondeur. Il semble donc que l'interface détectée par les mesures H/V ne correspond pas à la surface de glissement.

L'interface détectée à la fois sur l'inversion des ondes de surface et sur les mesures H/V pourrait être liée à une deuxième surface de glissement qui se serait développée entre 19 et 25 m de profondeur. Toutefois, aucune observation ne confirme ces hypothèses. Il faudrait pour vérifier cela disposer de sondages inclinométriques.

8.4 Conclusions

Dans ce chapitre, nous avons testé plusieurs méthodes géophysiques (tomographies électriques, méthodes sismiques actives et passives) sur le site du glissement de Léaz. Les pa-

ragraphes suivants discutent de la validité des informations apportées par chaque méthode géophysique testée ainsi que de leurs limites pour la caractérisation du glissement.

Les mesures de tomographies électriques permettent d'imager clairement les formations plus sableuses ($\rho_{mw} > 100 \Omega.m^{-1}$) au sein des argiles grises ($\rho_{ag} < 60 \Omega.m^{-1}$). Cependant cette technique n'a pas permis de différencier la couche remaniée au sein des argiles grises (ag). Il est probable que ce faible contraste soit lié à un faible taux de remaniement de la couche instable.

Les prospections sismiques ont permis de caractériser les vitesses en ondes P de trois couches : $V_{P_1} < 360 m.s^{-1}$, $V_{P_2} < 880 m.s^{-1}$ et $V_{P_3} > 2250 m.s^{-1}$, voir tableau 8.4. Les trois profils PS1, PS2 et le profil de *Biarez et al.* (1972), sont cohérents. Une comparaison des V_P obtenues au cours de cette thèse avec celles obtenues par *Biarez et al.* (1972), montre que la vitesse des ondes P semble avoir diminué depuis 14 ans. L'altération des propriétés mécaniques du milieu est probablement à l'origine de cette diminution. Comme le contraste en V_P est beaucoup plus important que le contraste en V_S et que ρ ne montre pas de fort contraste de résistivité, nous attribuons l'augmentation de V_P à la présence de la nappe et non par le remaniement du milieu, comme supposé par *Biarez et al.* (1972).

Profil sismique	V_{P_2} ($m.s^{-1}$)	V_{P_3} ($m.s^{-1}$)	V_{S_2} ($m.s^{-1}$)	V_{S_3} ($m.s^{-1}$)
PS1			130-180	320-340
PS2 (P)	790	2250		
PS2 (S)			263	452
PS2+PS3+BFR (OS)			290-310	570-630
PS3 (P)	874	2389		
PS3 (S)			140	400
<i>Biarez et al.</i> (1972)	900-1200	2400		

TAB. 8.3 – Tableau récapitulatif des vitesses des ondes P et S mesurées par sismique active (PS) et passive (BFR).

L'analyse des méthodes sismiques actives et passives, montre cependant une grande variation de la vitesse des ondes S sur le site du glissement de Léaz. La partie supérieure du mouvement est caractérisée par des vitesses des ondes S de $260 m.s^{-1}$ (PS2, sismique réfraction en ondes S) et 290 à $310 m.s^{-1}$ (PS2, PS3, analyse des ondes de surface). Nous détectons dans le secteur inférieur des vitesses plus faibles : $V_{S_1} = 140 m.s^{-1}$ (PS3, sismique réfraction en ondes S) et $V_{S_1} \in [130-180] m.s^{-1}$ (PS1, inversion des ondes de surface). Cette différence de vitesse observée entre les 2 secteurs peut être générée par un remaniement

plus important de la partie inférieure du mouvement, ce qui est prouvé par l'existence de fissures à cet endroit (figure 8.7).

Enfin, les mesures de H/V effectuées le long de profils longitudinal et transversal au glissement ont permis de mettre en évidence la complexité de l'interprétation de ces données. En effet, il est difficile de corréler l'interprétation des pics de H/V avec la position de la surface de glissement. Au niveau du sondage SM7 où la surface de glissement a été localisée à 11.2 m de profondeur, les mesures de H/V situent notamment l'interface à 20 m de profondeur. Alors que cette technique a prouvé son efficacité sur d'autres mouvements (Super Sauze et Saint Guillaume *Meric et al.* (accepted)), elle semble inadaptée pour l'évaluation de la géométrie du glissement de Léaz. Plusieurs hypothèses peuvent être énoncées pour expliquer ce résultat :

- Les contrastes en V_S sont trop faibles (de < 310 à $> 380 \text{ m.s}^{-1}$) pour générer une fréquence de résonance propre à la couche en mouvement.
- Il est possible que l'on ait des effets 2D/3D qui génèrent des modes supérieurs des ondes de Rayleigh.
- Les variations 2D ou 3D des vitesses des ondes S influencent les mesures
- Il existerait une surface de glissement à 20 m de profondeur, qui n'a jamais été observée au niveau des tubes de déformation, hypothèse qu'il serait très intéressant de vérifier au moyen de sondages inclinométriques.

Une manière de mieux comprendre ces phénomènes serait d'effectuer une modélisation 2D ou 3D d'un milieu avec des gradients latéraux de vitesses en ondes S et des variations 2D d'impédance.

En résumé, les forts contrastes de V_P sont probablement liés à la présence de la nappe. Le remaniement de la couche en mouvement semble faible, car les contrastes de résistivité et de V_S sont faibles. En outre, ce faible contraste en ondes S est probablement à l'origine de l'échec de la méthode H/V à détecter la fréquence de résonance de la couche en mouvement.

Conclusions

Dans cette partie, nous avons testé plusieurs méthodes géophysiques (tomographie électrique, prospection par sismique active et mesures de bruit de fond), sur trois glissements mobilisant des terrains marneux et argileux (Super-Sauze, Saint Guillaume, Léaz). Ces sites sont à la fois semblables car ils mobilisent des terrains de nature proche, et différents dans leur comportement mécanique et leur dynamique. Le site de Super-Sauze est un glissement-coulée de marnes sur des marnes. Le remaniement de la couche en mouvement est très important avec de fortes dislocation des blocs de marnes. La géométrie du substratum est très irrégulière et sa profondeur varie entre 20 et 0 m. Les sites de Saint Guillaume et Léaz sont similaires par la nature des roches mise en jeu (argile) et par la maturité du mouvement (mouvement lent avec un remaniement modéré de la couche instable). Le glissement translationnel de Saint Guillaume met en mouvement une masse d'argile de plus de 30 mètres d'épaisseur, alors que le mouvement de Léaz n'affecte que les 14 premiers mètres d'une couche argile. En outre, les effets 2D et 3D ne sont probablement pas identiques.

Les mesures de tomographie électrique ont permis d'imager le corps du glissement lorsque celui-ci est suffisamment remanié. En effet, cette technique est efficace pour déterminer la géométrie du glissement-coulée de Super-Sauze présentant une diminution de la résistivité au sein de la masse en mouvement liée à une augmentation de la teneur en eau. Elle échoue cependant pour les glissements de Saint-Guillaume et Léaz où les contrastes de résistivité semblent faibles. Elle reste intéressante pour la localisation des différentes lithologies (substratum marneux à Saint Guillaume et argile sableuse à Léaz), utiles pour des modélisations futures de leur dynamique.

Les profils sismiques en ondes P ont permis de caractériser les couches instables et leur substratum. En effet, à Super-Sauze (*Grandjean et al.*, 2006), il existe un gradient de vitesse suffisamment important entre la couche instable ($< 1200 \text{ m.s}^{-1}$ et ≈ 1300 pour respectivement Super-Sauze et St Guillaume) et la couche stable ($> 2100 \text{ m.s}^{-1}$ et $> 1800 \text{ m.s}^{-1}$ pour respectivement Super-Sauze et St Guillaume) pour générer une onde réfractée au niveau de la surface de glissement. Cependant la présence d'un aquifère au sein de la

masse en mouvement peu masquer le contraste en V_P entre les couches saines et instables.

Les vitesses des ondes S sont plus sensibles au remaniement et ne sont pas influencées par la présence de la nappe. Les techniques permettant d'obtenir la vitesse des ondes S (sismique réfraction en onde S, analyse des ondes de surface issues de la sismique active, analyse du bruit de fond réseau) montrent que ce paramètre semble plus variable sur les glissements que la vitesse des ondes P. Par exemple, la vitesse des ondes S déterminée par plusieurs méthodes en différents endroits du glissement de Léaz, est très variable d'une zone à l'autre (de 130 m.s^{-1} à plus de 300 m.s^{-1}). Par ailleurs, les secteurs qui présentent de faibles valeurs de vitesses en onde S sont localisés dans des zones où la vitesse de déplacement est plus grande. Ainsi, il semble capital de déterminer ce paramètre surtout en contexte argileux où on a beaucoup de déformation par cisaillement.

Les mesures de bruit de fond sismique par la méthode H/V, montrent que pour des contextes favorables : surface de glissement profond et géométrie régulière, il est possible d'imager la surface de glissement. En effet, comme l'a montré l'étude de la vitesse des ondes S sur glissement de Léaz, ce paramètre est très sensible au remaniement. Or, la présence d'un pic de H/V est fonction du contraste d'impédance entre les deux couches (*Bonnefoy-Claudet, 2004*). Dès lors, cette technique est bien adaptée à l'étude de la géométrie des glissements dans les sols. Cependant, lorsque la géométrie du substratum devient complexe comme à Super-Sauze, ou que le contraste de vitesse des ondes S est faible ou varie latéralement comme à Léaz, l'interprétation des données devient plus délicate. Dans le cas du glissement de Super-Sauze, les effets 2D ou 3D liés à la complexité de la géométrie du substratum (présence d'un double pic ou d'un pic large), ont été détectés grâce à une densification des points de mesure. Cette procédure permet de suivre l'évolution du pic d'un point de mesure à l'autre. Dans le cas du glissement de Léaz, les mesures montrent qu'il n'y a pas de pics de H/V associés à la surface de glissement. Un faible pic entre 3 et 4 Hz dont l'origine n'a pas été déterminée, est parfois présent. Cette étude a montré les limites de la méthode et de notre compréhension des phénomènes régissant ces pics, particulièrement lorsqu'on a des variations de la vitesse des ondes S dans la couche supérieure.

En résumé, selon le degré de remaniement de la couche en mouvement, l'étude des paramètres géophysiques tels que ρ (tomographie électrique), V_P (sismique réfraction et tomographie) et V_S (sismique réfraction et analyse des ondes de surface) peut permettre de caractériser la géométrie du mouvement. L'utilisation de la méthode H/V peut permettre d'obtenir rapidement des informations quantitative sur la variation spatiale de la géométrie du substratum. Toutefois, les résultats obtenus avec cette technique ne sont pas encore totalement compris.

Quatrième partie

Suivi temporel de la polarisation
spontanée : application au mouvement
de Séchilienne

Introduction

L'hydrogéologie, dont l'objectif majeur est l'identification de la géométrie des écoulements souterrains, connaît un intérêt croissant dans le monde scientifique principalement pour la détermination des ressources en eau. Pour l'étude des mouvements de terrain, la compréhension des couplages hydro-mécaniques est primordiale car la dynamique du mouvement est généralement contrôlée par les circulations de fluides (*Alfonsi, 1997; Guglielmi et al., 2002; Hong et al., 2005a,b*). Habituellement, la compréhension des mécanismes hydrogéologiques est associée à des études hydrogéochimiques (*Guglielmi et al., 2000, 2002; Binet, 2006*), au suivi temporel de la hauteur de nappe dans des forages (*Hong et al., 2005a*) ou à la modélisation numérique (*Vengeon et al., 1996; Malet et al., 2005*). Toutefois, l'interprétation des mesures hydrogéochimiques peut parfois se révéler délicate surtout dans les milieux complexes. Les forages, intrusifs, peuvent perturber le système et ne fournissent qu'une vision ponctuelle de la géométrie de l'écoulement en raison du faible nombre de puits d'observations généralement disponible. Par ailleurs, les modélisations numériques ont besoin d'être calibrées par des mesures *in-situ*.

La prospection des écoulements des nappes souterraines peut être effectuée par des méthodes non-intrusives comme les techniques hydrogéophysiques (*Rubin et Hubbard, 2005*). Parmi les méthodes disponibles (géoradar, tomographie électrique ...) seules les mesures de polarisation spontanée sont directement sensibles à la dynamique générale de l'écoulement. Par conséquent, cette technique connaît un regain d'intérêt depuis 20 ans, notamment au niveau de l'obtention d'interprétations plus quantitatives (*Aubert et Atangana, 1996; Aubert et al., 2000; Patella, 1997a,b; Hämmann et al., 1997; Gibert et Pessel, 2001; Sailhac et Marquis, 2001; Revil et al., 2001, 2003; Darnet et al., 2003; Rizzo et al., 2004, chapitre 3*). Toutefois, de nombreux phénomènes peuvent parasiter ces mesures (chapitre 3) et les courants électriques d'origine électrocinétique sont de faible intensité.

Le suivi temporel des potentiels spontanés apportent à la communauté scientifique des données pour améliorer la compréhension et la modélisation des phénomènes. Plusieurs études de suivi temporel du potentiel spontané ont été menées afin de déterminer les

avantages et limites de différentes électrodes (*Perrier et al.*, 1997), de comprendre l'origine des variations journalières de la polarisation spontanée (*Perrier et Morat*, 2000) et d'établir un protocole pour diminuer les erreurs de mesures dues aux dégradations et aux dérives des électrodes (*Perrier et Raj Pant*, 2005). Plusieurs suivis PS d'infiltration ou de pompage ont permis de caractériser la conductivité hydraulique, la transmissivité équivalente, la perméabilité moyenne et l'anisotropie des propriétés d'un aquifère (*Ishido et Pritchett*, 2000; *Revil et al.*, 2002; *Rizzo et al.*, 2004; *Suski*, 2005).

Par contre, peu d'études de suivi temporel de PS existent pour suivre des écoulements naturels. On peut cependant citer les travaux réalisés par *Perrier et al.* (1998) et *Trique et al.* (2002) qui ont permis de caractériser les circulations de fluide entre deux lacs artificiels (massif cristallin, Alpes françaises). Les volcans ont aussi fait l'objet de suivi temporel de PS (*Aubert et Dana*, 1994; *Michel et Zlotnicki*, 1998; *Zlotnicki et al.*, 1998; *Revil et Saracco*, 2003). Dans ce cas, la variation temporelle de l'amplitude des signaux de PS est supposée due soit aux variations de perméabilité soit aux variations de puissance de sources thermiques. Ces signaux sont utilisés comme des précurseurs aux éruptions volcaniques.

Toutefois, à notre connaissance, il n'y a pas eu de suivi temporel systématique de la PS sur les mouvements de terrain. Dans cette dernière partie, nous présentons un suivi temporel de la polarisation spontanée sur le mouvement de grande ampleur de Séchilienne. Une description de ce mouvement est brièvement donnée au chapitre 4 et dans la littérature (*Antoine et al.*, 1987, 1994; *Evrard et al.*, 1990; *Evrard et Previtali*, 1993; *Giraud et al.*, 1990; *Rochet et al.*, 1994; *Rochet*, 1998; *Vengeon et al.*, 1996, 1999b,a; *Vengeon*, 1998; *Alfonsi*, 1997; *Duranthon*, 2000; *Duranthon et al.*, 2003; *Durville et al.*, 2004; *Guglielmi et al.*, 2002).

Le mouvement de Séchilienne présente l'avantage d'être fortement instrumenté. Depuis 1986, il existe un système de suivi temporel des déplacements utilisant des mesures manuelles d'ouvertures de fractures et topographiques. Ces mesures ont ensuite été automatisées pour le suivi de fractures par extensomètres et grâce à des mesures géodésiques par laser (*Antoine et al.*, 1987; *Evrard et al.*, 1990; *Rochet et al.*, 1994) et, depuis 2000, les suivis sont effectués par radar et GPS (*Duranthon*, 2000; *Duranthon et al.*, 2003). Une galerie de reconnaissance de 240 m de long a été réalisée en 1992 à mi hauteur de la masse instable (710 m d'altitude) dans une zone d'activité modérée. Elle a permis de confirmer l'hypothèse de la subdivision en plusieurs compartiments du mouvement et de réviser à la hausse les volumes mis en jeu car le fond de la galerie ne sort pas de la masse en mouvement. Un relevé de la fracturation a mis en évidence trois types de structure : (1) les fractures ouvertes, (2) les failles et (3) les accidents mylonitiques (figure 9.2b, *Vengeon*, 1998). Les accidents mylonitiques peuvent jouer un double rôle d'écran étanche (dans la

direction transversale) et de guide (dans leur plan). Cette anisotropie majeure de conductivité hydraulique à l'échelle du massif semble guider les écoulements vers le sud-ouest (Vengeon, 1998).

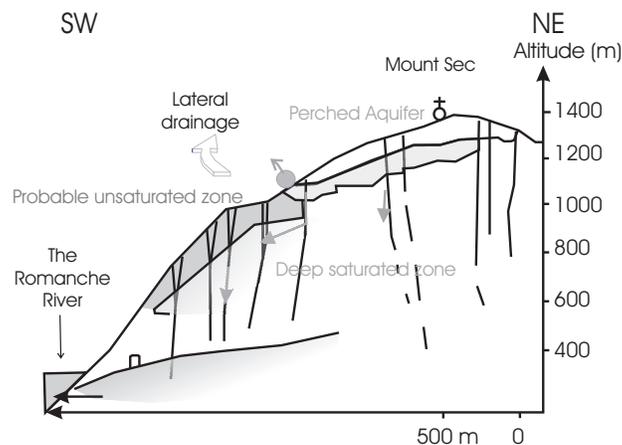


FIG. 8.17 – Coupe hydrogéologique schématique du mouvement de Séchilienne, d'après *Guglielmi et al.* (2002)

Les travaux de *Guglielmi et al.* (2002) ont montré qu'un dépôt sédimentaire localisé au sommet du mouvement (figure 8.17) contient une nappe perchée drainée par plusieurs sources. Entre 50 et 80 % de cette nappe se déverse au sein du massif fracturé et alimente en partie une zone profonde saturée. Toutefois, la partie supérieure du mouvement de Séchilienne n'est probablement pas saturée. L'étude isotopique et hydrogéochimique des eaux percolant dans la galerie de reconnaissance (figure 9.2), montre que les eaux ont à la fois une origine très locale (étude isotopique sur $\delta^{18}O$) et une origine plus lointaine (forte teneur en bicarbonate de calcium). Les eaux d'origine locale se sont infiltrées à une altitude proche de celle de la galerie, tandis que les eaux d'origine plus lointaine proviennent probablement de la nappe perchée localisée au sommet du mouvement et des terrains sédimentaires localisés sous le Pic de l'Oeilley.

Enfin, *Alfonsi* (1997) a montré l'existence d'une corrélation entre déplacements superficiels et pluviométrie. *Vengeon* (1998) a proposé un modèle hydraulique global (figure 8.18) pour expliquer les très fortes accélérations mesurées en période de crise (fortes pluies). En période sèche, le niveau d'eau est bas dans les compartiments capacitifs délimités par les accidents mylonitiques. En période humide, le niveau de la zone noyée atteint la zone désorganisée par les déformations gravitaires et il peut y avoir surverse dans le compartiment aval. En cas de persistance de la période humide, la surverse peut se généraliser dans le massif. Si un épisode pluvieux intense se produit pendant cette période, une nappe de

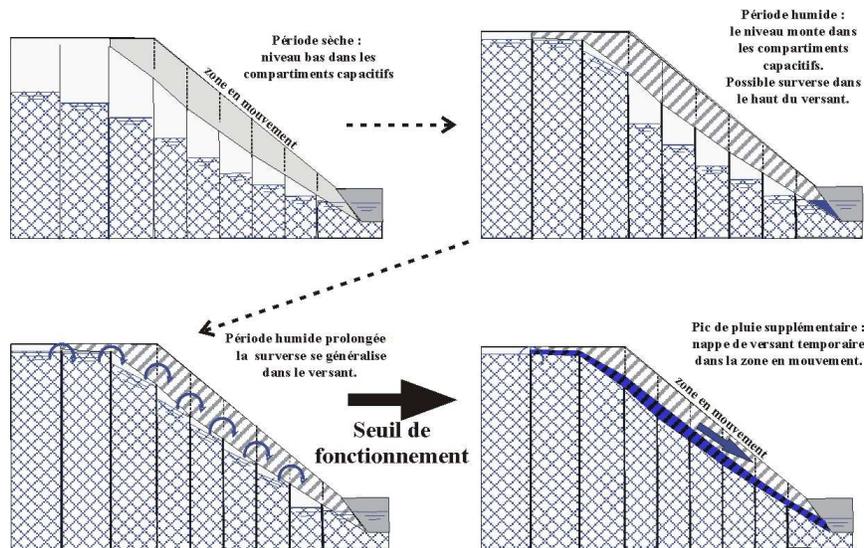


FIG. 8.18 – Fonctionnement hydraulique du Mont-Sec expliquant les brusques accélérations constatées par l'apparition éphémère d'une *nappe de versant*, d'après Vengeon (1998)

versant éphémère peut se former et engendrer d'importantes augmentations de pressions hydrauliques, donc des déformations accélérées.

Afin d'évaluer le potentiel des réseaux de PS pour la compréhension des écoulements de fluide au sein du mouvement et la quantification de leur variations au cours du temps, nous avons suivi l'évolution du potentiel spontané sur le mouvement de Séchilienne pendant 1 an.

Le chapitre suivant présente l'implantation du réseau d'électrodes et ses caractéristiques, puis décrit les résultats et enfin présente les interprétations.

Chapitre 9

Le suivi temporel de la PS sur le mouvement de Séchilienne

9.1 Présentation du réseau PS

Avant d’implanter le réseau, nous avons réalisé un suivi temporel transverse au glissement de Séchilienne (chapitre 4) en répétant les mesures tous les 3 mois. Celui-ci (Figure 9.1), montre une stabilité remarquable dans la partie peu active du glissement, et des instabilités assez prononcées dans la zone plus faillée. La forme générale de la courbe (anomalie positive assez forte) et sa stabilité dans le temps peut s’expliquer :

- soit par une origine électrocinétique, marquée alors par une zone d’écoulement profonde étendue dans l’espace, parallèle à la surface et stable dans le temps (l’échantillonnage temporel ne permettant pas l’accès aux circulations de fluide transitoires),
- soit par une origine secondaire de type contraste de résistivité,
- ou électrochimique due à la présence de minerais (zinc et plomb) dans les veines de quartz.

Cette première phase d’étude a mis en évidence des zones où la polarisation spontanée est moins stable dans le temps, notamment dans la partie la plus active (abscisses 860 à 1140 m) où on observe des variations de plusieurs dizaines de mV entre deux acquisitions successives. Ces variations de polarisation spontanée sont probablement associées à la présence d’écoulements de fluides sous la masse très active et très fracturée. Afin de suivre au cours du temps ces variations de potentiel, nous avons choisi d’implanter notre réseau de suivi temporel dans ce secteur. Douze électrodes ont alors été déployées de la sortie de la galerie vers la zone active (électrodes E7 à E17, figure 9.2).

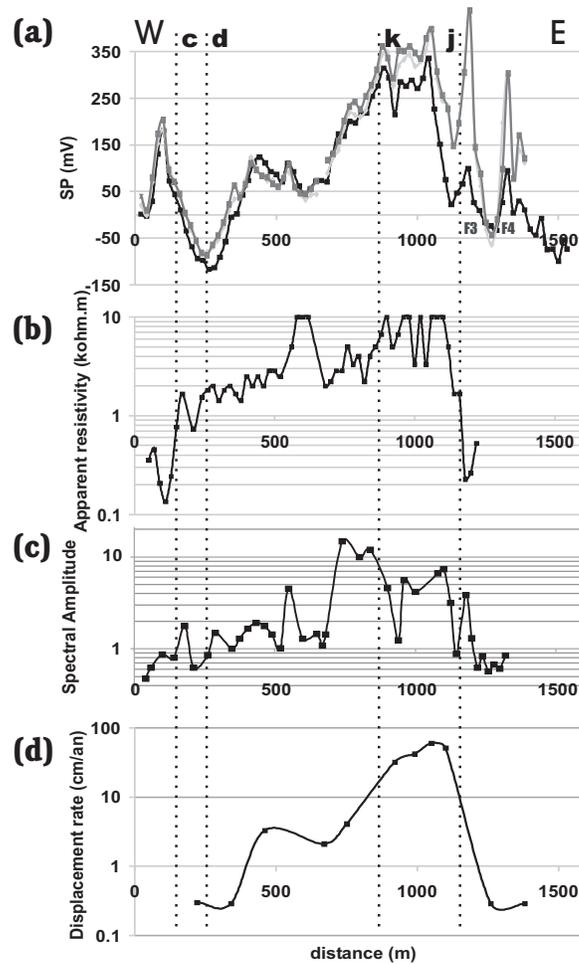


FIG. 9.1 – Anomalies géophysiques le long du profil transverse au mouvement. a) Données de potentiel spontané mesurées à 3 dates différentes : courbe noir décembre 2003 ; courbe gris clair mars 2004 ; courbe gris foncé juin 2004. b) profil électromagnétique (EM2). c) Amplitude spectrale du bruit sismique calculée entre 0.5 Hz et 30 Hz. d) Taux de déplacement. c et d sont les limites déduites par les mesures géophysiques, k et j sont les limites morphologiques. k est une limite localisée dans le mouvement qui sépare la zone très active du reste du mouvement ; j est la limite est du mouvement, d'après *Meric et al.* (2005)

Deux électrodes ont été placées dans la zone peu ou pas active du mouvement (E0 et E1, figure 9.2). Ces électrodes sont situées dans un secteur qui n'a pas montré de variation temporelle de la polarisation spontanée lors de la première phase d'étude.

Par ailleurs, cinq électrodes (E2 à E6) ont été placées dans la galerie de reconnaissance à 40 m d'intervalle et 5 électrodes ont été placées à l'aplomb des électrodes de la galerie (électrodes E18 à E22). Dans cette galerie, des suintements d'intensité variable selon la saison sont observables depuis l'entrée et jusqu'à 140 m (proche de E5). A partir de 140 m de l'entrée, nous observons un écoulement plus régulier et plus intense.

Le dispositif mis en place sur le site est composé de :

- 24 électrodes Pb/PbCl₂ impolarisables PMS9000 (*Petiau*, 2000) ;
- 1 centrale d'acquisition Campbell CR10X ;
- 2 pluviomètres placés à la sortie de la galerie de reconnaissance et dans la galerie au niveau de la sortie d'un écoulement quasiment permanent (abscisse 145 m à partir de l'entrée de la galerie) ;
- 1 sonde de conductivité CS547 qui mesure la conductivité de l'eau percolant dans la galerie de reconnaissance ;
- environ 2 kilomètres de câbles résistant à la traction de diamètre 0.6 mm² ;
- gaines de protection pour les câbles.

Les connexions électroniques ont été protégées par des boîtiers étanches.

Afin que les électrodes bénéficient d'un bon couplage avec le terrain, elles ont été enterrées à 1 m de profondeur dans un trou comblé avec de l'argile salée (figure 9.3). Pour éviter que cette argile soit trop rapidement lessivée, une géomembrane recouvre l'emplacement.

Nous décrivons de manière quantitative le suivi temporel des mesures de PS sur le réseau dans le paragraphe 9.2.

Puis, nous nous intéressons aux données statiques (paragraphe 9.3). Elles sont de deux types. Premièrement, nous tentons d'interpréter de manière plus quantitative les mesures ponctuelles présentées au chapitre 4. Deuxièmement, nous utilisons la moyenne des données du suivi temporel afin d'interpréter les mesures de PS aux abords de la galerie de reconnaissance.

Enfin, nous présentons au paragraphe 9.4, les mesures transitoires et une tentative de quantification des variations liées aux écoulements de fluide.

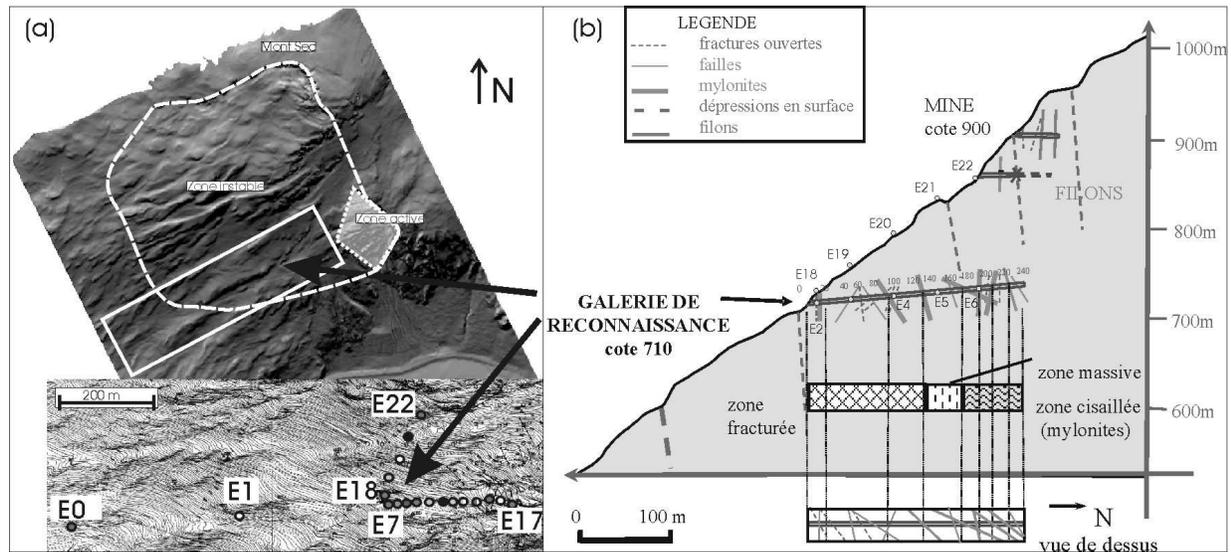


FIG. 9.2 – Plan de positionnement des électrodes. (a) Modèle Numérique de Terrain du versant de Séchilienne (communication S. Schwartz) et implantation des électrodes. (b) Coupe schématique du mouvement de Séchilienne au niveau de la galerie de reconnaissance, d'après Vengeon (1998) et implantation des électrodes.

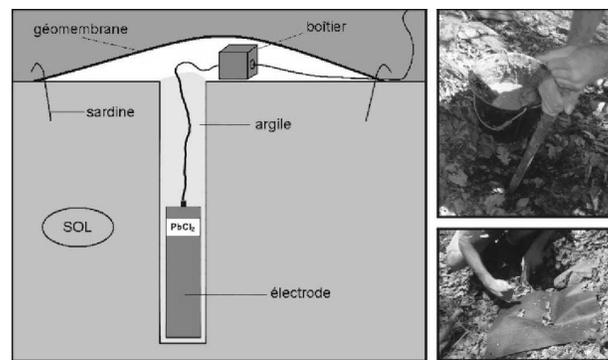


FIG. 9.3 – Schéma d'implantation des électrodes, d'après Muggeo (2005)

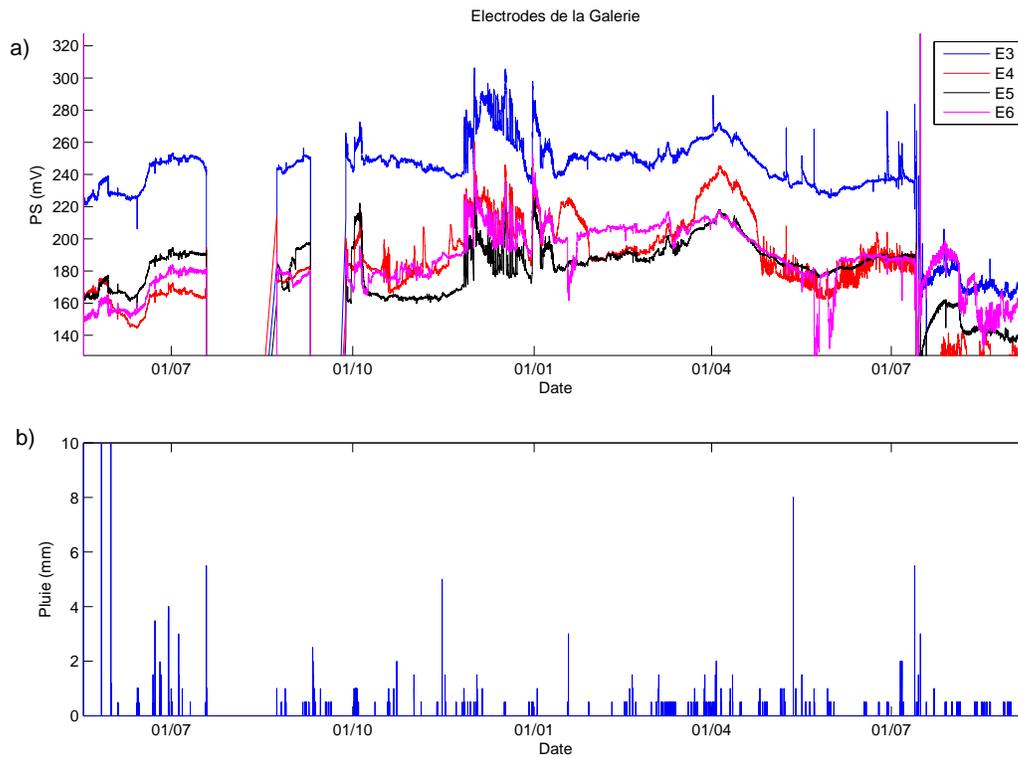


FIG. 9.4 – a) Valeurs brutes de PS (en mV) mesurées sur les électrodes placées dans la galerie (E3 à E6). Trois coupures se sont produites suite à des orages : 1) du 18/07/05 au 23/08/05 ; 2) du 09/09/05 au 27/09/05 ; 3) du 13/07/06 au 17/10/06. b) pluviométrie en mm sur la même période

9.2 Présentation des mesures de PS du suivi temporel

La figure 9.4 présente les mesures brutes de PS acquises dans la galerie de reconnaissance ainsi que la pluviométrie mesurée devant l'entrée de la galerie de reconnaissance. Toutes nos mesures ont pour référence l'électrode E2, située à l'entrée de la galerie de reconnaissance et non E0, situé en dehors du mouvement, car les données seraient trop bruitées à cause de la longueur du câble (700 m). Des orages ont provoqué l'arrêt des mesures sur tout le réseau aux dates données dans le tableau 9.1.

Coupure	Arrêt	Reprise
1	18/07/05	23/08/05
2	09/09/05	27/09/05
3	13/07/06	17/10/06

TAB. 9.1 – Tableau des arrêts des mesures suite aux orages

La coupure 1 a été provoquée probablement par un impact de la foudre proche de notre réseau, endommageant le multiplexeur, remplacé après 5 semaines. La deuxième coupure, probablement due à la même cause, fut de moins longue durée (18 jours) car l'endommagement a été plus modéré, seule une voie du multiplexeur a été perdue. La troisième coupure fait aussi suite à un important épisode pluvieux (34 mm en 1h30) dont les dégâts non pas encore été évalués. A l'avenir, il faudrait prévoir un système de protection de la centrale d'acquisition contre la foudre.

Le suivi temporel entre juin 2005 et juillet 2006 montre une stabilité temporelle des mesures de PS au niveau de la galerie de reconnaissance. Le tableau 9.2 donne les valeurs moyennes de PS obtenues sur chacune des électrodes.

E1	E3	E4	E5	E6	E7	E8	E9	E10	E11	E12
311	236	184	179	190	212	196	171	200	186	186
E12.5	E13	E14	E15	E16	E17	E18	E19	E20	E21	E22
204	143	136	139	161	191	126	86	-88	8	-27

TAB. 9.2 – Tableau des valeurs moyennes de PS en mV

La figure 9.5 présente les mesures de PS filtrées (filtre passe bas $f = 1/(1 \text{ jour})$) effectuées au dessus de la galerie de reconnaissance (E18 à E22). Comme les potentiels dans la galerie, ces mesures sont relativement stables dans le temps. On remarque toutefois des variations de potentiel plus importantes depuis le 1^{er} avril 2006. En effet, alors que l'électrode E18 présente une valeur moyenne constante malgré des variations hautes fréquences

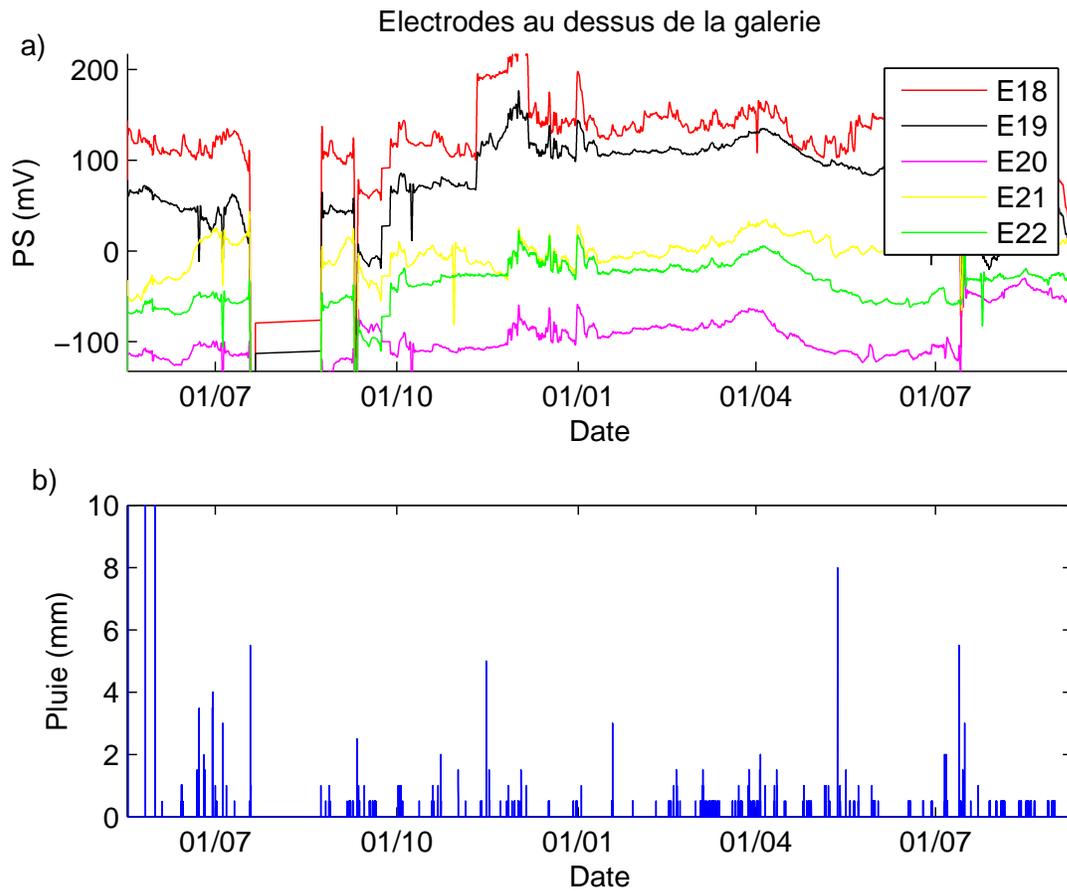


FIG. 9.5 – a) Valeurs filtrées (filtre passe bas $f = 1/(1 \text{ jour})$) de PS (en mV) mesurées sur les électrodes placées au dessus de la galerie (E18 à E22). b) Pluviométrie

importantes, les électrodes E19, E20 et E22 voient leurs valeurs chuter d'une valeur comprise entre 50 mV et 65 mV en 2 mois à partir du 1^{er} avril 2006. En outre, l'électrode E21 reste stable jusque début juin 2006, puis son potentiel augmente de 60 mV en 1 mois.

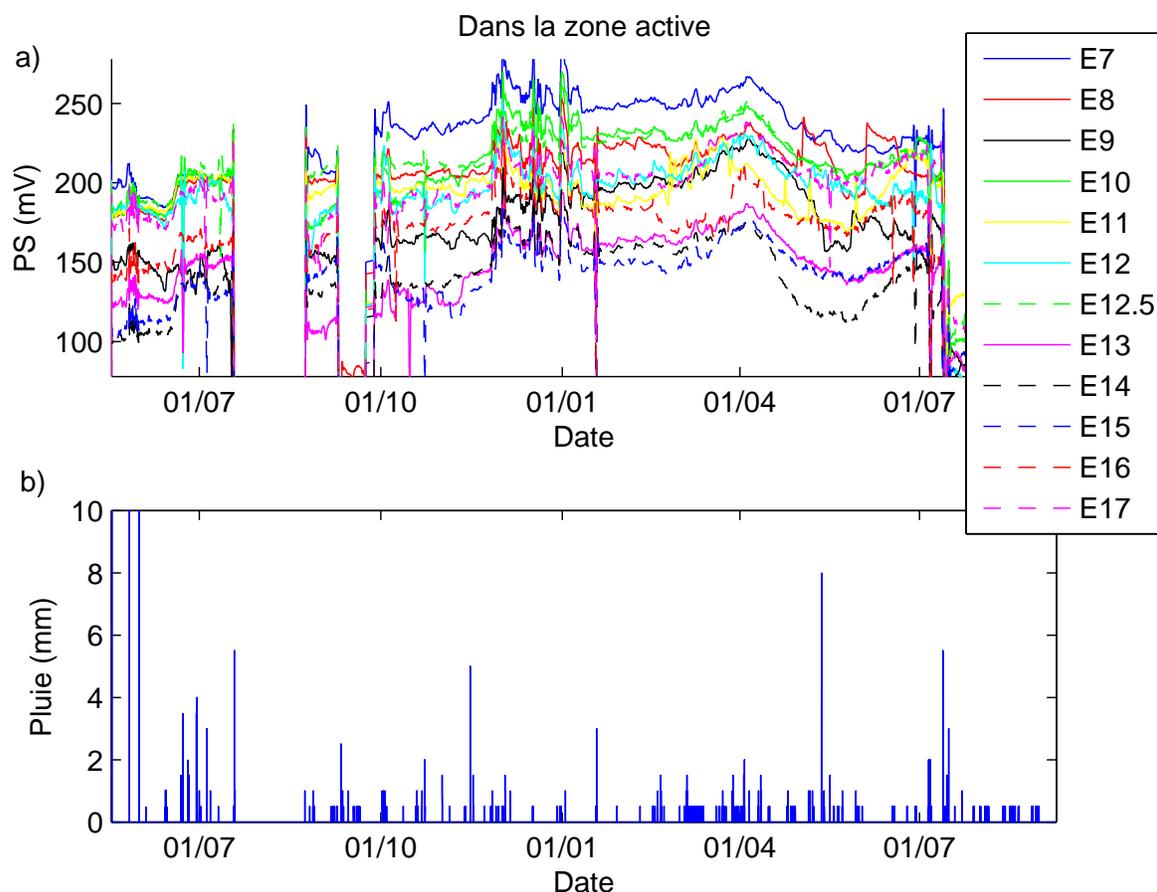


FIG. 9.6 – a) Valeurs filtrées (filtre passe bas $f = 1/(1 \text{ jour})$) de PS (en mV) mesurées sur les électrodes placées dans la zone active (E7 à E17). b) Pluviométrie

La figure 9.6 montre les potentiels spontanés mesurés sur les électrodes placées dans la zone très active (E7 à E17). Ces mesures présentent une tendance générale à une dérive de + 70 mV depuis le 19 mai 2005 jusqu'au 1^{er} avril 2006. A partir du 1^{er} avril 2006 tous les potentiels chutent d'une valeur moyenne de 50 mV qui peut même être supérieure à 60 mV pour les électrodes E9, E11 et E14.

Ces phénomènes transitoires seront détaillés dans la section 9.4. Nous nous concentrons, dans un premier temps, sur l'interprétation des données statiques pour améliorer la compréhension des circulations de fluide.

9.3 Mesures statiques

9.3.1 Profil transverse

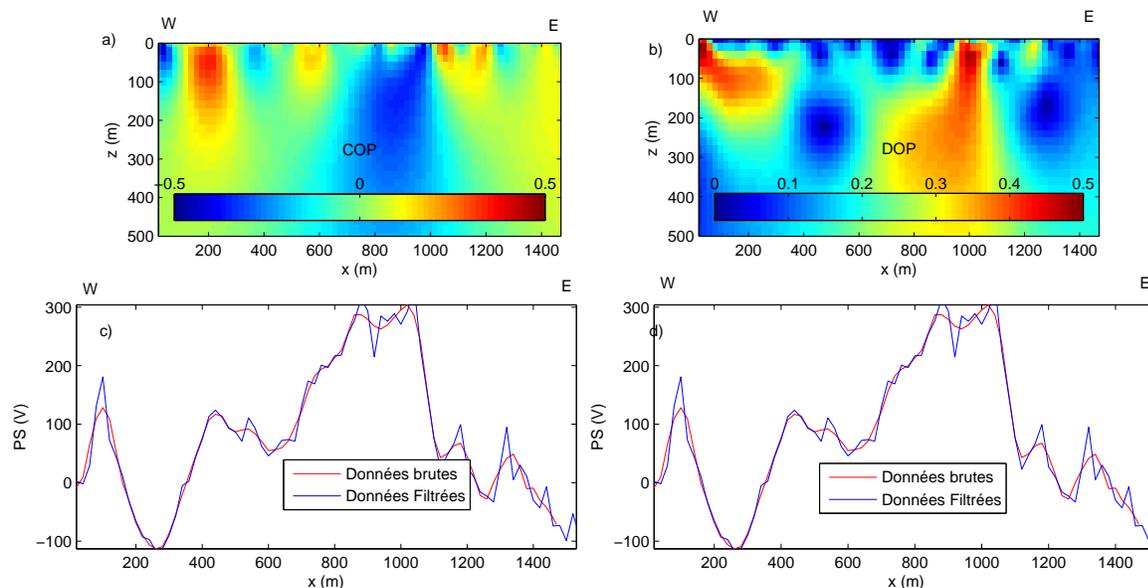


FIG. 9.7 – Résultat de l'inversion des données de PS du profil transverse présenté au chapitre 4 figure 9.1a par les méthodes de (a) *Patella* (1997a) et (b) *Revil et al.* (2001). COP = probabilité d'occurrence de charge, DOP = probabilité d'occurrence de dipôle. c) et d) profil transverse de PS (brute et filtré) des mesures de décembre 2003.

La figure 9.7 présente les résultats des inversions des données de PS du profil transverse acquis en décembre 2003 par (a) la méthode de *Patella* (1997a) et (b) celle de *Revil et al.* (2001) (courbe noire de la figure 9.1a, 9.7c et 9.7d). Ces méthodes permettent de retrouver la probabilité d'occurrence de source simple (COP) ou de dipôle (DOP), sans avoir d'information a priori sur le paramètre de couplage électrocinétique ni sur la hauteur de la nappe en un point (chapitre 3). La figure 9.7a montre deux zones d'accumulation de charge assez peu profondes (< 100 m) au début du profil. Une zone assez étendue d'accumulation de charge, se localise entre les abscisses 700 et 1000 m de la surface à 350 m de profondeur. Une zone de plus forte probabilité se situe entre la surface à l'abscisse 980 m et 230 m de profondeur à l'abscisse 800 m.

La figure 9.7b montre deux principales zones d'accumulation de dipôle. La première est localisée au début du profil entre les abscisses 0 et 200 m et affecte les terrains jusqu'à 130 m de profondeur. La seconde s'étend entre les abscisses 950 et 1000 m jusqu'à 150 m de

profondeur et s'élargit entre 720 m et 1000 m jusqu'à 250 m de profondeur. La plus forte probabilité est localisée entre l'abscisse 980 m à 33 m de profondeur et l'abscisse 1030 m à 70 m de profondeur.

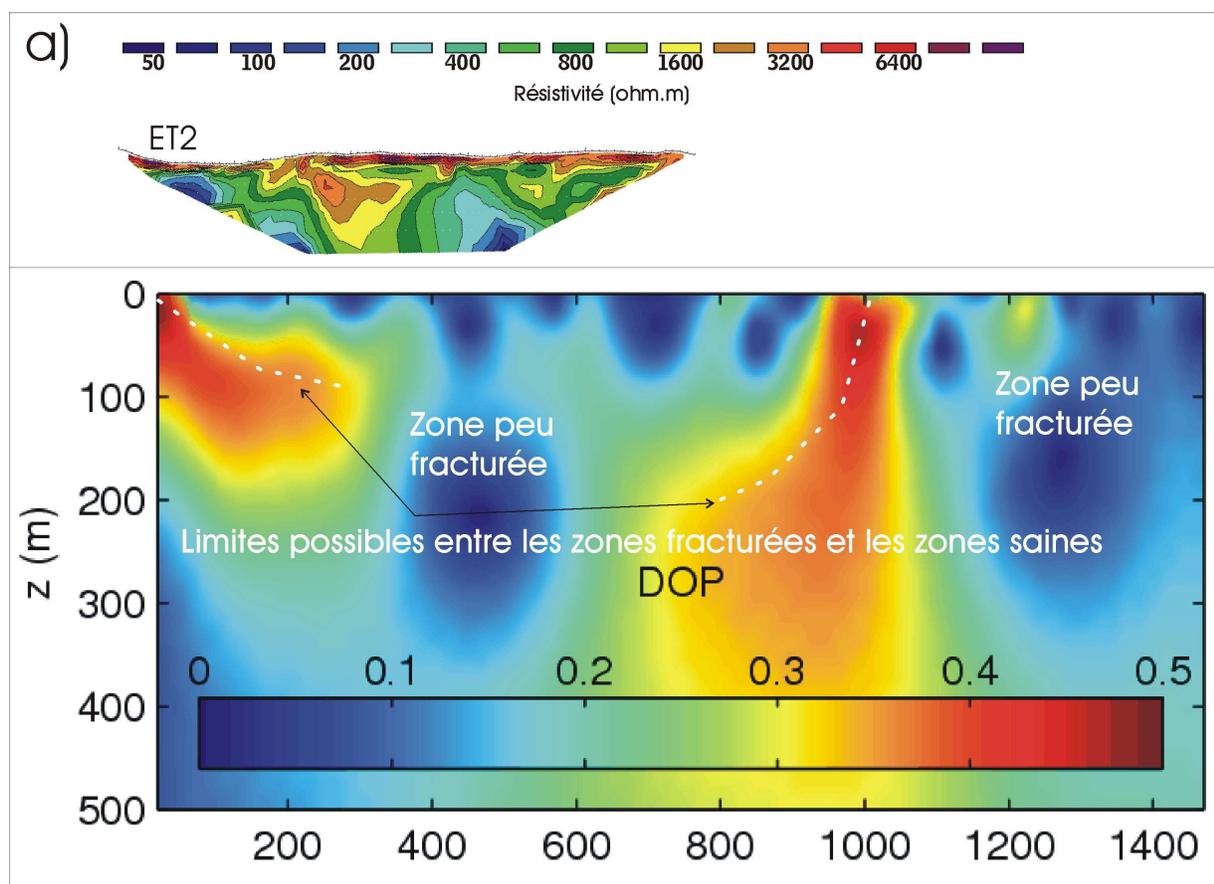


FIG. 9.8 – Comparaison entre a) la tomographie électrique ET2 et b) l'inversion par la méthode de *Revil et al.* (2001) des mesures de PS sur le profil transverse. Les deux schémas sont représentés avec les mêmes échelles verticales et horizontales.

Ces deux inversions indiquent la présence d'accumulation de charge au début du profil qui pourrait correspondre à une variation de la résistivité. En effet, une tomographie électrique (ET2 sur la figure 9.8a) effectuée au droit de ce profil montre une variation brutale de la résistivité au passage supposé de la zone saine ($\rho < 200 \Omega.m$) à la zone très fracturée ($\rho > 1000 \Omega.m$). La deuxième zone d'accumulation de charge détectée entre l'abscisse 700 et 1000 m par la méthode de *Patella* (1997a) et entre 720 m et 1000 m par la méthode de *Revil et al.* (2001), est localisée dans le secteur le plus actif (figure 9.1d). Elle pourrait correspondre 1) à une zone saturée probablement localisée entre l'abscisse 980 et 1030 et

les profondeurs 30 à 70 m ou 2) à un contraste brusque de résistivité causé par une variation du degré de fracturation. La galerie de reconnaissance qui investit jusqu'à 150 m de profondeur ne pénètre pas dans la zone saturée. Par conséquent, l'accumulation de charge située entre 30 et 70 m de profondeur n'est probablement pas causée par la présence d'une zone saturée. En revanche, elle peut être générée par un contraste de résistivité fort entre la zone saine et la zone active. En effet, le profil EM2 montre qu'entre l'abscisse 1100 et 1180 m, la résistivité apparente chute de plus de 10000 $\Omega.m$ à moins de 500 $\Omega.m$ (figure 9.1b). Cette zone d'accumulation de charge se poursuit jusqu'à 250 m de profondeur. On peut en conclure que la fracturation pourrait affecter le massif jusqu'à cette profondeur (figure 9.8b). Aucune probabilité d'accumulation de charge n'est observée entre les abscisses 360 et 600 m. Nous en déduisons que cette zone est peu fracturée et par conséquent ne produit pas de source secondaire. Dans cette hypothèse, nous présumons qu'un mouvement d'ensemble n'est pas à craindre actuellement car la partie centrale du profil (entre les abscisses 360 et 600 m) serait peu fracturée en profondeur.

Les anomalies de PS mesurées le long du profil PS1 semblent donc être provoquées par un contraste de résistivité électrique et non par la présence d'un écoulement comme supposé au chapitre 4. Néanmoins, la répétition des mesures tous les trois mois, montre qu'il existe des variations temporelles des valeurs de PS de l'ordre de 50 mV entre les abscisses 850 et 1120 m. Ces variations temporelles sont vraisemblablement liées aux circulations de fluides au sein du massif qui se superposent aux effets des sources secondaires (contrastes de résistivité). Pour caractériser de manière plus qualitative ces circulations, nous nous intéressons aux mesures de PS issues du suivi temporel au niveau de la galerie de reconnaissance.

9.3.2 Galerie de reconnaissance

La figure 9.9a présente les mesures de PS réalisées au niveau des électrodes situées dans la galerie (E2 à E6) et au dessus de la galerie (E18 à E22, figure 9.2b) et moyennées entre le 28/09/05 et le 08/09/06. L'électrode de référence (E2, non représentée sur ce schéma) est localisée à moins de 240 m de ces électrodes. Ainsi on diminue l'influence des sources profondes sur nos données. La position de chaque électrode est représentée par un cercle dont la couleur est représentative de la valeur moyenne de PS. La valeur de la polarisation spontanée est interpolée entre chaque point de mesure. Les gradients de PS sont matérialisés par des flèches qui indiquent leur sens et leur intensité. Ces gradients semblent déterminer trois secteurs. Le premier secteur S1, délimité par les électrodes E3, E5, E20 et E18, présente des gradients verticaux forts. Le deuxième secteur S2, délimité

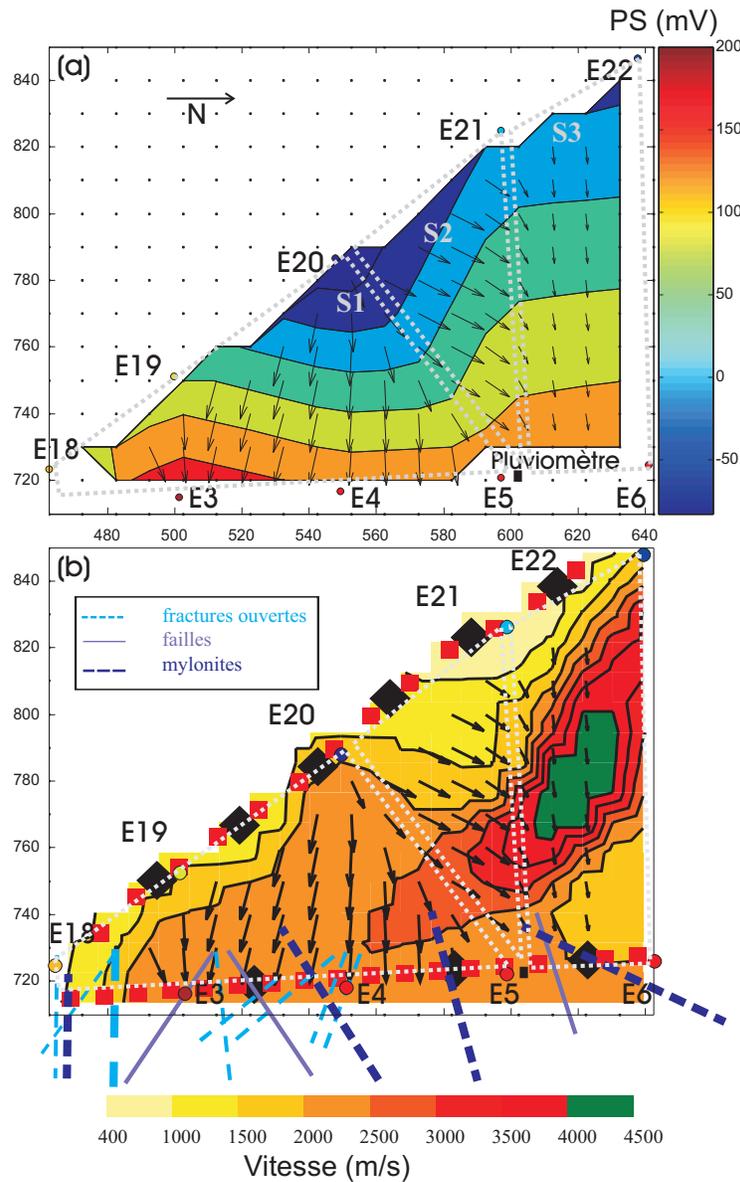


FIG. 9.9 – a) mesures de PS moyennées entre le 28/09/05 et le 08/09/06 des électrodes situées dans la galerie (E2 à E6) et au dessus de la galerie (E18 à E22, figure 9.2b). b) agrandissement au niveau de la galerie de reconnaissance de la tomographie sismique (figure 4.7 du chapitre 4), relevés de la fracturation de *Vengeon* (1998) et gradients de PS.

par les électrodes E5, E21 et E20, montre des gradients latéraux orientés vers le centre du massif. Enfin, le dernier secteur S3, délimité par les électrodes E6, E22 et E21, révèle des gradients de faible intensité.

La figure 9.9b représente un agrandissement au niveau de la galerie de reconnaissance de la tomographie sismique décrite au chapitre 4 (figure 4.7). Cette tomographie image des variations latérales très importantes entre le secteur S1 où V_P est inférieur à 2500 m/s et le secteur S3 où la vitesse peut atteindre plus de 4000 m/s. En outre, la tomographie montre une zone de faible vitesse ($V_P < 2000$ m/s) entre les électrodes E20 et E22 et sur 40 m d'épaisseur. Ces faibles vitesses résultent probablement d'une plus grande fracturation de la roche. Sur cette tomographie, nous avons superposé les relevés de la fracturation de *Vengeon* (1998) et des gradients de PS. Une bonne corrélation est mise en évidence entre les forts gradients verticaux de PS et les faibles vitesses (zone S1) ainsi qu'entre les faibles gradients de PS et les fortes vitesses (zone S3). En outre, la limite entre les gradients verticaux et obliques (entre les électrodes E5 et E20) est corrélée avec la présence d'accidents mylonitiques.

Les forts gradients verticaux détectés dans le secteur S1 suggèrent que les infiltrations d'eau sont verticales à ce niveau. La détection d'une zone plus fracturée dans ce même secteur par tomographie sismique, confirme cette hypothèse. En outre, les travaux de *Guglielmi et al.* (2002) ont montré qu'une partie des eaux récoltées dans la galerie ont une origine locale (infiltration à 710 m d'altitude avec une précision de 50 à 100 m). Enfin les observations de *Vengeon* (1998) ont montré que ce secteur est très fracturé, présentant des suintements variables selon les saisons.

Les faibles gradients de PS situés dans le secteur S3 pourraient correspondre à une infiltration moins importante cohérente avec une zone moins fracturée (vitesse sismique élevée). En outre, nous avons observé une diminution des suintements au sein de la galerie au niveau de l'électrode E6 par rapport aux suintements observés en début de galerie.

Les gradients obliques observés dans le secteur S2 pourrait être liés à des circulations guidées par les accidents mylonitiques orientés dans la direction N50°. L'eau circulant dans ce secteur aurait donc une origine plus lointaine et viendrait probablement de la nappe perchée située au sommet du mouvement (*Vengeon*, 1998; *Guglielmi et al.*, 2002).

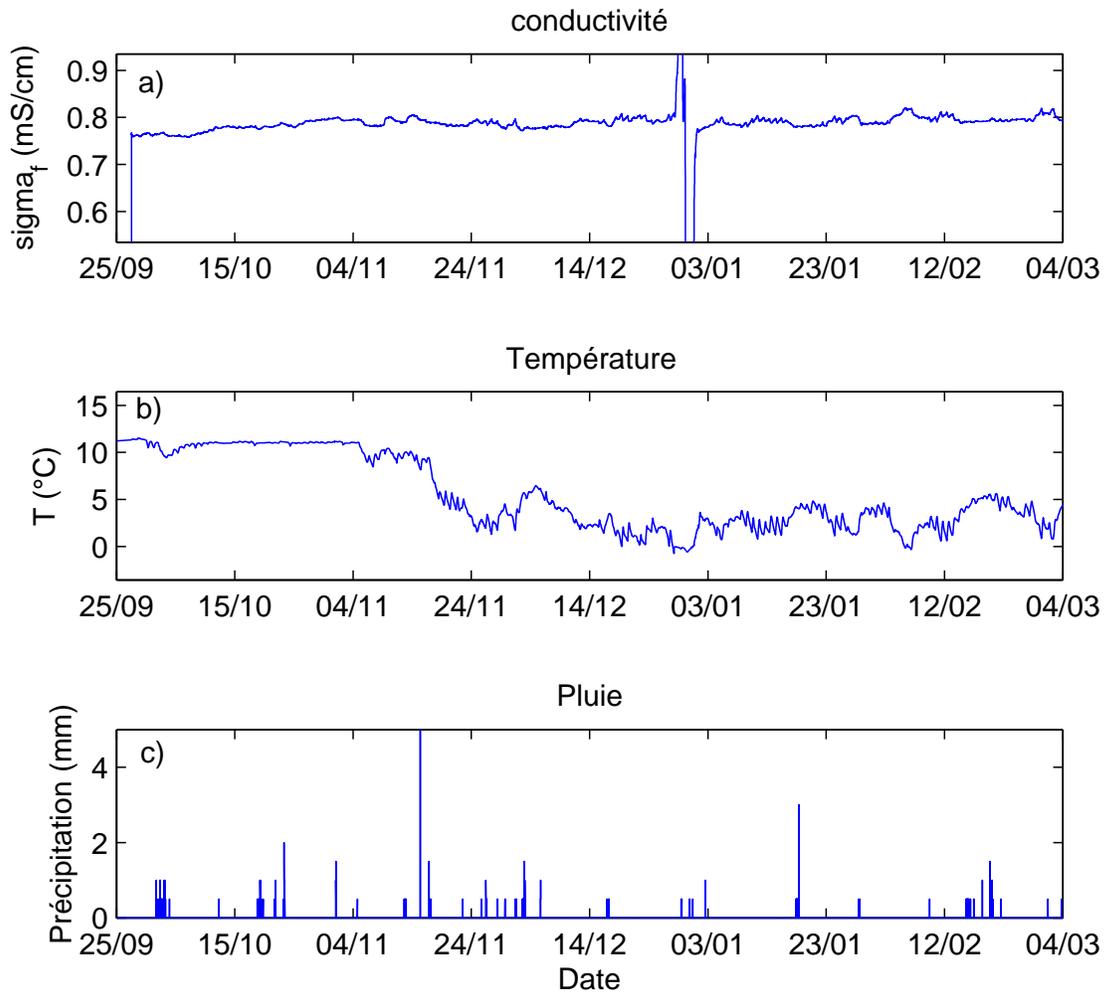


FIG. 9.10 – a) Conductivité et b) température de l'eau percolant dans la galerie, à 140 m de l'entrée (électrode E5). c) Précipitations durant la même période.

9.4 Effets transitoires

9.4.1 Température et conductivité

La figure 9.10 présente les mesures de conductivité et température de l'eau percolant dans la galerie à 140 m de l'entrée au niveau de l'électrode E5. Ces mesures montrent une augmentation régulière de la conductivité ($0.77 \pm 0.05 \text{ mS.cm}^{-1}$ en octobre 2005 et $0.8 \pm 0.05 \text{ mS.cm}^{-1}$ en mars 2006). Les mesures de température présentent de plus grandes variations (de 11° à 2°). La température de l'eau n'ayant pas pu être mesurée directement à sa sortie du rocher pour des raisons techniques, elle parcourt 120 m dans un tuyau de PVC avant d'atteindre la sonde. La température de l'eau est probablement modifiée au cours de ce parcours par les variations de température dans la galerie.

9.4.2 Influence de la température

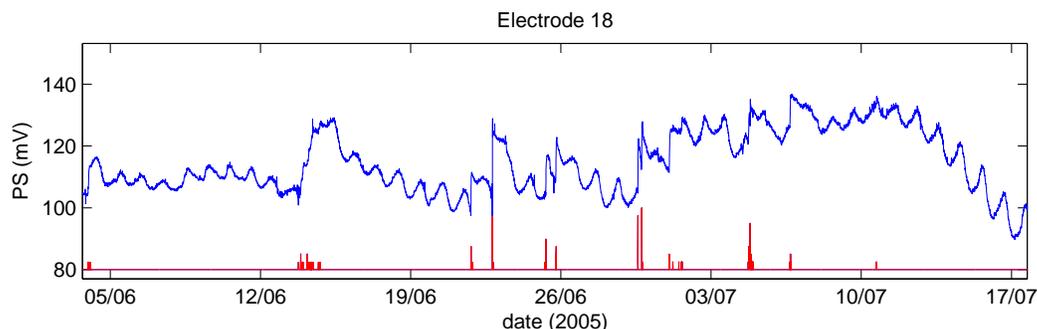


FIG. 9.11 – PS mesurée au niveau de l'électrode E18 et pluviométrie.

La figure 9.11 présente un agrandissement des mesures de PS effectuées au niveau de l'électrode E18, placée au dessus de l'entrée de la galerie. Nous remarquons des variations cycliques de l'ordre de 5 mV et de période égale à un jour. Ces variations diurnes de la PS sont observées sur toutes les électrodes placées à l'extérieur. Nous avons choisi de présenter un agrandissement des mesures de l'électrode E18 car les amplitudes des anomalies sortent bien du niveau de bruit. Comme le niveau de bruit augmente linéairement avec la distance à la référence, pour des électrodes plus éloignées de la référence E2, le niveau de bruit a tendance à masquer des anomalies cycliques. Le minimum est enregistré la nuit entre 22H et 5H du matin, alors que le maximum est enregistré entre 12H et 15H. Le même phénomène est observé sur les électrodes (E19, E20, E21 et E22) qui sont toutes localisées dans un secteur très ensoleillé, alors que ces variations n'apparaissent pas sur les électrodes de la

galerie. Le phénomène est visiblement lié aux variations de température que subissent les électrodes. En effet, la documentation des électrodes déclare un coefficient de température égale à $210 \mu\text{V}/^\circ\text{C}$, ce qui implique dans notre cas, des écarts de température de $\pm 12^\circ$. Cet ordre de grandeur correspondrait à des écarts de température qui peuvent être enregistrés sur un pierrier très aéré, orienté plein sud à 800 m d'altitude.

9.4.3 Influence de la pluie

Sur la figure 9.11 est également tracée la pluviométrie. On remarque que la précipitation du 13 juin 2005 (16 mm en 1 jour) est suivie d'une anomalie positive de 23 mV sur les mesures de PS. Elles reviennent à leur valeur initiale 5 jours après le début de la pluie. Les pluies du 21 (4 mm) et 22 juin 2005 (10 mm) sont suivies d'anomalies de 12 et 20 mV respectivement. De même les pluies du 29 juin 2005 (10 mm en moins de 5H) et du 4 juillet 2005 (14 mm en 7H) provoquent des anomalies de 15 mV et 11 mV respectivement. Enfin une petite pluie de 5 mm le 6 juillet 2005 génère une anomalie de 10 mV. Cette figure illustre la complexité de la réponse d'une électrode à une pluie donnée. En effet, ni l'amplitude ni la durée de la pluie ne semble influencer la forme de l'anomalie. Celle-ci peut être liée aux effets électrocinétiques provoqués par les infiltrations ou aux changements des conditions d'humidification de l'argile au contact de l'électrode.

Afin, d'observer de manière systématique l'effet de la pluie sur les mesures de PS, nous avons sommé pour 34 événements de pluie, les mesures sur 14 jours (7 jours avant le début de la pluie et 7 jours après). La figure 9.12 présente les résultats des sommations des électrodes placées au dessus et dans la galerie de reconnaissance. Les événements ont été choisis de manière à ce que la période sélectionnée (14 jours) ne soit pas affectée par des coupures ni par des anomalies générées par l'instrumentation. Nous avons pris une période la plus longue possible (7 jours) pour tenir compte d'un délai probable de plusieurs jours entre le début de la pluie et de l'anomalie PS. La figure 9.12 montre une augmentation brutale de 6 mV de la PS immédiatement après le début de la pluie sur l'électrode E18. La diminution observée sur les mesures de l'électrode E19 ne semble pas corrélée à la pluie car elle n'est pas causale. Aucune anomalie n'est remarquée sur les mesures des électrodes E20 à E22, ni sur les électrodes situées en galerie (E3 à E6). Nous en déduisons que l'anomalie observée sur l'électrode E18 est probablement générée par une modification de l'environnement proche de l'électrode (humidification de l'argile). Le passage du front de saturation au niveau de la galerie est probablement tamponné par la faible vitesse d'écoulement dans les fractures. C'est sans doute pourquoi l'anomalie provoquée est probablement de faible amplitude et très étalée dans le temps. Un suivi

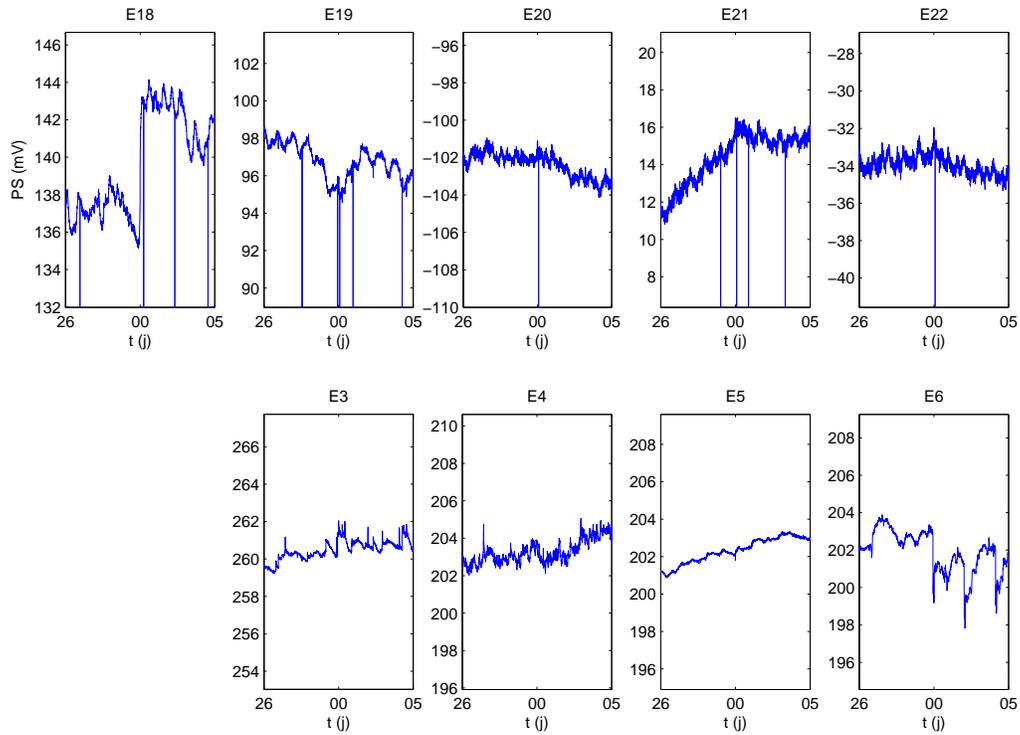


FIG. 9.12 – Somme sur 14 jours de 34 événements de pluie de la PS mesurée par les électrodes placées au dessus (E18 à E22) et dans la galerie (E3 à E6)

temporel plus long afin de sommer plus d'événements serait nécessaire pour détecter ce type d'anomalie.

9.4.4 Influence des séismes

Quatre séismes de magnitude inférieure à 3 se sont produits entre le 2/10/05 et le 8/05/06 dans un rayon de moins de 10 km autour du mouvement de Séchilienne (figure 9.13).

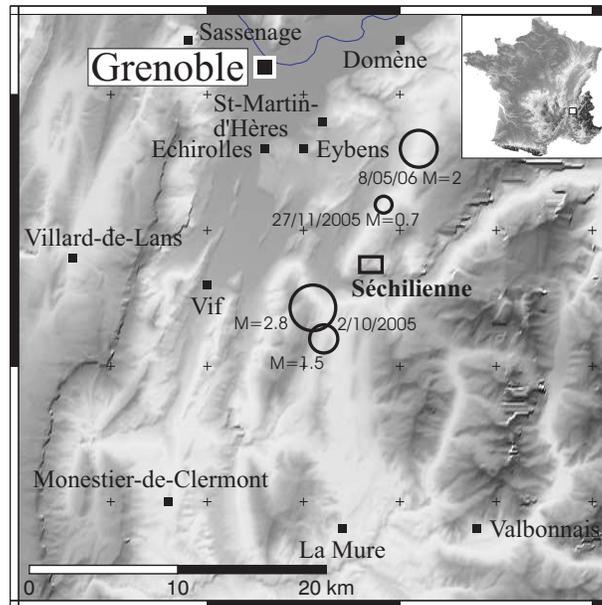


FIG. 9.13 – Localisation des séismes s'étant produit entre juin 2005 et juillet 2006 à moins de 10 km du mouvement de Séchilienne (SISMALP, 2006).

La figure 9.14 illustre un exemple d'anomalies observées sur les mesures de PS avant, pendant et après des tremblements de terre. Nous présentons sur cette figure les mesures de l'électrode E3 car cette électrode est peu bruitée puisque très proche de la référence. En outre, elle ne subit pas de variation de forte amplitude de la température car elle est située dans la galerie. Le premier tremblement de terre de $M=2.8$, s'est produit à moins de trois kilomètres du mouvement de terrain le 2 octobre 2005. On observe sur les mesures de PS une anomalie de 16 mV qui débute 5H35 avant le déclenchement du tremblement de terre. Une pluie intense (35 mm en 2j et 8h) débute 2h avant le début de l'anomalie. La réplique de ce tremblement de terre ($M=1.5$) a eu lieu 11H15 après le premier et est marquée dans les mesures de PS par une augmentation de 2 mV. Cette anomalie est observée sur l'ensemble du réseau (figures 9.4, 9.5 et 9.6).

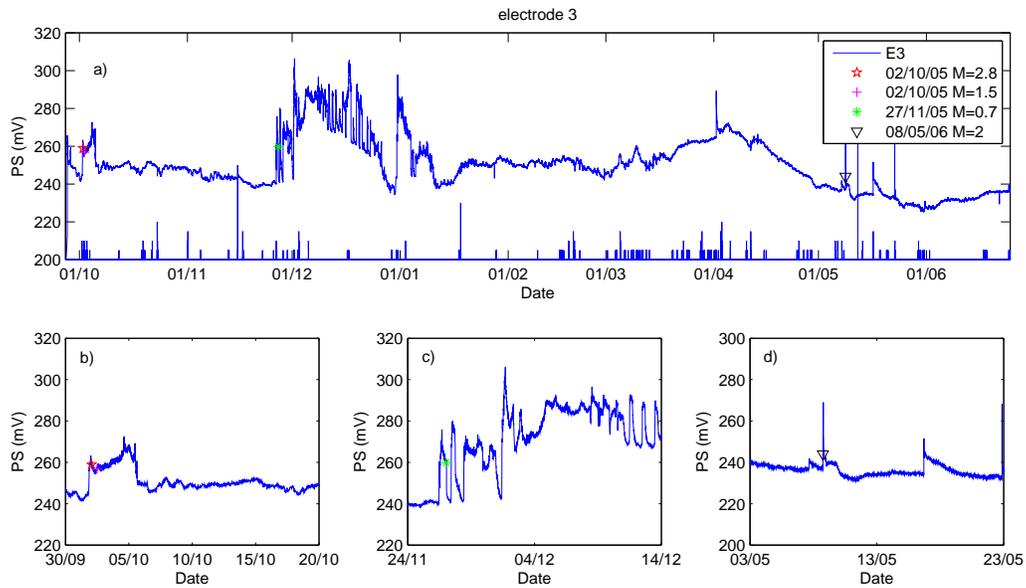


FIG. 9.14 – a) PS mesurée en E3 entre le 27/09/05 et le 25/06/06. Sur le graphique ont été reportées les dates d’occurrence des 4 séismes localisés à moins de 10 km du mouvement de Séchilienne (figure 9.13). Les figures b), c) et d) présentent un agrandissement des mesures pendant le séisme de magnitude $M=2.8$ et sa réplique $M=1.5$ (02/10/05), le séisme de magnitude $M=0.7$ (27/11/05) et le séisme de magnitude $M=2$ (8/05/06) respectivement.

Le deuxième tremblement de terre de magnitude $M=0.7$, est localisé dans le massif de Belledonne à moins de 3 km du mouvement et s'est produit le 27 novembre 2005. Les mesures de PS montrent une anomalie de 20 mV non corrélée avec une pluie exceptionnelle, qui débute 13h43 avant le tremblement de terre et dure 34 jours. Cette anomalie se mesure sur toutes les électrodes du réseau avec la même amplitude (figures 9.4, 9.5 et 9.6).

Le troisième tremblement de terre de magnitude $M=2$ du 8 mai 2006, s'est produit dans le massif de Belledonne à moins de 9 km du mouvement de Séchilienne. Aucune pluie ne s'est produite durant l'intervalle de temps étudié. Une anomalie de 6 mV débute 12H avant le déclenchement du tremblement de terre et monte à 30 mV simultanément au séisme. Cette anomalie n'est observée que sur l'électrode E3, les autres restant stables. Par ailleurs, la figure 9.14 montre d'autres anomalies de même forme le 1^{er} avril 2006 et les 7, 16 et 22 mai 2006.

Il est difficile d'établir l'origine de ces anomalies. En effet, la première (2/10/05) peut être générée par l'influence d'un orage, la deuxième (27/11/05) par un problème d'instrumentation et la dernière (8/05/06) se produit aussi en dehors de toute provocation sismique. Néanmoins, il faut noter que de mesures comparables ont été déjà acquises par le passé (*Corwin et Morrison, 1977*) et récemment avec le séisme de Sumatra (*Röder et al., 2005*).

Enfin, nous nous intéressons aux effets du séisme sur la conductivité et la température de l'eau suintant dans la galerie. La figure 9.15 présente les mesures de conductivité et température de l'eau percolant dans la galerie de reconnaissance pendant les séismes du 02/10/05 et du 27/11/05. La température de l'eau chute de 1.5 °C en 32 h après le séisme du 2/10/05. La température remonte à sa valeur initiale en 6 jours. Ce phénomène peut s'expliquer par le passage d'eau récente car une pluie de 35 mm s'abat en deux jours sur le versant le 2 et 3 octobre 2005. Aucune variation brutale de la conductivité n'est observée pour ce séisme, ni pour les suivants. En outre, il n'est pas possible de déterminer si le séisme du 27/11/05 perturbe les mesures de température de l'eau car celle-ci est très variable durant cette période. Il est possible qu'une modification des écoulements soit à l'origine de la baisse de la température de l'eau. Toutefois, comme ce séisme s'est produit pendant un orage, cette diminution peut aussi être causée par des changements de température au sein de la galerie ou de l'eau percolant plus rapidement.

9.4.5 Variations basse fréquence

Cette partie est consacrée aux variations de PS basses fréquence observées sur le réseau. La figure 9.16 présente une comparaison entre a) les mesures filtrées de l'électrode E15, b)

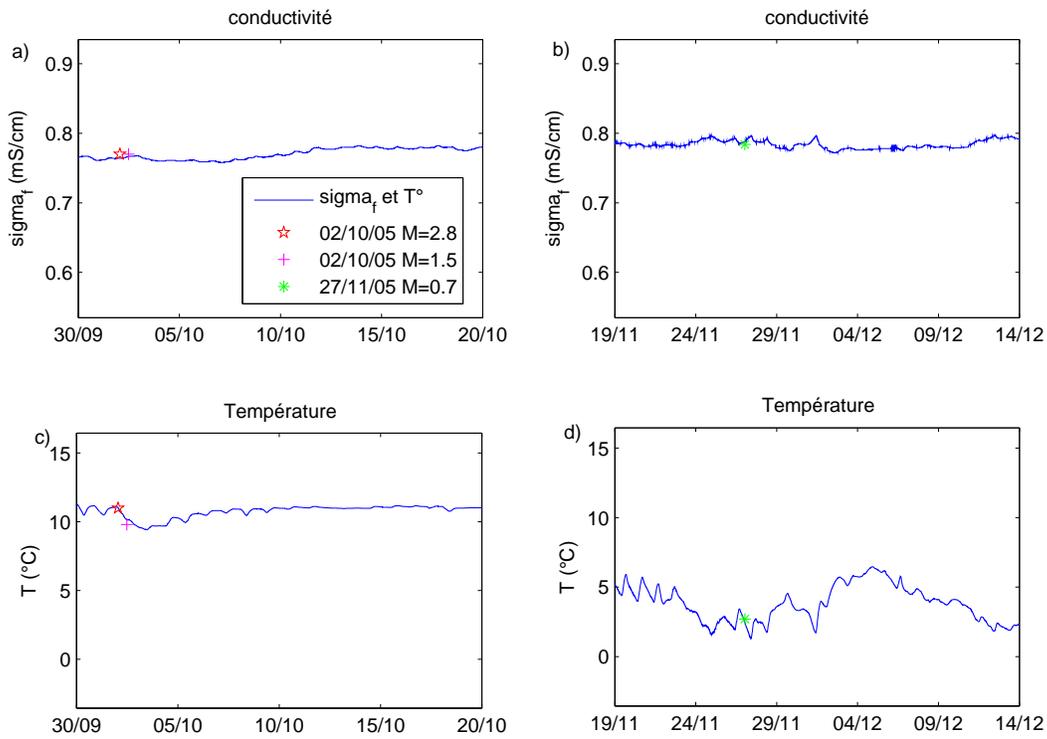


FIG. 9.15 – a) et c) Conductivité et température de l'eau percolant dans la galerie de reconnaissance pendant les séismes du 2/10/05. b) et d) Conductivité et température de l'eau percolant dans la galerie de reconnaissance pendant le séisme du 27/11/05.

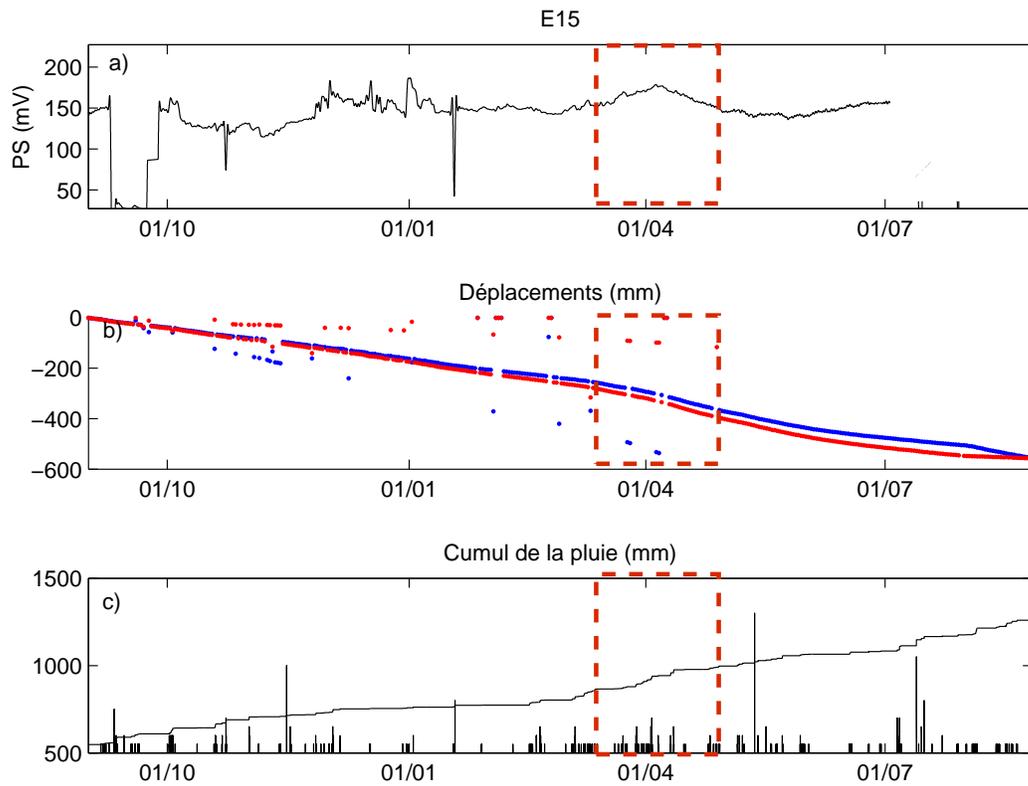


FIG. 9.16 – a) Données filtrées des mesures de PS en mV de l'électrode E15, située dans la zone active. b) Déplacements cumulés (mesures fournies par le CETE de Lyon, pas d'échelle) des capteurs 1010, situé 16 m en contre bas de E15 (points bleus) et 1102, localisé 16 m au dessus de E15 (points rouges). c) Données de la pluviométrie en mm, mesurées à l'entrée de la galerie et données cumulées depuis le 17 mai 2005.

les déplacements mesurés à moins de 16 m de l'électrode et c) la pluviométrie entre le 1^{er} septembre 2005 et le 26 août 2006. Nous avons choisi de présenter les mesures de l'électrode E15 bien que toutes les électrodes du réseau présentent les mêmes comportement car elle est située dans la zone très active et que nous disposons de mesures de déplacement à 16 m de distance. Les capteurs de déplacement montrent une vitesse de déplacement stable entre le 01 septembre 2005 et le 6 mars 2006. On observe une accélération du mouvement simultanément sur la plupart des capteurs de cette zone entre le 13 mars et le 29 avril 2006 (figures 9.16b). Suite à cette période d'accélération les mouvements retrouvent en 3.5 mois une vitesse de déplacement semblable à celle enregistrée entre septembre 2005 et février 2006. La figure 9.16c montre que la pluviométrie est faible entre le 1^{er} novembre 2005 et le 1^{er} mars 2006 (100 mm en 4 mois), comparativement à la période du 1^{er} mars 2006 au 28 avril 2006 (200 mm en 2 mois). Notons l'occurrence d'une précipitation de 70 mm entre le 1^{er} mars et le 13 mars 2006. Les mesures de PS présentent une valeur moyenne de 150 mV sur la période étudiée. Une augmentation du potentiel spontané est observée sur tous les enregistrements entre le 13 mars et le 5 avril 2006. Les mesures retrouvent la valeur moyenne aux alentours du 29 avril. Le tableau 9.3 récapitule les variations de potentiel mesuré sur chaque électrode.

E1	E3	E4	E5	E6	E7	E8	E9	E10	E11	E12
26	24	44	27	22	21	21	29	17	30	25
E12.5	E13	E14	E15	E16	E17	E18	E19	E20	E21	E22
26	27	31	26	35	25	13	21	13	25	21

TAB. 9.3 – Tableau des variations de PS en mV entre le 13 mars et le 5 avril.

L'augmentation des précipitations est très probablement la cause de l'accélération des mouvements enregistré entre le 13 mars et le 29 avril 2006. Selon le modèle de *Vengeon* (1998), en période humide prolongée, le niveau de la nappe monte dans les compartiments capacitifs jusqu'à ce que la surverse se généralise. En cas de pluie intense, cette surverse prend la forme temporairement d'une nappe de versant anisotrope. Il est probable que l'augmentation de la hauteur de la nappe et les modifications des chemins d'écoulement au sein du massif soient à l'origine de l'anomalie PS observée entre le 13 mars et le 5 avril. En effet, ces mesures montrent une bonne corrélation entre une augmentation basse fréquence de la PS enregistrée sur tout le réseau, un accroissement des précipitations et l'accélération du mouvement. Toutefois, un suivi temporel plus important serait nécessaire pour confirmer cette observation.

Conclusions

Nous avons présenté dans cette partie l'interprétation préliminaire des mesures de PS acquises en réseau sur le mouvement de Séchilienne. Au niveau des données statiques, les anomalies de plus de 350 mV mesurées sur le profil transverse au mouvement de Séchilienne semblent être générées par un fort contraste de résistivité entre la zone saine ($\rho < 500 \Omega.m$) et la zone active ($\rho > 10\,000 \Omega.m$). L'interprétation de ces anomalies par la méthode de *Revil et al.* (2001) montre que ce contraste de résistivité serait présent jusqu'à 250 m de profondeur sous la zone active. Par ailleurs, l'anomalie détectée dans le secteur ouest du profil est parfaitement corrélée au contraste de résistivité mesuré par tomographie électrique. En outre, la zone centrale du profil (de 360 à 600 m) ne présente pas d'accumulation de charge, suggérant une faible fracturation tandis que le versant semble affecté par une forte fracturation dans sa partie occidentale (entre les abscisses 0 et 200 m) et jusqu'à 250 m de profondeur sous la zone très active à l'est.

L'étude des mesures des électrodes situées au niveau de la galerie de reconnaissance et moyennées sur un an, a permis de proposer des trajets préférentiels de circulation des fluides. Trois secteurs présentant des propriétés hydrauliques différentes avaient été mis en évidence. Le premier secteur, déterminé par des flux verticaux relativement importants, est situé dans la première partie de la galerie, fracturée et présentant de faibles valeurs de V_P . Le second secteur, dans lequel s'effectue des circulations obliques, est probablement lié à des circulations guidées par les accidents mylonitiques. Enfin, le troisième secteur, où V_P est élevé (meilleure qualité de roche), présente des circulations relativement plus faibles. Ces observations confirment les hypothèses de *Vengeon* (1998) qui suppose un découpage par bloc du mouvement de Séchilienne. Ces blocs seraient délimités par des accidents mylonitiques qui agiraient comme des barrières étanches dans la direction transverse.

Le suivi temporel de la PS montre des valeurs relativement stables au cours du temps sur les 23 électrodes et a aussi mis en évidence plusieurs sources transitoires. Premièrement, les électrodes exposées aux variations de température présentent des modifications du potentiel de l'ordre de 5 mV. Ces variations peuvent être éliminées des données par un simple filtrage

passé-bas ($f = 1/(1 \text{ jour})$). Deuxièmement, lorsque l'environnement de l'électrode n'est pas suffisamment protégé des intempéries, des anomalies de l'ordre de la dizaine de mV sont mesurées. Troisièmement, il est difficile de déterminer si les séismes qui se sont produits à moins de 10 km du mouvement de terrain ont réellement provoqué des variations de potentiel avant, pendant ou après le séisme. Néanmoins, chaque tremblement de terre local a été marqué dans les mesures par une anomalie d'au moins 16 mV. Enfin, il semble que l'augmentation de la hauteur de la nappe et/ou les modifications des chemins d'écoulement au sein du massif provoquent une anomalie de l'ordre de 20 mV.

Un suivi temporel plus long serait nécessaire pour compléter nos premières observations, notamment pour confirmer qu'une accélération du mouvement pendant la période humide (mars/avril) est corrélée à une anomalie positive de PS de plusieurs dizaines de millivolts. D'autres mouvements (Super Sauze, Saint Guillaume) sont actuellement équipés d'un réseau de suivi temporel de PS et le dépouillement de ces données pourrait infirmer ou confirmer ces premiers résultats. Enfin, pour des milieux complexes comme le mouvement de Séchilienne, dans lequel les circulations de fluide sont concentrées dans des fractures, il serait nécessaire de développer un modèle numérique de réponse électrocinétique et de variations de résistivité à des flux transitoires pour améliorer la compréhension des phénomènes et des données.

Conclusions et perspectives

Chapitre 10

Conclusions

L'objectif de ce travail de thèse était d'établir une méthodologie d'investigation des mouvements de terrain par méthodes géophysiques. Nous avons donc mené une étude critique des apports et limites de différentes techniques géophysiques (tomographie électrique, méthodes sismiques, traitement du bruit de fond sismique et mesure de la polarisation spontanée) pour la caractérisation des mouvements de terrain. Dans ce cadre, nous avons étudié des mouvements rocheux de grande ampleur (Séchilienne et la Clapière, Alpes, France) et de taille modérée (Ravin de l'Aiguille, Alpes, France, volume $\approx 225\,000\text{ m}^3$) et des mouvements se développant dans les sols (Super-Sauze et Léaz, Alpes, France). Enfin, nous avons mis en place un suivi temporel de polarisation spontanée sur le mouvement de grande ampleur de Séchilienne.

Ces travaux ont permis d'améliorer nos connaissances (géométrie, circulation d'eau) sur les mouvements de terrain étudiés, d'appliquer avec succès des techniques géophysiques originales comme les mesures de bruit de fond, pour déterminer la géométrie des mouvements, de quantifier la géométrie et l'évolution des circulations de fluide au sein d'un mouvement.

10.1 Géométrie du mouvement

10.1.1 Mouvements rocheux

L'étude des mouvements rocheux montre que les paramètres géophysiques comme la résistivité électrique, la vitesse des ondes P et S, peuvent permettre de quantifier le taux de fracturation du milieu.

Parmi les méthodes disponibles pour mesurer ces observables (ρ , V_P et V_S), l'emploi de méthodes tomographiques (sismique et électrique) s'imposent car elles permettent d'imager des variations verticales et latérales de vitesse et/ou de résistivité. En raison des difficultés de déploiement d'une source en onde S sur des versants instables, les méthodes indirectes comme l'analyse des ondes de surface sont à privilégier pour obtenir V_S . Ces ondes de surface peuvent être mesurées lors de l'acquisition d'un profil sismique réfraction classique en utilisant des géophones avec une fréquence de coupure suffisamment basse (4.5 Hz pour cette thèse). Dans les cas où les mouvements étudiés sont de grande ampleur et que la surface de rupture est très profonde (de l'ordre de 100 m) le déploiement d'un réseau de capteurs 5s mesurant le bruit de fond sismique permet de calculer la courbe de dispersion sur une gamme de fréquence plus basse. Ainsi, le calcul de la profondeur et de la vitesse dans le substratum est plus précis lorsque les hypothèses d'utilisation de la méthode (milieu 1D, pas de source à l'intérieure du réseau) sont vérifiées.

Pour l'étude d'objets de plus petites dimensions, nous avons adapté le dispositif d'acquisition pour imager l'extension en profondeur des fractures en fonction de la géométrie du site. Dans ce cas, nous avons complété l'analyse des premières arrivées par tomographie sismique avec l'étude de l'évolution fréquentielle et de l'amplitude des signaux en fonction de leur position sur des profils à échantillonnage spatial élevé. En outre, la mise en place d'un dispositif en éventail a permis de caractériser l'anisotropie du site et les limites du dièdre. Cependant cette étude n'a pas permis de déterminer l'extension des fractures au delà de 15 m de profondeur. Lorsque l'état de la falaise est suffisamment stable, une étude par imagerie radar sur la falaise pourrait apporter cette information (*Jeannin, 2005; Deparis et Garambois, 2006*).

10.1.2 Mouvements dans les sols

L'étude des mouvements dans les sols (Super-Sauze, Saint Guillaume et Léaz) a montré que l'efficacité des techniques géophysiques à caractériser la géométrie du mouvement est fonction du degré de remaniement de la couche instable. En effet, pour un remaniement fort, les paramètres V_P , V_S et ρ sont fortement contrastés entre la coulée et le substratum. Par contre, lorsque le mouvement est modéré, les contrastes entre la zone active et le substratum sain peuvent être beaucoup plus faibles et masqués par des variations lithologiques bien repérées par le paramètre ρ , ou la présence d'une nappe à laquelle est très sensible V_P (Léaz). V_S semble alors le meilleur paramètre à utiliser pour caractériser un mouvement modéré à faible dans un sol riche en argile à lithologie variable, et avec une nappe proche de la surface de rupture ou du sol.

Dans le cas où la zone glissée est très remaniée, nous préconisons l'emploi conjoint de tomographies électrique et sismique. Pour obtenir rapidement l'épaisseur du mouvement sur une surface importante, nous proposons d'utiliser la méthode H/V. Toutefois cette technique a plusieurs limites : (1) il faut connaître V_S , (2) le contraste d'impédance doit être suffisamment important pour observer un pic H/V, (3) la géométrie de la surface de glissement doit être régulière. Si le mouvement est peu profond (inférieur à 20 m), l'étude des ondes de surface issues de la sismique active est suffisante pour obtenir V_S dans la couche en mouvement et une estimation de la profondeur du substratum. V_S peut également être obtenue par sismique réfraction en onde S, avec comme contrainte de déployer des géophones horizontaux et de disposer d'une source en onde S.

10.2 Circulation de fluide

Nous avons montré dans cette thèse que l'étude conjointe de la distribution de la résistivité électrique et de la polarisation spontanée permet de caractériser les circulations préférentielles de fluides (la Clapière) ou de déterminer l'origine secondaire des sources des anomalies de PS (contrastes forts de résistivité, Séchilienne). L'étude de la distribution de la polarisation spontanée au sein du massif de Séchilienne a permis de caractériser trois secteurs de propriétés hydrauliques différentes et de localiser les barrières étanches présentes sur ce site.

Le suivi temporel de polarisation spontanée a présenté des valeurs très stables dans le temps. Il a permis de mettre en évidence plusieurs sources transitoires possibles (variations de température, modification de l'environnement proche de l'électrode suite à une pluie, séisme). Ce suivi temporel a montré qu'il n'est pas observé de réponse forte de PS en profondeur suite à une pluie, même dans un milieu très fracturé. Toutefois, il semble exister une réaction basse fréquence aux variations saisonnières qui entraînerait des anomalies de plusieurs dizaines de millivolt. Ces anomalies basses fréquences peuvent être liées à des modifications des chemins d'écoulements ou du niveau de la nappe.

Chapitre 11

Perspectives

Ce travail de thèse laisse apparaître plusieurs améliorations et perspectives possibles. Les données acquises au cours de cette thèse nécessitent encore des traitements pour améliorer leur analyse et leur interprétation, en particulier sur les données du réseau de polarisation spontanée.

11.1 Imagerie des mouvements

11.1.1 Le réseau IHR

La caractérisation de la géométrie d'un mouvement de grande ampleur (Séchilienne, La Clapière) menaçant la population de plusieurs villes, pourrait être obtenue en déployant un réseau d'Imagerie Haute Résolution (IHR, *Coutant et al.*, 2005). Ce dernier a été développé pour imager des structures de taille hectométrique, caractérisées par de fortes hétérogénéités et avec une résolution supérieure résultant d'une approche multi-méthode sismique (tomographie, réfraction et réflexion, *Brenquier et al.*, 2006a). Le déploiement de ce réseau sur un mouvement de grande ampleur pourrait permettre de caractériser l'état de fracturation de la masse en mouvement dans son ensemble. Une partie de ce réseau a été récemment déployé sur un mouvement de grande ampleur menaçant un Fjord Norvégien. Le traitement des données est en cours.

11.1.2 Imagerie par méthode de corrélation

Les méthodes d'imagerie basées sur les corrélations de bruit de fond sismique ou de coda présentent le grand avantage de ne pas nécessiter de sources. Les récents travaux d'analyse des signaux sismiques de coda ou de bruit par méthodes de corrélation permettent

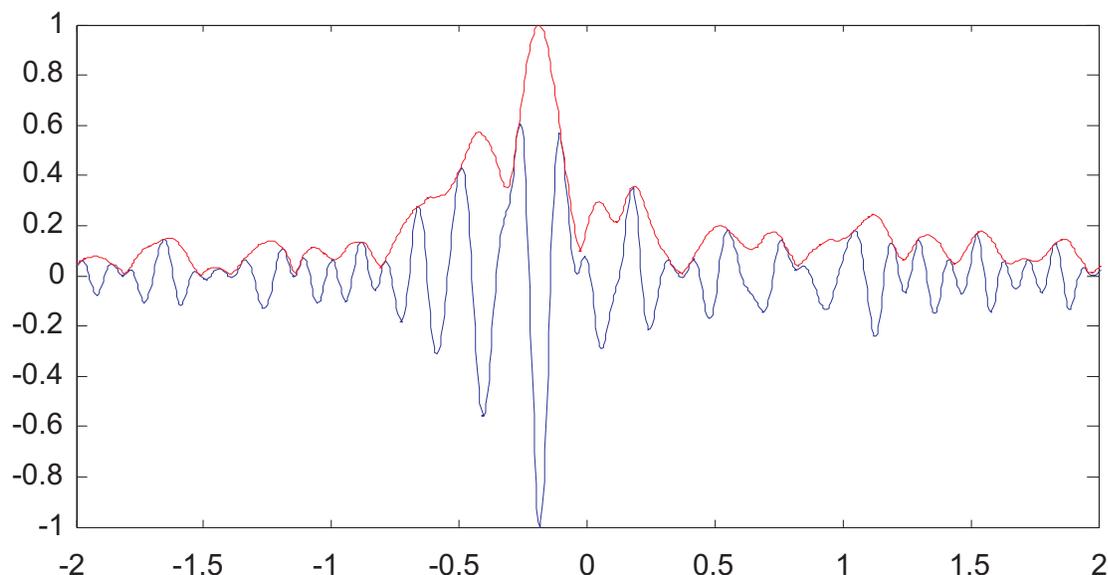


FIG. 11.1 – Intercorrélation entre le capteur central et le capteur sud du grand réseau de bruit de fond sismique mesuré sur le mouvement de la Clapière. Le maximum de l'intercorrélation pour des signaux filtrés entre 5 et 10 Hz, est obtenu à -0.19 s, soit : une vitesse de groupe d'environ 315 m/s, (*communication personnelle E. Larose*)

d'estimer la répartition 3D des vitesses d'onde S du milieu étudié (*Larose et al., 2005*). La figure 11.1 présente les résultats d'intercorrélations effectuées par E. Larose (LGIT) sur les enregistrements de bruit sismique à la Clapière. Le maximum de l'intercorrélation est situé à -0.19 s ce qui implique que l'onde se propage à une vitesse de 315 m/s. L'avantage de cette technique par rapport au traitement appliqué dans cette thèse est qu'elle permet de caractériser les hétérogénéités latérales de V_S par tomographie *Brenquier et al. (2006b)*.

11.2 Hydrogéophysique sur les mouvements de terrain

11.2.1 Suivi temporel

L'interprétation des mesures continues de PS est limitée en raison de la trop courte durée d'enregistrement (1 an). Un suivi des variations de PS sur plusieurs années, permettrait de confirmer les premières observations et d'établir une base fiable pour une future modélisation.

Enfin, l'obtention de mesures multi-discipline (déplacement, géophysique, hydrogéologiques) est indispensable pour améliorer la compréhension de la physique des déclen-

chements et de l'évolution instabilités de versants, donnant accès à des potentialités de prévision et d'alarme. Ainsi, un observatoire dont le principal objectif serait de fournir de nouvelles données pertinentes, permettrait d'améliorer la compréhension des processus qui gouvernent les instabilités gravitaires.

11.2.2 Cartographie de la polarisation spontanée

Les profils de PS transverses aux mouvements de la Clapière et de Séchillienne ont montré la capacité de cette méthode à fournir des informations sur la localisation des circulations préférentielles d'eau et des zones fracturées. La cartographie de ces deux sites avec un maillage régulier (20 m) permettrait d'évaluer : (1) la profondeur de la nappe, (2) les circulations préférentielles de fluide et (3) les zones très fracturées. Ces mesures pourraient être complétées en certains points par des tomographies électriques pour lever les ambiguïtés sur l'origine des anomalies.

11.2.3 Développement d'une technique d'inversion des profils de PS

Au cours de cette thèse, nous avons souvent été limités par l'influence des variations de résistivité pour l'interprétation des profils de PS en terme de source électrocinétique. Nous avons initié le développement d'une méthode d'inversion qui tiendrait compte de la répartition des résistivités, obtenue par une tomographie électrique. Le principe de cette méthode en cours de développement est décrit à la figure 11.2.

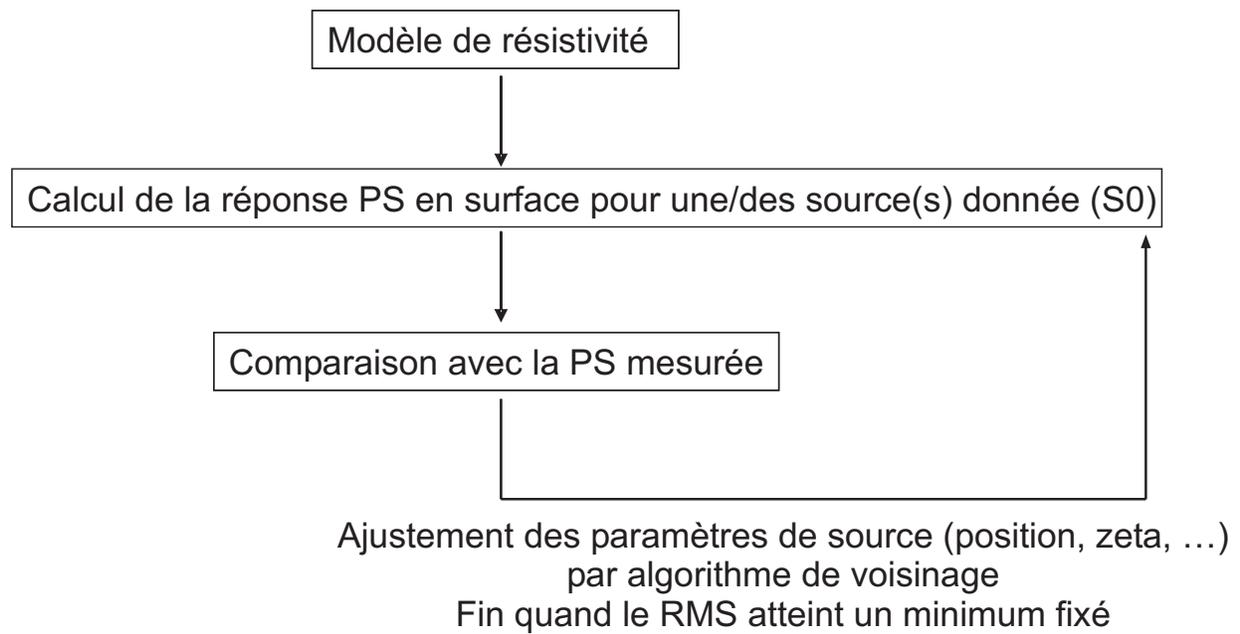


FIG. 11.2 – Diagramme schématique de fonctionnement du programme d'inversion de PS tenant compte des variations de résistivités.

Chapitre 12

Diffusion de nos travaux de recherche

Revue Internationale avec comité de lecture :

- **Meric, O.** ; Garambois, S. ; Jongmans, D. ; Wathelet, M. ; Chatelain, J.L. ; Vengeon, J.M., Application of géophysical methods for the investigation of the large gravitational mass movement of Séchilienne (France)., 2005 Canadian geotechnical journal Vol. 42 p 1105-1115
- **Meric, O.** ; Garambois, S. ; Malet J.-P. ; Cadet, H. ; Guéguen, P. ; Jongmans, D., Seismic noise-based methods for soft-rock landslide characterization, accepted, BSGF
- Grandjean, G. ; Pennetier, C. ; Bitri, A. ; **Meric, O.** ; Malet, J.P., Caractérisation de la structure interne et de l'état hydrique de glissements argilo-marneux par tomographie géophysique : l'exemple du glissement-coulée de Super-Sauze., 2006, Comptes Rendus Geosciences, Volume 338, Issue 9, Pages 587-595

Congrès internationaux avec actes :

- **Meric, O.** ; Jongmans, D. ; Garambois, S. ; Vengeon, J. M. ; Chatelain, J. L., Geophysical investigations of the large gravitational mass movement of Sechilienne (Alps, France). Proceedings of the EGU, Nice , 25 April 1 May 2004
- **Meric O.**, D. Jongmans, S. Garambois, A. Giraud et J.M. Vengeon, Investigation of the gravitational movement of Séchilienne by geophysical methods. Proceedings of the IX International Symposium on Landslides, Rio de Janeiro, 28 June 2 July 2004
- **Meric O.**, S. Garambois, D. Jongmans, G. Grandjean et J.-P. Malet, Geophysical and Seismic Noise Investigations of a Clayey Earthflow. EAGE, Palermo, 4 7 September 2005

- Grandjean G., J.P. Malet, A. Bitri et **O. Méric**, Geophysical Data Fusion by Fuzzy Logic for Imaging Earthflow Mechanical Behavior EAGE, Palermo, 4 7 September 2005
- **Méric O.**, Garambois S. et Orengo Y, Large gravitational movement monitoring using a spontaneous potential network. SAGEEP, Seattle, 2 6 April 2006
- **Méric O.**, Garambois S. Orengo Y Duranthon J.-P. et Pothérat P, SP monitoring of a huge rocky landslide (Séchilienne, The Alps, France), EGU, Vienna, Austria 02-07 April 2006.
- **Méric O.**, Garambois S. Malet J.-P. et Cornou C. Seismic noise investigations of the Super-Sauze earthflow (The Alps, France) : field measurements and numerical modelling, EGU, Vienna, Austria 02-07 April 2006.

Autres colloques :

- **Méric, O.** ; Grandjean, G. ; Bitri, A. ; Malet, J.-P. ; Garambois, S., Application of geophysical technics to define the internal structure of a clayey earthflow. Réunion des Sciences de la Terre, Strasbourg, 20 September 25 September 2004.
- Grandjean, G. ; Bitri, A. ; Pernetier, C. ; Maftéi, R. ; **Méric, O.** ; Malet, J.-P., Caractérisation structurale et hydrique des glissements de terrain. Journée AGAP - EAU ET GEOPHYSIQUE, Lyon, 27 28 October 2004.
- **Méric, O.** Méthodes géophysiques appliquées au mouvement de Séchilienne. Journée AGAP - EAU ET GEOPHYSIQUE, Lyon, 27 28 October 2004.
- **Méric, O.** Caractérisation des mouvements gravitaires (rocheux et sols) par mesures géophysiques et bruit de fond sismique, séminaire 26 mai 2005 à Strasbourg.
- **Méric, O.** ; Garambois, S. ; Jongmans, D. ; J.-P. Malet, Caractérisation de la structure interne de mouvements de terrain dans les formations argileuses par méthodes géophysiques. AUGC, Grenoble, 25 26 mai 2005.
- Grandjean, G. ; Malet, J.P. ; Bitri, A. ; **Méric, O.**, Fusion de données géophysiques par logique floue pour imager le comportement géo-mécanique des glissements de terrain. 5ème colloque Geofcan, Orléan, 20 et 21 septembre 2005.

Annexes

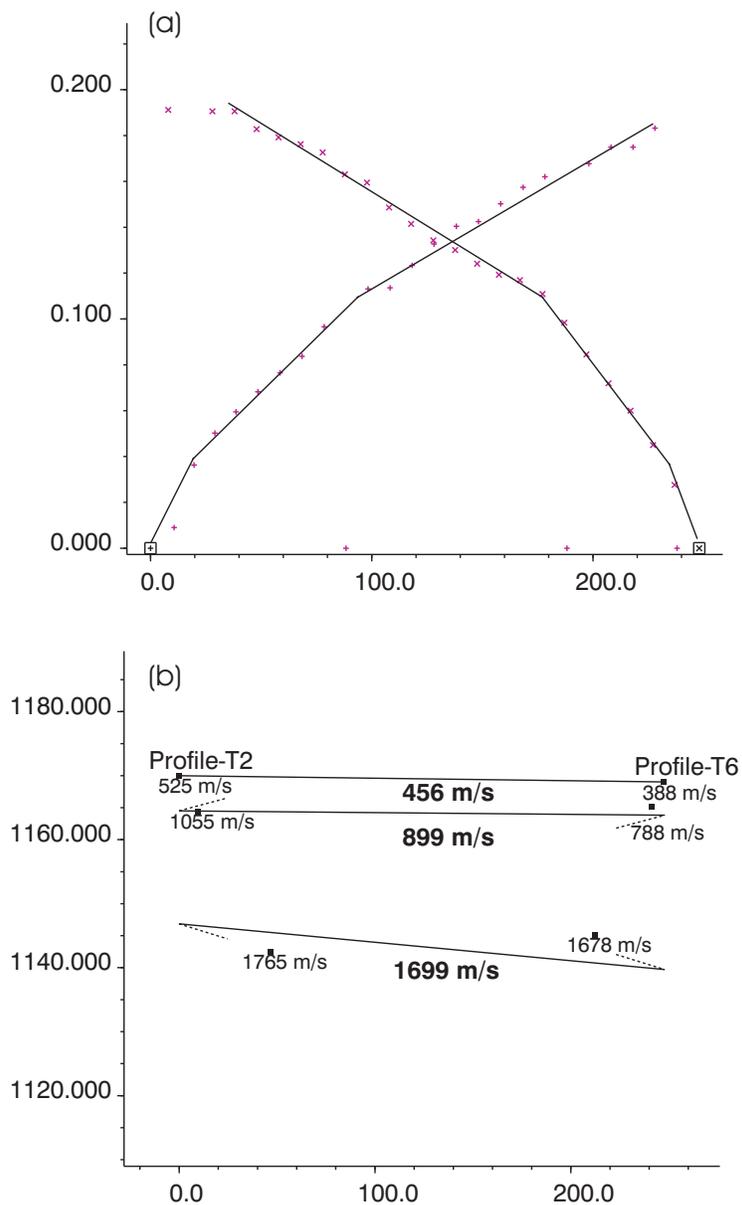


FIG. 12.1 – Interprétation en sismique réfraction simple du profil PS1, déployé au sein du mouvement de la Clapière.

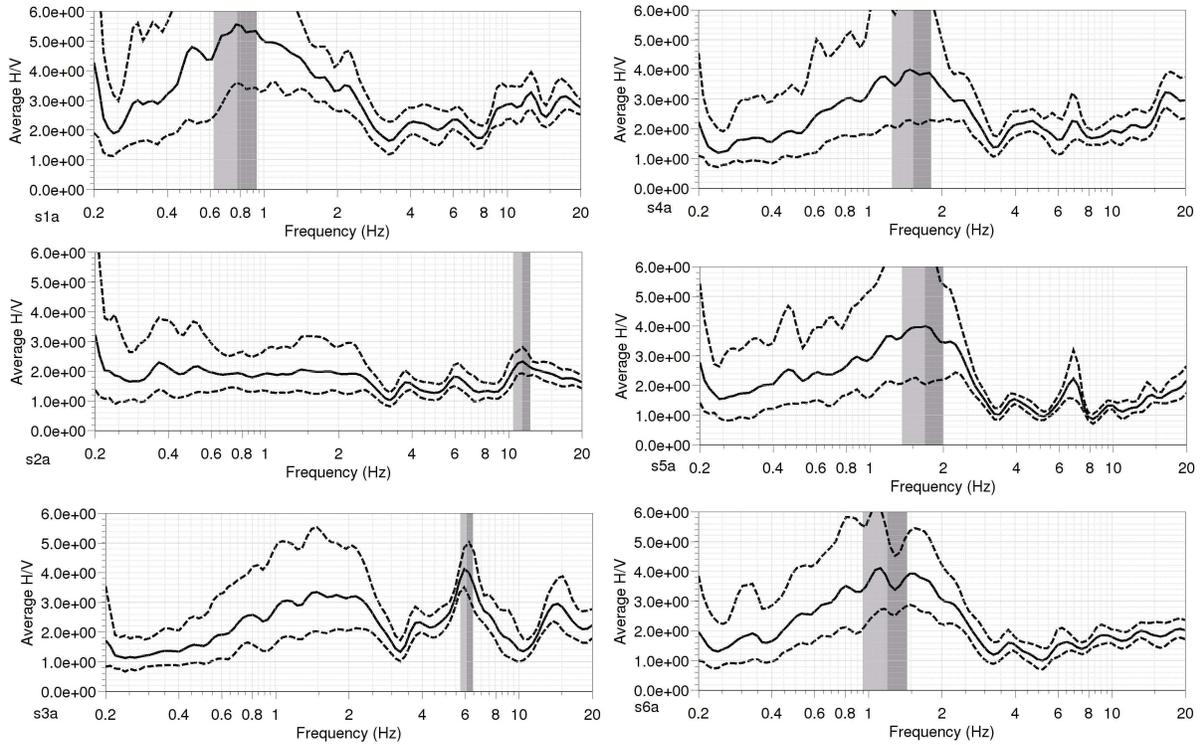


FIG. 12.2 – Rapport H/V des capteurs du réseau de 20 m de diamètre enregistré à la Clapière

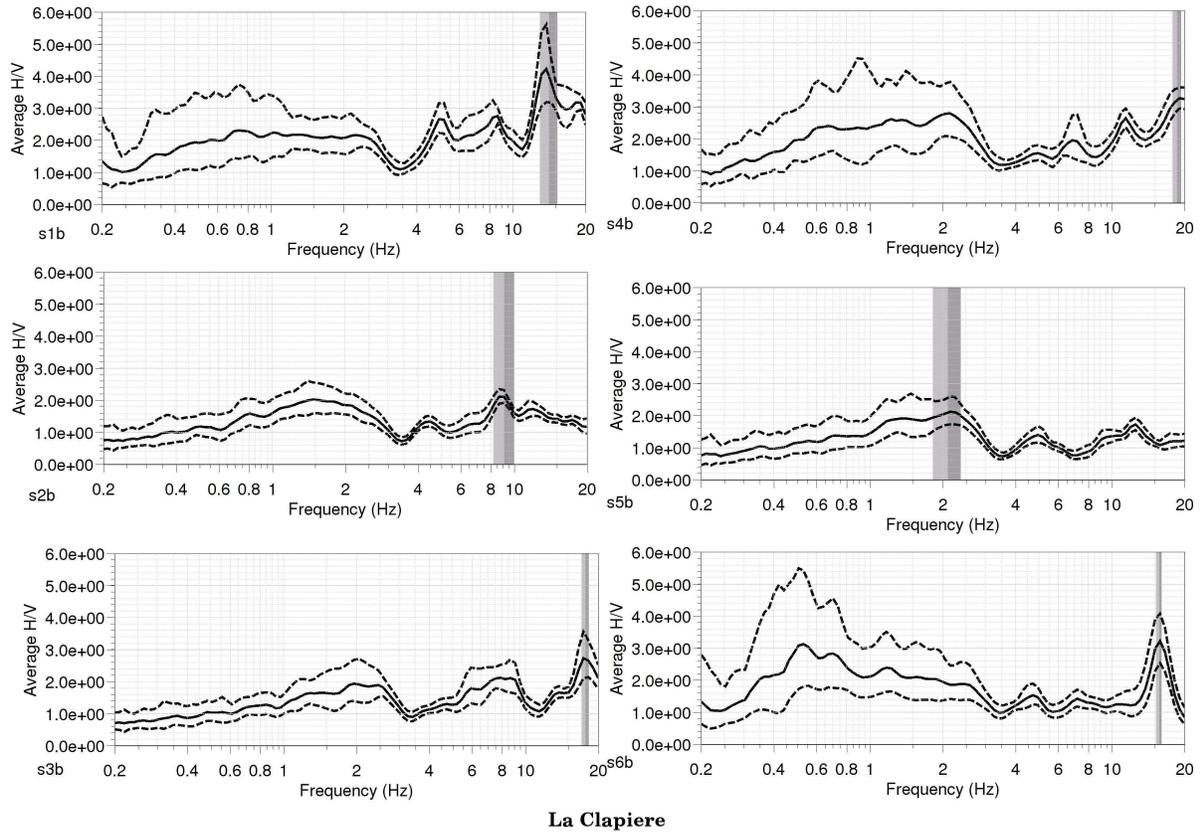
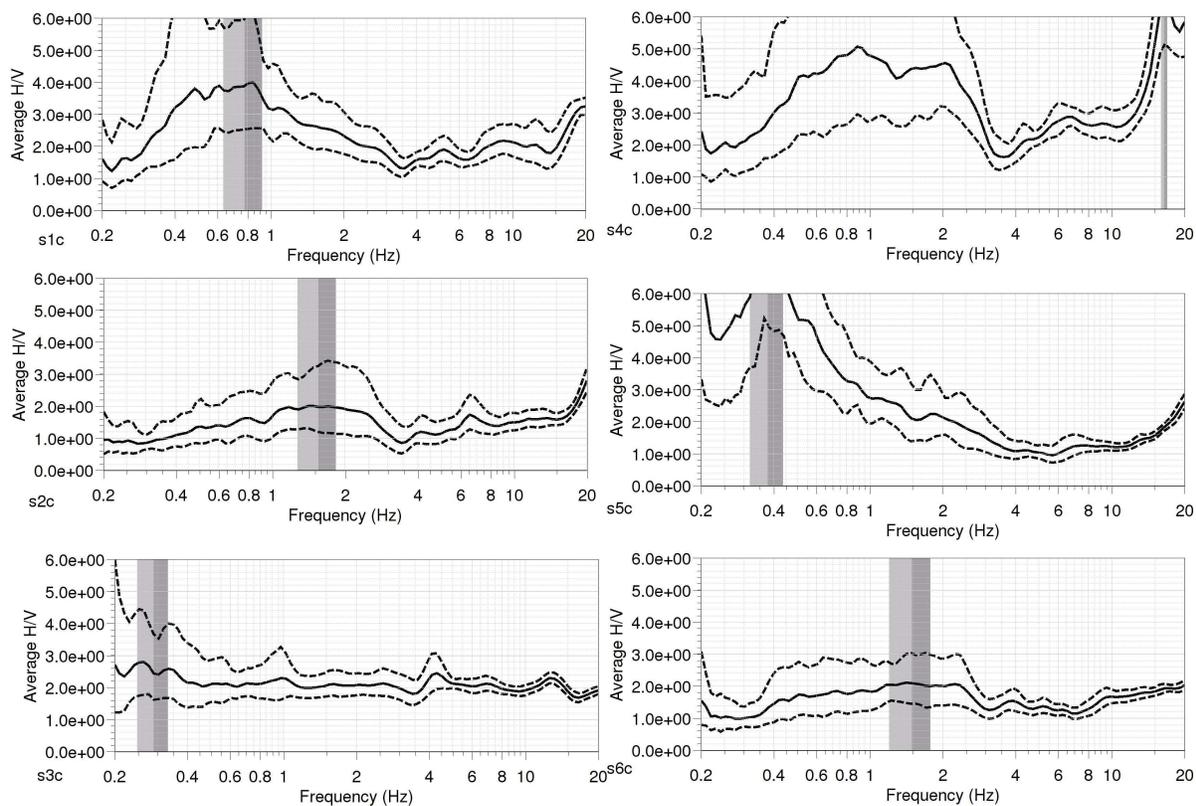


FIG. 12.3 – Rapport H/V des capteurs du réseau de 50 m de diamètre enregistré à la Clapière



La Clapière

FIG. 12.4 – Rapport H/V des capteurs du réseau de 80 m de diamètre enregistré à la Clapière

Bibliographie

- Acworth, R. I. (1987), The development of crystalline basement aquifers in a tropical environment, *Quarterly Journal of Engineering Geology and Hydrogeology*, 20(4), 265–272.
- Agnesi, V., M. Camardab, C. Conoscentia, A. Di Maggio, I. Dilibertoc, P. Madoniac, et E. Rotiglianoa (2005), A multidisciplinary approach to the evaluation of the mechanism that triggered the cerda landslide (sicily, italy), *Geomorphology*, 65, 101–116.
- Alfonsi, P. (1997), Relationship between hydrological parameters and velocity of landslides examples of la clapière and séchilienne (france), *Revue Fr. de Geotech.*, 79, 3–12.
- Alleotti, P., et R. Chowdhury (1999), Landslide hazard assessment : summary review and new perspectives, *Bull Eng Geology Env*, 58, 21–44.
- Almagia, R. (1910), Geographical studies on landslides in italy (in italian)., *Mem Soc Geogr It*, 14(2).
- Antoine, P. (1992), Les problèmes posés par l’instabilité des versants de grande-ampleur - aspect géologiques. synthèse des travaux su seminaire de nainville les roches (19 20 21 juin 1991)., *Tech. Rep.* 45, A.I.G.I.
- Antoine, P., A. Giraud, et G. Monjuvent (1981), Les argiles litées du trièves (isère), conditions de glissement de terrain et exemples de propriétés géotechniques, *Bulletin de la Société Géologique de France*, 23, 117–127.
- Antoine, P., P. Camporota, A. Giraud, et L. Rochet (1987), La menace d’écroulement aux ruines de séchilienne (isère), *Bulletin de liaison des Laboratoire des Ponts et Chaussées*, 150/151, 55–64.
- Antoine, P., A. Giraud, H. Evrard, et L. Rochet (1994), A huge slope movement at séchilienne, isère, france, *Landslide news*, 8, 15–18.

- Asten, M. (2004), Passive seismic methods using the microtremor wave field for engineering and earthquake site zonation, in *74th SEG Annual Meeting*, Denver, USA.
- Aubert, M., et Q. Atangana (1996), Self-potential method in hydrogeological exploration of volcanic areas, *Ground Water*, *34*, 1,010–1,016.
- Aubert, M., et I. N. Dana (1994), Interprétation des profils radiaux de polarisation spontanée (ps) en volcanologie. possibilités d'application de la méthode ps à la surveillance des volcans actifs, *Bull. Soc. géol. France*, *2*, 113–122.
- Aubert, M., I. Dana, et A. Gourgaud (2000), Internal structure of the merapi summit from selfpotential measurements, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, *100*, 337–343.
- Azimi, C., J. Biarez, P. Desvarreux, et F. Keime (1988), Prévision d'éboulement en terrain gypseux, in *5th Int. Symp. on Landslides*, edited by C. Bonnard, pp. 531–536, Balkema, A.A. , Rotterdam, Netherlands, Lausanne.
- Azimi, C., P. Desvarreux, et L. Lorier (1992), Recherche sur les lois de comportement des glissements de terrains argileux, *Tech. rep.*, Pôle Grenoblois des Risques Naturels, RTM.
- Azzoni, A., S. Chiesa, F. A., et M. Govi (1992), The valpola landslide, *Engineering Geology*, *33*, 59–70.
- Bard, P. (1999), Microtremor measurements : A tool for site effect estimation?, in *The Effects os Surface Geology on Seismic Motion*, pp. 1251–1279, Okada and Sasatani.
- Bard, P.-Y. (1998), Microtremor measurements : A tool for site effect estimation?, in *Second International Symposium on the Effects of Surface Geology on Seismic Motion*, vol. 3, pp. 1251–1279, Yokohama, Japon.
- Bard, P.-Y., et M. Bouchon (1980), The seismic response of sediment-filled valleys. part 1. the case of incident sh waves, , *Bulletin of the Seismological Society of America*, *70*, 1263–1286.
- Bard, P.-Y., et M. Bouchon (1985), The two-dimensional resonance of sediment-filled valleys, *Bull. seism. Soc. Am.*, *75*, 519–541.
- Batayneh, A. T., et A. A. Al Diabat (2002), Application of a two-dimensional electrical tomography technique for investigating landslides along the amman-dead sea highway, jordan, *Environmental Geology*, *42*, 399–403.

- Bernard, P. (1992), Plausibility of long distance electrotelluric precursors to earthquakes, *J. geophys. Res.*, *97*(B12), 17 531–17 546.
- Bernstone, C., et T. Dahlin (1999), Assessment of two automated electrical resistivity data acquisition system for landfill location surveys : Two cases histories, *Journal of Environmental and Engineering Geophysics*, *4*, 113–121.
- Biarez, J., C. Azimi, et P. Desvarreux (1972), An application of seismic survey to landslide investigation, in *Third Southeast Asian Conference on Soil Engineering*, pp. 35–40.
- Bichler, A., P. Bobrowsky, M. Best, M. Douma, J. Hunter, T. Calvert, et R. Burns (2004), Three-dimensional mapping of a landslide using a multi-geophysical approach : the quesnel forks landslide, *Landslides*, *1*(1), 29–40.
- Bigalke, J., et E. Grabner (1997), The geobattery model : a contribution to large scale electrochemistry, *Electrochimica Acta*, *42*(23-24), 3443–3452.
- Bigot-Cormier, F., R. Braucher, Y. Guglielmi, D. Bourlès, M. Dubar, et . Stéphan, J.F. (2003), Chronological constrains of la clapière landslide (44°15n 6°56e, france) : geomorphology and cosmonucléides approaches.
- Binet, S. (2006), L'hydrochimie, marqueur de l'évolution à long terme des versants montagneux fracturés vers de grands mouvements de terrain. application à plusieurs échelles sur la haute vallée de la tinée (mercantour, france) et sur le versant de rosone (gran paradiso, italie), Ph.D. thesis, Université de Franche Comté.
- Bodin, P., K. Smith, S. Horton, et H. Hwang (2001), Microtremor observations of deep sediment resonance in metropolitan memphis, tennessee, *Engineering Geology*, *2*, 159–168.
- Bogoslovsky, V., et A. Ogilvy (1977), Geophysical methods for the investigation of landslides, *Geophysics*, *42*, 562–571.
- Bogoslovsky, V. A., et A. A. Ogilvy (1973), Deformations of natural electric fields near drainage structures, *Geophys. Prospect.*, *21*, 716–723.
- Bonnefoy-Claudet, S. (2004), Nature du bruit de fond sismique : implications pour les études des effets de site., Ph.D. thesis.
- Boschetti, F., et L. . Moresi (2001), Interactive inversion in geosciences, *Geophysics*, *66*, 1226–1234.

- Boschetti, F., M. C. Dentith, et R. D. List (1996), Inversion of seismic refraction data using genetic algorithms, *Geophysics*, *61*, 1715–1727.
- Brückl, E. P. (2001), Cause-effect models of large landslides, *Natural Hazard*, *23*, 291–314.
- Brenguier, F., O. Coutant, H. Baudon, F. Doré, et M. Dietrich (2006a), High resolution seismic tomography of a strombolian volcanic cone., *Geophys. Res. Lett.*, *33*(16), L16,314.
- Brenguier, F., N. Shapiro, M. Campillo, A. Nercessian, et V. Ferrazzini (2006b), 3d surface wave tomography of the piton de la fournaise volcano using seismic noise correlations, *Geophys. Res. Lett.*, *submitted*.
- Bruno, F., et F. Marillier (2000), Test of high-resolution seismic reflection and other geophysical techniques on the boup landslide in the swiss alps, *Surveys in Geophysics*, *21*, 333–348.
- Cappa, F., Y. Guglielmi, V. Soukatchoff, J. Mudry, C. Bertrand, et A. Charmoille (2004), Hydromechanical modeling of a large moving rock slope inferred from slope levelling coupled to spring long-term hydrochemical monitoring : example of the la clapière landslide (southern alps, france)., *Journal of Hydrology*, *291*, 67–90.
- Caris, J., et T. van Asch (1991), Geophysical, geotechnical and hydrological investigations of a small landslide in the french alps, *Engineering Geology*, *31*(3-4), 249–276.
- Carnec, C. (1996), Interférométrie sar différentielle- application à la détection et au suivi de mouvements de terrain, Ph.D. thesis, Université Denis Diderot Paris 7.
- Casson, B. (2004), Apports de l'imagerie optique haute résolution pour l'étude 3d des glissements de terrain., Ph.D. thesis, Université Claude Bernard.
- Casson, B., C. Delacourt, D. Baratoux, et P. Allemand (2003), Seventeen years of the la clapière landslide evolution analysed from ortho-rectified aerial photographs, *Engineering Geology*, *68*, 123–139.
- Casson, B., C. Delacourt, et P. Allemand (2005), Potential of multi-temporal remote sensing images for landslide slip surface characterization - application to the la clapière landslide (france), *Natural Hazards and Earth System Sciences*, *5*, 425–437.
- Chatelain, J., P. Guéguen, B. Guillier, J. Frechet, F. Bondoux, J. Sarrault, P. Sulpice, et J. Neuville (2000), Cityshark : A user-friendly instrument dedicated to ambient noise

- (microtremor) recording for site and building response studies., *Seismological Research Letters*, 71(6), 698–703.
- Chunduru, R. K., M. K. Sen, et P. L. Stoa (1996), 2-d resistivity inversion using spline parameterization and simulated annealing, *Geophysics*, 61, 151–161.
- Collin, A. (1856), Landslides in clay, in *New Philos*, vol. 29, edited by U. o. T. Press, Axmouth.
- Commend, S., F. Geiser, et L. Tacher (2004), 3d numerical modelling of a landslide in switzerland, in *NUMOGIX*, Ottawa.
- Compagnon, F., Y. Guglielmi, J. Mudry, J.-P. Follacci, et J.-P. Ivaldi (1997), Chemical and isotopic natural tracing of seepage waters in an important landslide : example from la clapière landslide (alpes-maritimes, france), *C. R. Acad. Sci. Paris - Earth and Palnetary Sciences*, 325, 565–570.
- Cornou, C., et al. (2004), Simulation of seismic ambient vibrations - ii : H/v and array techniques for real sites, in *13th World Conf. Earth. Engng.*, p. 1130., Vancouver, BC Canada.
- Corwin, F., et D. Hoover (1979), The self-potential method in geothermal exploration, *Geophysics*, 44 (2), 226–245.
- Corwin, R., et H. F. Morrison (1977), Self-potential variations preceding earthquakes in central california, *Geophysical Research Letters*, 4, 171–174.
- Coutant, O., F. Doré, J. F. Fels, D. Brunel, M. Dietrich, et F. Brenguier (2005), The high resolution seismic (ihr) network, a new tool for seismic investigation at hectometric scales., in *EGU*, Wien (Austria).
- Cravoisier, S., S. Garambois, P. Gueguen, A. Marand, et J. Monnet (2004), Combined geophysical and seismological experiments on a landslide developing in varved clays, in *European Geophysical Union*, vol. 6, p. 04065.
- Crosta, G., et F. Agliardi (2003), Failure forecast for large rock clides by surface displacement measurements, *Canadian geotechnic*, 40, 176 191.
- Cruden, D., et D. Varnes (1996), Landslide types and processes., in *Landslides, Investigation and Mitigation*, vol. 247, edited by A. Turner et R. Schuster, pp. Chapter 3, pp.

- 36–71, Transportation Research Board, National Research Council, National Academy Press., Washington, DC.
- Dahlin, T. (1996), 2d resistivity surveying for environmental and engineering applications., *First Break*, *14*, 275–283.
- Dahlin, T., et B. Zhou (2004), A numerical comparison of 2d resistivity imaging with ten electrode arrays, *Geophysical Prospecting*, *52*, 379–398.
- Dahlin, T., C. Bernstone, et M. Loke (2002), A 3d resistivity investigation of a contaminated site at lernacken, sweden, *Geophysics*, *67*, 1692–1700.
- Darnet, M. (2003), Caractérisation et suivi de circulations de fluides par la mesure de potentiels spontanés (ps), Ph.D. thesis, Université Louis Pasteur, Strasbourg I.
- Darnet, M., G. Marquis, et P. Sailhac (2003), Estimating aquifer hydraulic properties from the inversion of surface streaming potential (sp) anomalies., *Geophysical Research Letters*, *30*(13), 1679, doi :10.1029/2003GL017,631.
- DeGroot, S., et P. Mazur (1962), *Non equilibrium thermodynamics*, Amsterdam.
- deGroot Hedlin, C., et S. Constable (1990), Occam's inversion to generate smooth, twodimensional models form magnetotelluric data., *Geophysics*, *55*, 1613–1624.
- Delacourt, C., P. Allemand, B. Casson, et H. Vadon (2004), Velocity field of the la clapière landslide measured by the correlation of aerial and quickbird satellite images, *Geophysical Research Letters*, *31*, L15,619.
- Delgado, J., C. Lopez Casado, A. Estevez, J. Giner, A. Cuenca, et S. Molina (2000), Mapping soft soils in the segura river valley (se spain) : a case of study of microtremors as an exploration tool., *Journal of Applied Geophysics*, *45*, 19–32.
- Demagnet, D. (2000), Tomographies 2d et 3d à partir de mesures géophysiques en surface et en forage., Ph.D. thesis, Université de Liège.
- Demagnet, D., F. Renardy, K. Vanneste, D. Jongmans, T. Camelbeeck, et M. Meghraoui (2001), The use of geophysical prospecting for imaging active faults in the roer graben, belgium, *Geophysics*, *66*(1), 78–89.
- Denis, A., A. Marache, T. Obellienne, et D. Breyse (2002), Electrical resistivity borehole measurements : application to an urban tunnel site., *J. Applied Geophysics*, *50*, 319–331.

- Deparis, J., et S. Garambois (2006), Fracture imaging and characterization from apvo gpr data, in *11th Int. Conf. on Ground Penetrating Radar*, Columbus, Ohio, USA.
- Desvarreux, P. (1970), Recherche d'une méthode d'étude des mouvements de terrains et applications pratiques, Ph.D. thesis, Université de Grenoble.
- Devilee, R. J. R. (1999), An efficient, probabilistic neural network approach to solving inverse problems : Inverting surface wave velocities for eurasian crustal thickness, *Journal of Geophys. Res. Lett.*, 104, 28,841–28,857.
- Dines, K., et J. Lyttle (1979), Computerized geophysical tomography., in *Proc. IEEE*, vol. 67, pp. 1065–1073.
- Doussan, C., L. Jouniaux, et J. Thony (2002), Variations of self-potential and unsaturated water flow with time in sandy loam and clay loam soils, *Journal of Hydrology*, 267, 173–185.
- Duranthon, J. (2000), Application de la méthode gps de localisation par satellite à la surveillance de sites naturels instables, *Bulletin de liaison des Laboratoire des Ponts et Chaussées*, 228, 47–57.
- Duranthon, J., L. Effendiantz, M. Memier, et I. Previtali (2003), Apport des méthodes topographiques et topométriques au suivi du versant rocheux instable des ruines de séchilienne, *Revue XYZ*, 94, 31–38.
- Durville, J., L. Effendiantz, et P. Potherat (2004), *The Séchilienne Landslide. In Identification and Mitigation of Large Landslide Risks in Europe.*, Balkema publishers.
- Dussauge, C. (2002), Evaluation de l'aléa éboulement rocheux. développement méthodologiques et approches expérimentales. application aux falaises calcaires du y grenoblois., Ph.D. thesis, Université Joseph Fourier.
- Eberhardt, E., H. Willenberg, D. Stead, et J. Coggan (2002), An integrated numerical analysis approach applied to the randa rockslide, in *Landslides*, edited by P. Stemberk, J. Wagner, et J. Rybar, pp. 355–362, Swets Zeitlinger, Lisse.
- Edwards, L. (1977), A modified pseudosection for resistivity and induced-polarization., *Geophysics*, 42, 1020–1036.
- Effendiantz, L., P. Marchesini, et J. Pera (2000), La galerie de reconnaissance de séchilienne., *Tunnels et ouvrages souterrains*, 161, 303–306.

- Erismann, T., et G. Abele (2001), *Dynamics of Rockslides and Rockfalls*, Springer.
- Ernstson, K., et U. H. Scherer (1986), Self-potential variations with time and their relation to hydrogeologic and meteorological parameters, *Geophysics*, 51, 1967–1977.
- Evrard, H., et I. Previtali (1993), Séchilienne (isère). mont sec : un versant instable sous haute surveillance., *Travaux publics*, 1055, 76–79.
- Evrard, H., T. Gouin, A. Benoit, et D. J.P. (1990), Séchilienne, risques majeurs d'éboulements en masse, point sur la surveillance du site., *Bulletin de liaison des Laboratoire des Ponts et Chaussées*, 165, 7–16.
- Fagerlund, F., et G. Heinson (2003), Detecting subsurface groundwater flow in fractured rock using self-potential (sp) methods, *Environmental Geology*, 43, 782–794.
- Fenoglio, M., M. Johnston, Byerlee, et J. D. (1995), Magnetic and electric fields associated with changes in high pore pressure in fault zones ; application to the loma prieta ulf emissions, *J. geophys. Res.*, 100, 12 951–12 958.
- Ferrucci, F., M. Amelio, M. Sorriso-Valvo, et C. Tansi (2000), Seismic prospecting of a slope affected by deep-seated gravitational slope deformation : the lago sackung, calabria, italy, *Engineering Geology*, 57, 53–64.
- Field, E., et K. Jacob (1993), The theoretical response of sedimentary layers to ambient seismic noise, *Geophysical Research Letters*, 20, 2925–2928.
- Field, E., et K. Jacob (1995), A comparison and test of various site-response estimation techniques including three are not reference-site dependent., *Bulletin of the Seismological Society of America*, 85, 1127–1143.
- Finizola, A., F. Sortino, J. Lénat, et M. Valenza (2002), Fluid circulation at stromboli volcano from self-potential and co2 surveys, *J. Volc. Geotherm. Res.*, 116, 1–18.
- Finizola, A., J.-F. Lénat, O. Macedo, D. Ramos, J.-C. Thouret, et F. Sortino (2004), Fluid circulation and structural discontinuities inside misti volcano (peru) inferred from self-potential measurements, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 135, 343–360.
- Flageollet, J.-C., J.-P. Malet, M. Schmutz, et O. Maquaire (2004), Integrated investigations on landslides : example of the super-sauze earthflow, in *Natural Disaster and Sustainable Development*, edited by R. Casale et C. Margottini, pp. 213–238, Springer, Verlag, Berlin.

- Follacci, J. (1987), Les mouvements du versant de la clapière à saint-etienne-de-tinée (alpes-maritimes), *Bulletin de liaison des Laboratoire des Ponts et Chaussées, CETE Méditerranée*, 150/151, 39–54.
- Follacci, J. (1999), Seize ans de surveillance du glissement de la clapière (alpes-maritimes)., *Bulletin des laboratoires des Ponts et Chaussées*, 220, 35–51.
- Follacci, J.-P., P. Guardia, et J.-P. Ivaldi (1988), Le glissement de la clapière dans son cadre géodynamique., in *5th International Symposium on landslides*, pp. 1323–1327, Lausanne, Switzerland.
- Foti, S. (2004), General report : Geophysical methods applied to geotechnical engineering, in *Proceedings ISC-2 on Geotechnical and Geophysical Site Characterization*, vol. 1, edited by V. d. F. . Mayne, pp. 409–418, Millpress, Rotterdam, Porto, Portugal.
- Fournier, C. (1989), Spontaneous potentials and resistivity surveys applied to hydrogeology in a volcanic area : case history of the chaîne des puys (puy-de-dôme, france), *Geophys. Prospecting*, 37, 647–668.
- Fruneau, B. (1995), Interférométrie différentielle d'images sar. application au glissement de terrain de la clapière, Ph.D. thesis, Université Paris 7.
- Fruneau, B., J. Achache, et C. Delacourt (1996), Observation and modelling of the saint-etienne-de-tinée landslide using sar interferometry, *Tectonophysics*, 265, 181–190.
- Gallipoli, M., V. Lapenna, P. Lorenzo, M. Mucciarelli, A. Perrone, S. Piscitelli, et F. Sdao (2000), Comparison of geological and geophysical techniques in the study of a landslide in southern italy - prospecting, *European Journal of Environmental and Engineering Geophysics*, 4, 117–128.
- Garambois, S., P. Sénéchal, et H. Perroud (2002), On the use of combined geophysical methods to assess water content and water conductivity of near-surface formations, *Journal of Hydrology*, 259, 32–48.
- Giano, S., V. Lapenna, S. Piscitelli, et M. Schiattarella (2000), Electrical imaging and self-potential surveys to study the geological setting of the quaternary slope deposits in the agri high valley (southern italy), *Annali di Geofisica*, 43, 409–419.
- Gibert, D., et M. Pessel (2001), Identification of source of potential fields with the continuous wavelet transform : application to self-potential profiles, *Geophys. Res. Lett.*, 28, 1,863–1,866.

- Gilbert, P. F. C. (1972), Iterative methods for three-dimensional reconstructions of an object from projections, *J. Theor. Biol.*, *36*, 105–117.
- Giraud, A., L. Rochet, et P. Antoine (1990), Processes of slope failure in crystallophyllian formations, *Engineering Geology*, *29*, 241–253.
- Giraud, A., P. Antoine, T. Van Asch, et J. Nieuwenhuis (1991), Geotechnical problems caused by glaciolacustrine clays in the french alps, *Engineering Geology*, *31*, 185–195.
- Glade, T., P. Stark, et R. Dikau (2005), Determination of potential landslide shear plane depth using seismic refraction - a case study in rheinhessen, germany, *Bull. Eng. Geol. Enviro.*, *64*, 151–158.
- Glastonbury, J. P., et K. J. Douglas (2000), Catastrophic rock slope failures - observed characteristics and behaviour, Melbourne.
- Grandjean, G., C. Pennetier, A. Bitri, O. Meric, et J.-P. Malet (2006), Caractérisation de la structure interne et de l'état hydrique de glissements argilo-marneux par tomographie géophysique : l'exemple du glissement-coulée de super-sauze, *C. R. Géosciences*, *338*(9), 587–595.
- Gueguen, P., J. Chatelain, B. Guillier, et H. Yepes (2000), An indication of the soil top-most layer response in quito (ecuador) using h/v spectral ratio, in *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, vol. 19, pp. 127–133.
- Gueguen, P., S. Garambois, S. Cravoisier, et D. Jongmans (2004), Geotechnical, geophysical and seismological methods for surface sedimentary layers analysis, in *13th World Conf. Earth. Engng.*, p. 1777, Vancouver, BC Canada.
- Guglielmi, Y., C. Bertrand, F. Compagnon, J.-P. Follacci, et J. Mudry (1999), Acquisition of water chemistry in a mobile fissured basement massif : its role in the hydrogeological knowledge of the la clapière landslide (mercantour massif, southern alps, france), *Journal of Hydrology*, *229*, 138–148.
- Guglielmi, Y., C. Bertrand, F. Compagnon, J. Follacci, et J. Mudry (2000), Acquisition of water chemistry in a mobile fissured basement massif : its role in the hydrogeological knowledge of the la clapière landslide (mercantour massif, southern alps, france), *Journal of Hydrology*, *229*, 138–148.

- Guglielmi, Y., J. Vengeon, C. Bertrand, J. Mudry, J. Follacci, et A. Giraud (2002), Hydrogeochemistry : an investigation tool to evaluate infiltration into large moving rock masses (case study of la clapière and séchilienne alpine landslides), *Bull Eng Geol Env*, 61, 311–324.
- Guglielmi, Y., F. Cappa, et S. Binet (2005), Coupling between hydrogeology and deformation of mountainous rock slopes : Insights from la clapière area (southern alps, france), *C. R. Géosciences*, 337, 1154–1163.
- Guillier, B., C. Cornou, J. Kristek, S. Bonnefoy-Claudet, P.-Y. Bard, D. Faeh, et P. Moczo (2006), Simulation of seismic ambient vibrations : does the h/v provide quantitative information in 2d-3d structure., in *Third International Symposium on the Effects of the Surface Geology on Seismic Motion*, vol. 2, edited by P.-Y. Bard, E. Chaljub, C. Cornou, F. Cotton, et P. Gueguen, LCPC, Grenoble.
- Gunzburger, Y. (2001), Apports de l'analyse de la fracturation et de la modélisation numérique à l'étude du versant instable de la clapière (saint-etienne-de-tinée, alpes-maritimes), *Tech. rep.*, Laboratoire Environnement, Géomécanique -Ecole Nationale Supérieure des Mines de Nancy (ENSMN).
- Gunzburger, Y., et B. Laumonier (2002), Origine tectonique du pli supportant le glissement de terrain de la clapière (nord-ouest du massif de l'argentera-mercantour, alpes du sud, france) d'après l'analyse de la fracturation., *C. R. Géosciences*, 334, 415–422.
- Haskell, N. (1960), Crustal reflection of plane sh waves, *Journal of Geophysical Research*, 65, 4147–4150.
- Havenith, H., D. Jongmans, K. Abdrakhmatov, P. Trefois, D. Delvaux, et I. Torgoev (2000), Geophysical investigations of seismically induced surface effects : case study of a landslide in the suusamy valley, kyrgyzstan, *Surveys in Geophysics*, 21, 349–369.
- Havenith, H., D. Jongmans, E. Faccioli, K. Abdrakhmatov, et P.-Y. Bard (2002), Site effects analysis around the seismically induced ananevo rockslide, kyrgyzstan., *Bulletin of the Seismological Society of America*, 92, 3190–3209.
- Havenith, H., A. Strom, F. Calvetti, et D. Jongmans (2003), Seismic triggering of landslides part b : Simulation of dynamic failure processes., *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 3, 663–682.
- Hermann, R. (1987), *Computer programs in seismology*, Mo., USA.

- Herrmann, R. B. (1994), *Computer programs in seismology*, vol. IV, St Louis University, Mo., USA.
- Highland, L., et M. Johnson (2004), Landslide types and processes, *Tech. rep.*, U.S. Department of the Interior, U.S. Geological Survey.
- Hämmann, M., H. Maurer, A. Green, et H. Horstmeyer (1997), Self-potential image reconstruction : Capabilities and limitations, *JEEG*, 2(1), 21–35.
- Hong, Y., H. Hiura, K. Shino, et H. Fukuoka (2005a), Quantitative assessment on the influence of heavy rainfall on the crystalline schist landslide by monitoring system-case on zentoku landslide, japan, *Landslides*, 2, 31–41.
- Hong, Y., H. Hiura, K. Shino, K. Sassa, A. Suemine, H. Fukuoka, et G. Wand (2005b), The influence of intense rainfall on the activity of large-scale crystalline schist landslides in shikoku island, japan, *Landslides*, 2, 97–105.
- Humphreys, E., et R. Clayton (1988), Adaptation of back projection tomography to seismic travel time problems, *J. Geophys. Res.*, 93(B2), 1073–1085.
- Hutchinson, J. (1988), General report : Morphological parameters of landslides in relation to geology and hydrogeology, in *Landslides*, vol. 1, pp. 3–35, Lausanne (Suisse).
- Ishido, T. (1997), Repeated self-potential of izu-oshima volcano, *J. Geomag. Geoelectr*, 49, 1267–1278.
- Ishido, T., et H. Mizutani (1981), Experimental and theoretical basis of electrokinetic phenomena in rock-water systems and its applications to geophysics, *J. Geophys. Res.*, 86(1), 763–1,775.
- Ishido, T., et J. Pritchett (2000), Using numerical simulation of electrokinetic potentials in geothermal reservoir management, in *World Geothermal Congress*, pp. 2629–2634, Kyushu-Tohoku, Japan.
- Israil, M., et A. Pachauri (2003), Geophysical characterisation of landslide site in the himalayan foothill region, *Journal of Asian Earth Sciences*, 22, 253–263.
- Jeannin, M. (2005), Etude des processus d'instabilités des versants rocheux par prospection géophysique. apport du radar géologique., Ph.D. thesis, Université Joseph Fourier.

- Jongmans, D., et S. Garambois (2006), Surface geophysical characterization and monitoring : a review, *Bull. Soc. géol. France*, *accepted*.
- Jongmans, D., P. Hemroulle, D. Demanet, F. Renardy, et Y. Vanbrabant (2000), Application of 2d electrical and seismic tomography techniques for investigating landslides, *European Journal of Environmental and Engineering Geophysics*, *5*, 75–89.
- Jongmans, D., J. Deparis, O. Meric, A. Mathy, et P. Pothérat (2005), Programme rdt (risques décisions territoires) - projet camus - caractérisation multi-méthodes des aléas d'éboulements en masse, *Tech. rep.*
- Jouniaux, L. (1994), Effets électriques et magnétiques liés aux circulations de fluides dans les roches sous contraintes, Ph.D. thesis, Université de Paris VI.
- Köhler, A., M. Ohrnberger, et F. Scherbaum (2006), The relative fraction of rayleigh and love waves in ambient vibration wavefields at different european sites., in *ESG*, vol. 1, edited by P.-Y. Bard, E. Chaljub, C. Cornou, F. Cotton, et P. Gueguen, pp. 351–360, LCPC, Grenoble.
- Kim, H., Y. Song, et K. Lee (1999), Inequality constrain in least-squares inversion of geophysical data, *Earth Planets Space*, *51*, 255–259.
- Kudo, K. (1995), Practical estimates of site reponse. state-of-art report, in *5th International Conference on Seismic Zonation*, Nice (France).
- Kunetz, G. (1966), *Principles of direct current resistivity prospecting*, Berlin-Nikolassee.
- Kvaerna, T., et F. Ringdahl (1986), Stability of various f-k estimation techniques, *Tech. Rep. 1-86/87*, NOR SAR Scientific Report.
- Lachet, C., et P. Bard (1994), Numerical and theoretical investigations on the possibilities and limitations of the "nakamura's" technique., *Journal of Physics of the Earth (Japan)*.
- Lacoss, R. T., E. J. Kelly, et M. N. Toksöz (1969), Estimation of seismic noise structure using arrays, *Geophysics*, *34*, 21–38.
- Lanz, E., H. Maurer, et A. Green (1998), Refraction tomography over a buried waste disposal site., *Geophysics*, *63*, 1414–1433.
- Lapenna, V., P. Lorenzo, A. Perrone, et S. Piscitelli (2003), High-resolution geoelectrical tomographies in the study of giarrossa landslide (southern italy), *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, *62*, 259–268.

- Lapenna, V., P. Lorenzo, A. Perrone, S. Piscitelli, E. Rizzo, et F. Sdao (2005), 2d electrical resistivity imaging of some complex landslides in lucanian apennine chain, southern italy, *Geophysics*, *70*, B11–B18.
- Larose, E., A. Khan, Y. Nakamura, et M. Campillo (2005), Lunar subsurface investigated from correlation of seismic noise,, *Geophys. Res. Lett.*, *32*(16), L16,201.
- Lebourg, T., E. Tric, Y. Guglielmi, F. Cappa, A. Charmoille, et S. Bouissou (2003), Geophysical survey to understand failure mechanisms involved on deep seated landslides, in *Journées PNRN-ACI Mouvements gravitaires alpins*, Nice, france.
- Lebourg, T., S. Binet, E. Tric, H. Jomard, et S. El Bedoui (2005), Geophysical survey to estimate the 3d sliding surface and the 4d evolution of the water pressure on part of a deep seated landslide, *Terra Nova*, *17*(5), 399–406.
- Lebrun, B., D. Hatzfeld, et P.-Y. Bard (2001), A site effect study in urban area : experimental results in grenoble (france), *Pure and Applied Geophysics*, *158*, 2543–2557.
- Lermo, J., et F. Chávez-García (1993), Site effect evaluation using spectral ratios with only one station, *Bulletin of the Seismological Society of America*, *83*, 1574–1594.
- Leucci, G., et L. De Giorgi (2005), Integrated geophysical surveys to assess the structural conditions of a karstic cave of archaeological importance, *Natural Hazards and Earth System Sciences*, *5*, 17–22.
- Lénat, J., D. Fitterman, et D. Jackson (2000), Geoelectrical structure of the central zone of the piton de la forunaise volcano (réunion), *Bulletin of volcanology*, *62*(2), 75–89.
- Loke, M., et R. Barker (1996), Rapid least-squares inversion of apparent resistivity pseudosections by a quasi-newton method., *Geophysical Prospecting*, *44*, 131–152.
- Lomax, A. J., et R. Snieder (1995), The contrast in upper mantle shear-wave velocity between the east european platform and tectonic europe obtained with genetic algorithm inversion of rayleigh-wave group dispersion, *Geophysical Journal International*, *123*, 169–182.
- Lorne, B., F. Perrier, et J.-P. Avouac (1999), Streaming potential measurements. 1. properties of the electrical double layer from crushed rock samples., *Journal of Geophysical Research*, *104*(B8), 17,857–17,877.

- Malet, J.-P. (2003), Les 'glissements de type écoulement' dans les marnes noires des alpes du sud. morphologie, fonctionnement et modélisation hydro-mécanique., Ph.D. thesis, Université Louis Pasteur.
- Malet, J.-P., et O. Maquaire (2003), Black marl earthflows mobility and long-term seasonal dynamic in southeastern france., in *International Conference on Fast Slope Movements : Prediction and Prevention for Risk Mitigation*, edited by L. In Picarelli, pp. 333–340, Patron Editore, Bologna.
- Malet, J.-P., O. Maquaire, et S. Klotz (2000a), The super-sauze flowslide (alpes de haute provence, france). triggering mechanisms and behaviour., in *VIIIth International Symposium on Landslides*, edited by T. Telford, pp. 999–1005, London.
- Malet, J.-P., S. Hartig, E. Calais, et O. Maquaire (2000b), Apport du gps au suivi en continu des mouvements de terrain. application au glissement-coulée de super-sauze (alpes de haute provence, france), *C. R. Acad. Sci.*, 12(331), 175–182.
- Malet, J.-P., T. Van Asch, L. Van Beek, et O. Maquaire (2005), Forecasting the behaviour of complex landslides with a spatially distributed hydrological model, *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 5, 71–85.
- Maquaire, O., et al. (2001), Une approche multidisciplinaire pour la connaissance d'un glissement coulée dans les marnes noires du callovien-oxfordien (super sauze, alpes de haute provence, france), *Revue Française de Géotechnique*, 95/96, 15–31.
- Mauriello, P., et D. Patella (1999), Resistivity anomaly imaging by probability tomography, *Geophys. Prospect.*, 47, 411–429.
- Mauritsch, H. J., W. Seiberl, R. Arndt, A. Romer, K. Schneiderbauer, et G. P. Sendlhofer (2000), Geophysical investigations of large landslides in the carnic region of southern austria, *Engineering Geology*, 56, 373–388.
- McCann, D., et A. Forster (1990), Reconnaissance geophysical methods in landslide investigations, *Engineering Geology*, 29, 59–78.
- Meric, O., S. Garambois, D. Jongmans, M. Wathelet, J. Chatelain, et J. Vengeon (2005), Application of geophysical methods for the investigation of the large gravitational mass movement of séchilienne, france, *Canadian Geotechnical Journal*, 42, 1105–1115.
- Meric, O., S. Garambois, J. Malet, H. Cadet, P. Gueguen, et D. Jongmans (accepted), Seismic noise-based methods for soft-rock landslide characterization, *BSGF*.

- Merrien-Soukatchoff, V., X. Quenot, et Y. Guglielmi (2001), Modélisation par éléments distincts du phénomène de fauchage gravitaire. application au glissement de la clapière (saint-etienne-de-tinée, alpes-maritimes), *Revue Française de Géotechnique*, 95/96, 133–142.
- Michaels, P., et R. B. Smith (1997), Surfacewave inversion by neural networks (radial basis functions) for engineering applications, *Journal of Environmental and Engineering Geophysics*, 2, 65–76.
- Michel, S., et J. Zlotnicki (1998), Self-potential and magnetic surveying of la fournaise volcano (r'éunion island) : correlation with faulting, fluid circulation and eruption, *J. geophys. Res.*, 103(B8), 17 845–17 857.
- Miyakoshi, K., T. Kagawa, et S. Konioshita (1998), Estimation of geological structures under the kobe area using the array recordings of microtremors., in *The Effects of Surface Geology on Seismic Motion*, edited by K. Irikura, K. Kudo, H. Okada, et T. Satasini, pp. 691–696, Balkema, Rotterdam.
- Morey, D., et G. Schuster (1999), Paleoseismicity of oquirrh fault, utah from shallow seismic tomography, *Geophys. J. Int.*, 138, 25–35.
- Morgan, F. D., E. R. Williams, et T. R. Madden (1989), Streaming potential properties of westerley granite with applications., *Journal of Geophysical Research*, 94(12), 449–461.
- Moser, M. (2002), Geotechnical aspects of landslides in the alps, in *Landslides*, p. 23 43, Prague.
- Muggeo, R. (2005), Mise en place et études préliminaires d'un réseau de polarisation spontanée, pour le suivi temporel du glissement de terrain de séchilienne., *Tech. rep.*, LIRIGM.
- Mulder, H., et T. van Asch (1989), On the nature and magnitude of variance of important geotechnical parameters, with special reference to a forest area in the french alps, *Mass Movement Studies*.
- Musil, M., H. Maurer, A. Green, H. Horstmeyer, F. Nitsche, D. Vonder Mühl, et S. Springman (2002), Case history shallow seismic surveying of an alpine rock glacier, *Geophysics*, 67, 1701–1710.
- Nakamura, Y. (1989), A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremor on ground surface, *QR of RTRI*, 30, 25–33.

- Naudet, V. (2004), Les méthodes de résistivité électrique et de potentiel spontané appliquées aux sites contaminés, Ph.D. thesis, Université Paul Cézanne.
- Naudet, V., A. Revil, E. Rizzo, J.-Y. Bottero, et P. Bégassat (2004), Groundwater redox conditions and conductivity in a contaminant plume from geoelectrical investigations., *Hydrology and Earth System Sciences*, 8(1), 8–22.
- Nguyen, F. H. (2005), Near-surface geophysical imaging and detection of slow active faults, Ph.D. thesis, Faculty of Applied Sciences.
- Nichol, S. L., S. Evans, et H. O. (2002), Large-scale brittle and ductile toppling of rock slopes, *Canadian geotechnic*, 39, 773–788.
- Nieuwenhuis, J. (1991), *The lifetime of a landslide : investigation in the French Alps.*, London.
- Nogoshi, M., et T. Igarashi (1971), On the amplitude characteristics of microtremor (part 2), *Journal of Seismological Society of Japan*, 24, 26–40.
- Nolet, G. (1981), Linearized inversion of (teleseismic) data, in *The solution of the inverse problem in geophysical interpretation*, edited by R. Cassinis, pp. 9–37, Plenum Press.
- Nourbehecht, B. (1963), Irreversible thermodynamics effect in inhomogeneous media and their applications in certain geoelectric problems, Ph.D. thesis, M.I.T.
- Noverraz, F. (1996), Sagging or deep-seated creep : Fiction or reality?, in *Landslides*, p. 821–828, Rotterdam.
- Noverraz, F., et C. Bonnard (1991), L'écroulement rocheux de randa, près de zermatt., in *6th International Symposium*, pp. 165–170, Christchurch. Ashgate.
- Ohrnberger, M. (Ed.) (2001), *Continuous automatic classification of seismic signals of volcanic origin at Mt Merapi, Java, Indonesia.*
- Olayinka, A., et U. Yaramanci (2000), Assessment of the reliability of 2d inversion of apparent resistivity data, *Geophys. Prospect.*, 48, 293–316.
- Oldenburg, D. W., et Y. Li (1999), Estimating depth of investigation in dc resistivity and ip surveys, *Geophysics*, 64, 403–416.
- Oldenburg, D. W., P. R. McGillivray, et R. G. Ellis (1993), Generalized subspace methods for large scale inverse problems, *Geophys. J. Int.*, 114, 12–20.

- Palmer, D. (1980), The generalized reciprocal method of seismic refraction interpretation, in *SEG Tulsa*, edited by K. Burke.
- Paolini, M., et G. Vacis (1997), *Il racconto del Vajont*.
- Patella, D. (1997a), Introduction to ground surface self-potential tomography, *Geophys. Prospecting*, *45*, 653–681.
- Patella, D. (1997b), Self-potential global tomography including topographic effects, *Geophys. Prospecting*, *45*, 843–863.
- Perrier, F., et P. Morat (2000), Characterization of electrical daily variations induced by capillary flow in the non-saturated zone, *Pure and Applied Geophysics*, *157*, 785–810.
- Perrier, F., et S. Raj Pant (2005), Noise reduction in long-term self-potential monitoring with travelling electrode referencing, *Pure and Applied Geophysics*, *162*, 165–179.
- Perrier, F., M. Trique, B. Lorne, et J. Avouac (1998), Electric potential variations associated with yearly lake level variations, *Geophysical Research Letters*, *25*, 1955–1958.
- Perrier, F., et al. (1997), A one-year systematic study of electrodes for long period measurements of the electric field in geophysical environments, *J. Geomag. Geoelectr.*, *49*, 1677–1696.
- Perrone, A., A. Iannuzzi, V. Lapenna, P. Lorenzo, S. Piscitelli, E. Rizzo, et F. Sdao (2004), High-resolution electrical imaging of the varco d'izzo earthflow (southern italy), *Journal of Applied Geophysics*, *56*, 17–29.
- Petiau, G. (2000), Second generation of lead-lead chloride electrodes for geophysical applications, *Pure and Applied Geophysics*, *157*, 357–382.
- Potherat, P., et P. Alfonsi (2001), Les mouvements de versant de séchilienne (isère) prise en compte de l'héritage structural pour leur simulation numérique, *Revue française de géotechnique*, *95/96*, 117–130.
- Pothérat, P. (1994), Aerial photographic interpretation of the la clapière landslide (alpes-maritimes, france), in *7th Int. IAEG Congress*, Rotterdam.
- Press, W. H., S. A. Teukolsky, W. T. Vetterling, et . Flannery, B. P. (). (1992), *Numerical Recipes in Fortran, second edition*, Cambridge University Press.

- Röder, H., T. Braun, W. Schuhmann, E. Boschi, R. Büttner, et B. Zimanowski (2005), Great sumatra earthquake registers on electrostatic sensor, *EOS*, p. 449.
- Revil, A., et P. Leroy (2001), Hydroelectric coupling in a clayey material., *Geophysical Research Letters*, *28*, 1643–1646.
- Revil, A., et P. Pezard (1999a), Streaming potential in porous media 1. theory of the zeta potential, *J. Geophys. Res.*, *104*, 20,021–20,031.
- Revil, A., et G. Saracco (2003), The volcano-electric effect, *J. Geophys. Res.*, *108*(B5).
- Revil, A., H. Schwaeger, L. Cathles III, et P. Manhardt (1999b), Streaming potential in porous media, 2. theory and application to geothermal systems, *J. Geophys. Res.*, *104*, 20,033–20,048.
- Revil, A., L. Ehouarne, et E. Thyreault (2001), Tomography of self-potential anomalies of electrochemical nature, *Geophys. Res. Lett.*, *28*, 4,363–4,366.
- Revil, A., D. Hermitte, M. Voltz, R. Moussa, J.-G. Lacas, G. Bourrié, et F. Trolard (2002), Self-potential signals associated with variations of the hydraulic head during an infiltration experiment, *Geophysical Research Letters*, *29*.
- Revil, A., V. Naudet, J. Nouzaret, et M. Pessel (2003), Principles of electrography applied to self-potential electrokinetic sources and hydrogeological applications., *Water Resources Research*, *39*(5), 1114, doi :10.1029/2001WR000,916.
- Reynolds, J. (1997), *An introduction to applied and environmental geophysics.*, Wiley.
- Rizzo, E., E. Suski, et A. Revil (2004), Self-potential signals associated with pumping tests experiments, *Journal of geophysical research*, *109*, B10,203.
- Rochet, L. (1998), Zone instable des ruines de séchilienne. etude du risque d'éboulement en grande masse., *Tech. rep.*, CETE Lyon.
- Rochet, L., A. Giraud, P. Antoine, et H. Evrard (1994), La déformation du versant sud du mont sec dans le secteur des ruines de séchilienne (isère), *Bulletin de l'Association Internationale de GEOLOGIE DE L'INGENIEUR*, *50*, 75–87.
- Roten, D., C. Cornou, S. Steimen, D. Faeh, et D. Giardini (2004), 2d resonances in alpine valleys identified from ambient vibration wavefield, in *13th World Conf. on Earthq. Engng.*, Vancouver, Canada BC.

- Rubin, Y., et S. S. Hubbard (2005), *Hydrogeophysics*.
- Sahbi, H., D. Jongmans, et R. Charlier (1997), Contribution a la modélisation des effets topographiques en prospection géoélectrique. application a des structures de géométrie de surface et souterraine complexe., *Geophysical prospecting*, 45(5), 795–808.
- Sailhac, P., et G. Marquis (2001), Analytic potentials for the forward and inverse modeling of sp anomalies caused by subsurface fluid flow, *Geophys. Res. Lett.*, 28, 1643–1646.
- Sambridge, M. (1999a), Geophysical inversion with a neighbourhood algorithm-ii. apprising the ensemble, *Geophys. J. Int.*, 138, 727–746.
- Sambridge, M. (1999b), Geophysical inversion with a neighbourhood algorithm- i. searching a parameter space, *Geophys. J. Int.*, 138, 479–494.
- Sartori, M., F. Baillifard, M. Jaboyedoff, et J.-D. Rouiller (2003), Kinematics of the 1991 randa rockslides (valais, switzerland), *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 3, 423–433.
- Sasaki, Y., Y. Yoneda, et K. Matsuo (1992), Resistivity imaging of controlled-source audiofrequency magnetotelluric data., *Geophysics*, 57, 952–955.
- Sato, M., et H. M. Mooney (1960), The electrochemical mechanism of sulfide self-potentials., *Geophysics*, 25(1), 226–249.
- Satoh, T., H. Kawase, et S. Matsushima (2001), Estimation of s-wave velocity structures in and around the sendai basin, japan, using array records of microtremors, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 91, 206–218.
- Savitzky, A., et M. Golay (1964), Smoothing and differentiation of data by simplified least squares procedures, *Analytical Chemistry*, 36, 1627–1639.
- Scherbaum, F., K. Hinzen, et M. Ohrnberger (2002), Determination of shallow shear wave velocity profiles in the cologne/germany area using ambient vibrations, *Geophysics journal Int.*, p. 28.
- Scherbaum, F., K.-G. Hinzen, et M. Ohrnberger (2003), Determination of shallow shear wave velocity profiles in the cologne/germany area using ambient vibrations., *Geophysical Journal International*, 152, 597–612.

- Schmutz, M., Y. Albouy, R. Guérin, O. Maquaire, J. Vassal, J.-J. Schott, et M. Descloîtres (2000), Joint electrical and time domain electromagnetism (tdem) data inversion applied to the super sauze earthflow (france), *Surveys in Geophysics*, 21, 371–390.
- Sharma, P. (1997), *Environmental and engineering geophysics.*, Cambridge University Press.
- Sheley, D., T. Crosby, M. Zhou, J. Giacomini, J. Yu, R. He, et G. Schuster (2003), 2d seismic trenching of colluvial wedges and faults, *Tectonophysics*, 368, 51–69.
- Socco, L., et C. Strobbia (2004), Surface-wave method for near-surface characterization : a tutorial, *Near Surface Geophysics*, 2(4), 165–186.
- Sornette, D., A. Helmstetter, J. Andersen, S. Gluzman, J. Grasso, et V. Pisarenko (2004), Towards landslide predictions : two case studies, *Physica A*, 338, 605–632.
- Squarzoni, C. (2003), Mesure des champs de déplacement de surface et modélisation numérique des glissements de terrain, Ph.D. thesis, Université Claude Bernard Lyon 1- Université de Padova.
- Steimen, S., D. Fah, F. Kind, C. Schmid, et D. Giardini (2003), Identifying 2-d resonance in microtremor wave fields, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 93, 583 – 599.
- Stoa, P. L., et M. K. Sen (1991), Nonlinear multiparameter optimization using genetic algorithms : Inversion of plane-wave seismograms, *Geophysics*, 56, 1794–1810.
- Supper, R., et A. Römer (2003), New achievements in developing a high speed geoelectrical monitoring system for landslide monitoring., in *9th Meeting of Environmental and Engineering Geophysics*, pp. O-004, Prague, Czech Republic.
- Suski, B. (2005), Caractérisation et suivi des écoulements hydriques dans les milieux poreux par la méthode du potentiel spontané., Ph.D. thesis, Paul Cézanne.
- Tacher, L., C. Bonnard, L. Laloui, et A. Parriaux (2005), Modelling the behaviour of large landslide with respect to hydrogeological and geomechanical parameter heterogeneity, *Landslides*, 2, 3–14.
- Tarantola, A. (1987), *Inverse Problem Theory*, Amsterdam.
- Telford, W., L. Geldart, et R. Sheriff (1990), *Applied Geophysics*, Cambridge University, Cambridge UK.

- Terzaghi, K., et R. Peck (1948), *Soil mechanics in Engineering Practice*, New-York.
- Thomsen, L. (1986), Weak elastic anisotropy, *Geophysics*, 51, 1954–1966.
- Thouvenot, F., J. Fréchet, L. Jenatton, et J. Gamond (2003), The belledonne border fault : identification of an active seismic strike-slip fault in the western alps, *Geophys. J. Int.*, 155, 174–192.
- Timm, F., et P. Moller (2001), The relation between electric and redox potential : evidence from laboratory and field measurements, *Journal of Geochemical Exploration*, 72, 115–128.
- Tokimatsu, K. (1997), Geotechnical site characterization using surface waves, in *Earthquake Geotechnical Engineering*, edited by Ishihara, pp. 1333–1368, Balkema, Rotterdam.
- Trique, M., F. Perrier, T. Froidefond, et J. Avouac (2002), Fluid flow near reservoir lakes inferred from the spatial and temporal analysis of the electric potential, *Journal of geophysical research*, 107.
- Tsourlos, P., J. Szymanski, et G. Tsokas (1998), A smoothness constrained algorithm for the fast 2-d inversion of dc resistivity and induced polarization data, *Journal of the Balkan Geophysical Society*, 1, 3–13.
- Uebayashi, H. (2003), Extrapolation of irregular subsurface structures using the horizontal-to-vertical spectral ratio of long-period microtremors, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 93, 570–582.
- Van Asch, T., M. Hendricks, R. Hessel, et F. Rappange (1996), Hydrological triggering conditions of landslides in varved clays in the french alps, *Engineering Geology*, 42, 239–251.
- Varnes, D. (1978), Slope movement types and processes., in *Landslides : Analysis and Control*, vol. 176, edited by R. Shuster et R. Krized, pp. 11–33, TRB, National Research Council, Washington D.C.
- Vengeon, J. (1998), Deformation et rupture des versants en terrain métamorphique anisotrope apport à l'étude des ruines de séchillienne, Ph.D. thesis, Université Joseph Fourier - Grenoble 1.
- Vengeon, J., D. Hantz, et A. Giraud (1996), Numerical modelling of rock slope deformations, in *EUROCK '96*, Torino Italy.

- Vengeon, J., B. Couturier, et P. Antoine (1999a), Déformations gravitaires post glaciaires en terrains métamorphiques. comparaison des indices de déformation du versant sud de la toura (saint-christophe-en-oisans, france) avec le phénomène de rupture interne du versant sud du mont sec (séchilienne, france), *Bull Eng Geol Env*, 57, 387–395.
- Vengeon, J., A. Giraud, P. Antoine, et L. Rochet (1999b), Contribution à l'analyse de la déformation et de la rupture des grands versants rocheux en terrain cristallophyllien., *Can. Geotech. J.*, 36, 1123–1136.
- Wathelet, M. (2005), Array recordings of ambient vibrations : surface-wave inversion, Ph.D. thesis, Université de Liège.
- Wathelet, M., D. Jongmans, et M. Ohrnberger (2004), Surface wave inversion using a direct search algorithm and its application to ambient vibration measurements, *Near Surface Geophysics*, 2, 221–.
- Weber, D. (2001), Contribution de la géomorphologie à la connaissance des mouvements de terrains dans les terres noires alpines : le glissement-coulée de super-sauze (alpes de haute provence, france), Ph.D. thesis, Université Louis Pasteur.
- Weber, D., et A. Herrmann (2000), Contribution de la photogrammétrie numérique à l'étude spatio-temporelle de versants instables : l'exemple du glissement de terrain de super-sauze (alpes-de-haute-provence, france), *Bull. Soc. Géol. France*, 6, 637–648.
- Wisén, R., A. Christiansen, E. Auken, et T. Dahlin (2003), Application of 2d laterally constrained inversion and 2d smooth inversion of cves resistivity data in a slope stability investigation, in *9th Meeting of Environmental and Engineering Geophysics*, pp. O–002, Prague, Czech Republic.
- Yamanaka, H., et H. Ishida (1996), Application of genetic algorithms to an inversion of surface wave dispersion data, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 86, 436–444.
- Zlotnicki, J., G. Boubon, J. Viode, J. Delarue, A. Mille, et F. Bruere (1998), Hydrothermal circulation beneath mount pelée inferred by self potential surveying. structural and tectonic implications., *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 84, 73–91.

Remerciements

Je tiens à remercier, en premier lieu, Stéphane Garambois et Denis Jongmans pour avoir été à l'initiative de ce travail de thèse et pour la qualité de leur encadrement. J'ai particulièrement apprécié la disponibilité et le soutien sincère de Stéphane et l'enthousiasme et le sens de la motivation de Denis.

Mes remerciements vont ensuite à Pierre Desvarreux et tout le personnel de la Société SAGE pour m'avoir accordé leur confiance au cours de ces 3 années de thèse. J'ai très fortement apprécié la rigueur, l'honnêteté et la vivacité d'esprit de Pierre.

Je remercie également sincèrement tous les membres du jury pour le temps qu'ils ont consacré à mon travail ainsi que pour leur présence lors de ma soutenance. Les nombreuses questions et les discussions qui ont suivi l'exposé soulignent leur vif intérêt porté à mon travail.

Évidemment, je tiens à remercier tous mes collègues du LIRIGM et de manière générale toutes les personnes de la maison des géosciences, qui par leur amitié, ont contribué au souvenir très agréable que je garde de ces 3 années de thèse.

Il y a bien sûr les très nombreux participants aux nombreuses campagnes de terrain que j'aimerais vivement remercier pour leur aide précieuse et indispensable malgré les charges, la chaleur, l'attaque des moustiques, le rhume des foins, la pluie, la neige, le froid, le dénivelé ...

Je n'oublie pas non plus de remercier Yves pour son ENORME et indispensable soutien logistique et Rodolphe pour son efficacité à résoudre les problèmes informatiques 24h/24 7j/7 et même depuis le Japon ! Un merci particulier à Jacques pour les très précieux soutiens informatiques et sur le terrain qu'il m'a accordés sans limite et aussi pour les fous rires nombreux qu'on a pu partagé.

Je remercie aussi ma famille et plus particulièrement mes parents pour leur soutien sans faille durant ces longues années d'études.

Enfin, je remercie Florent pour sa présence et son aide très précieuse.

Résumé

La compréhension et la prévision de la dynamique d'évolution des mouvements de terrain peuvent être améliorées par un apport de données quantitatives sur leur géométrie tridimensionnelle, leur état de déstructuration et les circulations préférentielles de fluide. L'objet de ce travail de thèse, à la fois méthodologique et expérimental, est de mener une étude critique des apports et limites des différentes techniques géophysiques (tomographie électrique, méthodes sismiques, traitement du bruit de fond sismique et mesure de la polarisation spontanée) pour la caractérisation des mouvements de terrain.

Nous avons mené des campagnes géophysiques sur cinq sites tests. Ces sites ont été choisis en milieu rocheux et de grande ampleur (Séchilienne, Isère, et La Clapière, Alpes Maritimes) ou de taille modérée (Ravin de l'Aiguille, Isère) et en contexte argileux (Super Sauze, Alpes de Hautes Provence, et Léaz, Ain). Nous montrons que, selon le degré de remaniement, l'étude des paramètres géophysiques tels que ρ (tomographie électrique), V_P (sismique réfraction et tomographie) et V_S (sismique réfraction et analyse des ondes de surface) peut permettre de caractériser la géométrie du mouvement. Nous préconisons pour l'analyse des ondes de surface de contraindre la paramétrisation par V_P si elle est connue en surface et par la fréquence du pic H/V. En outre, pour une géométrie régulière et des faibles gradients latéraux de V_S , nous montrons que la méthode H/V peut aider à obtenir rapidement des informations quantitatives sur la variation spatiale de la géométrie du substratum.

Enfin, nous avons déployé un réseau d'électrodes impolarisables pour le suivi temporel de la polarisation spontanée sur le mouvement de grande ampleur de Séchilienne. Ce réseau a permis de mettre en évidence les trajets préférentiels de circulation de fluide au sein du massif et de rendre compte de leur complexité.

Mots clés : Méthodes géophysiques, tomographie électrique, méthode sismique, onde de surface, bruit de fond sismique, polarisation spontanée, mouvement de terrain.

Abstract

Understanding and forecasting landslides evolution could be improved by more quantitative information about their 3D geometry, their damage state and preferential fluid flow. The aim of this thesis which is methodological and experimental, is to perform a critical study of advantages and limits of different geophysical techniques (Electrical tomography, seismic methods, seismic noise treatment and self-polarisation measurements) to characterize landslides.

We performed geophysical studies on five test sites, three in rocky context (Séchilienne in Isère, La Clapière in Alpes Maritimes and Ravin de l'Aiguille in Isère) and two in shale context (Super Sauze in Alpes de Hautes Provence and Léaz in Ain). We show that, thanks to the remaniement degree, geophysical parameters such as ρ (electrical tomography), V_P (seismic refraction and tomography) and V_S (seismic refraction and surface wave analysis) could allow to characterize the movement shape. For surface wave analysis, we recommend constrained the parametrization with V_P if it is known at surface and with the frequency peak of H/V. Furthermore, for regular shape and low lateral gradient in V_S , we show that the H/V method could help to obtain quickly quantitative information on spatial variation of substratum geometry.

Finally, we deployed an non-polarizable electrodes network to monitor self-potential variations on the Séchilienne mass movement. This network allowed to point out preferential fluid flow path inside the mass and their complexity.

Keywords : Geophysical methods, electrical tomography, seismic method, surface waves, seismic noise, self-polarization, landslides.