

Imagerie géophysique combinée pour la caractérisation des glissements de terrain. Application aux « terres noires » des Alpes de Haute Provence

Rapport de stage

BRGM/RP- 56549-FR
2008

Clément Hibert

Vérificateur :

Nom : G. Grandjean

Date :

Signature :

Approbateur :

Nom : H. Modaressi

Date :

Signature :

En l'absence de signature, notamment pour les rapports diffusés en version numérique, l'original signé est disponible aux Archives du BRGM.

Le système de management de la qualité du BRGM est certifié AFAQ ISO 9001:2000.

Mots clés : glissement de terrain, marne, méthodes géophysiques, fusion par logique floue, Alpes

En bibliographie, ce rapport sera cité de la façon suivante : Imagerie géophysique combinée pour la caractérisation des glissements de terrain. Application aux « terres noires » des Alpes de Haute Provence. BRGM/RP- 56549-FR. Hibert C., 2008, 126 pages, 43 figures.

Synthèse

Le but de cette étude est d'appliquer des techniques d'imagerie géophysique afin de déterminer la structure de glissements de terrain et d'estimer certains paramètres contrôlant leurs dynamiques. Les attributs géophysiques étudiés sont la résistivité électrique (Rho) des sols ainsi que les champs de vitesses des ondes sismiques P (V_p) et S (V_s).

La première partie de ce stage est portée sur l'étude du glissement de terrain de Laval situé sur le site du CEMAGREF de Draix (Alpes-de-Haute-Provence). Des données de résistivité électrique et de vitesses sismiques recueillies par une équipe du BRGM ont été traitées. Ces données ont été acquises pendant un test d'infiltration d'eau réalisé sur le glissement de terrain. Ces traitements ont permis la réalisation de tomographies des vitesses sismiques V_p et V_s ainsi que de la résistivité électrique du milieu. Une mission de terrain a ensuite été réalisée sur le glissement de La Valette situé dans la vallée de Barcelonnette. Cinq profils sismiques et six profils électriques ont été acquis. Le traitement et l'interprétation de ces profils a ensuite été réalisé.

Les tomographies issues des traitements ont permis d'établir des premiers modèles structuraux des glissements étudiés. Ces données ont aussi permis de révéler certaines propriétés mécaniques de ces glissements : la vitesse des ondes P donne des informations importantes sur l'état de fracturation des couches du massif ; la résistivité électrique révèle le niveau de saturation des matériaux qui compose le glissement ; Les modèles du champ de vitesse V_s , construit grâce à la SASW, donnent des informations sur la lithologie et l'état de consolidation du massif.

A partir des tomographies géophysiques et de relations issues de la littérature scientifique, des modèles pétrophysiques ont été construits. Des propriétés telles que la porosité (glissement de Laval) et la solidité des couches (glissement de La Valette) ont été déterminées. L'analyse de ces modèles a permis d'augmenter le niveau d'information et de répondre de manière plus précise à la problématique posée pour chaque glissement. Cependant, une relative incertitude pèse sur ces modèles du fait de l'utilisation de relations empiriques non-spécifiques à la géologie des sites étudiés. Pour pallier à ce problème, une méthode de fusion des données par logique floue a été mise en place. Cette méthode, qui combine les tomographies géophysiques et les modèles pétrophysiques, permet de réaliser des modèles objectifs reflétant certaines propriétés du massif.

La fusion des données recueillies sur le site de Laval a permis de révéler le comportement hydrologique du massif en dehors et pendant un épisode d'infiltration, de mettre en évidence les systèmes de drainage et d'identifier la structure du glissement. La même méthode appliquée au site de La Valette a révélé la structure et la dimension de la masse en mouvement, et certaines propriétés mécaniques du massif. Toutes ces informations sont déterminantes pour l'étude des glissements de terrain et de leurs comportements.

Sommaire

Remerciements :	11
1. Introduction	13
1.1. PRESENTATION DU STAGE.....	13
1.1.1.Présentation de l'organisme d'accueil : le BRGM	13
1.1.2.Présentation du service ARN	14
1.2. CADRE ET PROBLEMATIQUE DU STAGE	14
1.2.1.La problématique du stage	14
2. Présentation des sites d'études et des travaux	17
2.1. GLISSEMENT DE TERRAIN DU LAVAL (DRAIX, ALPES-DE-HAUTES-PROVENCE)	17
2.1.1.Description et historique du site	17
2.1.2.Description des travaux réalisés.....	18
2.2. GLISSEMENT DE TERRAIN DE LA VALETTE (BARCELONNETTE, ALPES-DE-HAUTES-PROVENCE).....	18
2.2.1.Description et historique du site	18
2.2.2.Description des travaux réalisés.....	20
3. Méthodes géophysiques : théories et mise en oeuvre	23
3.1. TOMOGRAPHIE ACOUSTIQUE	23
3.1.1.Principe de la sismique réfraction.....	23
3.1.2.Protocole de traitement des données et d'inversion : utilisation du logiciel JaTS	24
3.1.3.Calcul de la fonction de vraisemblance spatialisée	31
3.2. ANALYSE SPECTRALE DES ONDES DE SURFACE.....	31
3.2.1.Intérêt et principe.....	31
3.2.2.Formulation locale de la dispersion	32
3.2.3.Protocole de traitement et d'inversion des données : utilisation du logiciel SIRayD	33
3.2.4.Calcul de la fonction de corrélation	36
3.3. TOMOGRAPHIE ELECTRIQUE	37
3.3.1.Principe.....	37

3.3.2. Dispositifs utilisés.....	38
3.3.3. Calcul de la fonction de vraisemblance.....	40
4. Résultats et interprétations.....	41
4.1. RESULTATS ET INTERPRETATIONS : SITE DE LAVAL.....	41
4.1.1. Vitesses des ondes P.....	41
4.1.2. Vitesses des ondes S.....	43
4.1.3. Résistivité électrique	45
4.2. RESULTATS ET INTERPRETATIONS : SITE DE LA VALETTE.....	47
4.2.1. Vitesses des ondes P.....	47
4.2.2. Vitesses des ondes S.....	49
4.2.3. Résistivité électrique	51
5. Vers une interprétation géotechnique.....	55
5.1. RELATIONS PETROPHYSIQUES.....	55
5.1.1. Corrélation entre la vitesse des ondes P et la résistivité électrique	55
a) Glissement de Laval.....	55
b) Glissement de La Valette	56
5.1.2. Relation entre V_p , V_s et la porosité du milieu : application au site de Laval.....	58
5.1.3. Relation entre V_p , V_s et quelques propriétés élastiques du milieu : application au site de La Valette	60
5.2. FUSION DES DONNEES GEOPHYSIQUE PAR LOGIQUE FLOUE	64
5.2.1. Principe et formalisation mathématique	64
5.2.2. Application et résultats : glissement de Laval	66
a) Modèles de probabilité de saturation sans simulation de pluie	66
b) Modèle de probabilité de saturation en eau pendant la simulation de pluie.....	69
5.2.3. Application et résultats : glissement de La Valette.....	73
6. Conclusion.....	79
Bibliographie :.....	80

Liste des illustrations

Figure 1 : présentation des activités du BRGM par domaine	13
Figure 2 : Localisation géographique et photographie aérienne (IGN) du glissement de Laval.....	17
Figure 3 : Photographie du dispositif mis en place durant l'expérience	18
Figure 4 : Localisation géographique et photographie aérienne du glissement de La Valette (IGN)	19
Figure 5 : Photographie du glissement de L'échine et des deux unités de la partie basse du glissement de La Valette.....	20
Figure 6 : Photographie d'un profil sismique. Au premier plan se trouve la centrale d'acquisition utilisée.	21
Figure 7 : Photographie aérienne de la partie basse du glissement de La Valette et localisation des profils réalisés	22
Figure 8 : Géométrie de la réfraction des ondes sismiques : modèle simple à deux couches.....	24
Figure 9 : Visualisations des traces sismiques obtenues pour le tir 6 (1006.su).....	25
Figure 10 : Le même fichier (1006.su) après extraction des 13 premières traces	26
Figure 11 : Le même fichier (1006.su) après un time shift	26
Figure 12 : Le même fichier (1006.su) après tapping	27
Figure 13 : Mauvais modèle initial et graphiques présentant la différence entre temps de trajet calculés et observés pour deux tirs différents.....	28
Figure 14 : Bon modèle initial et graphiques présentant la différence entre temps de trajet calculés et observés pour deux tirs différents.....	28
Figure 15 : Exemple d'une fonction de « vraisemblance » après une itération pour un mauvais modèle initial.....	29
Figure 16 : Exemple d'une fonction de "vraisemblance" après une itération pour un bon modèle initial	29
Figure 17 : Modèle reconstruit selon le code couleur RGBa et graphiques montrants la convergence des fonctions des temps de trajets associés.....	30
Figure 18 : Fonction de « vraisemblance » après 25 itérations	31
Figure 19 : modélisation des déformations occasionées par la propagation d'une onde de Rayleigh dans le sol.....	32
Figure 20 : Diagramme de dispersion.....	34
Figure 21 : diagramme de dispersion et courbe de dispersion pointée.....	35
Figure 22 : a) Diagramme de dispersion présentant la courbe de dispersion pointée et la courbe de dispersion calculée; b) Profil 1D de la vitesse Vs et corrélation associée à chaque couches	36
Figure 23 : principe de la prospection électrique	37

Figure 24 : Principe de construction d'une pseudo section pour un dispositif Wenner (Baker, 1992).....	38
Figure 25 : géométrie du dispositif dipole-dipole. K = facteur géométrique, a = distance MN.	39
Figure 26 : géométrie du dispositif Wenner-Schlumberger. K = facteur géométrique, a = distance MN.....	39
Figure 27 : a) Tomographie du champ de vitesse Vp issue de l'inversion des premiers temps d'arrivée ; b) Fonction de vraisemblance spatialisée associée à la tomographie qui nous indique les zones où le modèle est le plus fiable (hautes valeurs);.....	42
Figure 28 : a) Tomographie du champ de vitesse Vs issue de la SASW; b) Fonction de corrélation associée à la tomographie qui nous indique les zones où le modèle est le plus fiable (hautes valeurs).....	44
Figure 29 : a) Tomographies de la résistivité électrique issue de l'inversion des résistivités apparentes ; b) Fonction de vraisemblance associée à la tomographie qui nous indique les zones où le modèle est le plus fiable (hautes valeurs);	46
Figure 30 : a) Tomographie du champ de vitesse Vp : profil L1 ; b) Tomographie du champ de vitesse Vp : profil T1 ; c) Tomographie du champ de vitesse Vp : profil L2 ; d) Tomographie du champ de vitesse Vp : profil T2 ; e) Tomographie du champ de vitesse Vp : profil L4 ; f) Fonction de vraisemblance spatialisée associée à la tomographie qui nous indique les zones où le modèle est le plus fiable (hautes valeurs);	48
Figure 31 : a) Tomographie du champ de vitesse Vs : profil L1 ; b) Tomographie du champ de vitesse Vs : profil T1 ; c) Tomographie du champ de vitesse Vs : profil L2 ; d) Tomographie du champ de vitesse Vs : profil T2 ; e) Tomographie du champ de vitesse Vs : profil L4 ; f) Fonction de corrélation associée à la tomographie qui nous indique les zones où le modèle est le plus fiable (hautes valeurs);.....	50
Figure 32 : a) Modèle de résistivité électrique, dispositif dipôle-dipôle, profil L1 ; b) Modèle de résistivité électrique, dispositif dipôle-dipôle, profil L1 ; c) Modèle de résistivité électrique, dispositif Wenner-Schlumberger, profil L2 ; d) Modèle de résistivité électrique, dispositif Wenner-Schlumberger, profil L2 ; e) Modèle de résistivité électrique, dispositif dipôle-dipôle, profil T1 ; f) Modèle de résistivité électrique, dispositif dipôle-dipôle, profil T1 ; g) Modèle de résistivité électrique, dispositif Wenner-Schlumberger, profil T2 ; h) Modèle de résistivité électrique, dispositif Wenner-Schlumberger, profil T2.	52
Figure 33 : a) Vitesse Vp en fonction de la profondeur; b) Résistivité en fonction de la vitesse Vp pour plusieurs forages virtuels issus des tomographies.....	55
Figure 34 : a) Vitesse Vp en fonction de la profondeur : profil L1; b) Résistivité en fonction de la vitesse Vp pour plusieurs forages virtuels issus des tomographies : profil L1; c) Vitesse Vp en fonction de la profondeur : profil T1; d) Résistivité en fonction de la vitesse Vp pour plusieurs forages virtuels issus des tomographies : profil T1;.....	57
Figure 35 : modèle issu du calcul de la différence des lenteurs Δ	59
Figure 36 : a) modèle présentant la distribution de la force de compression non-confinée : profil L1 ; b) modèle présentant la distribution de la force de compression non-confinée : profil T1 ; c) modèle présentant la distribution de la force de compression non-confinée : profil L2 ; d) modèle présentant la distribution de la force de compression non-confinée : profil T2 ; e) modèle présentant la distribution de la force de compression non-confinée : profil L4 ;	63

Figure 37 : Possibilité π_1 , π_2 and π_3 correspondant aux trois hypothèses: a) h1: "possibilité d'être affecté par des fractures liées aux forces de traction"; b) h2: "possibilité que le sol soit saturé en eau"; c) h3: "possibilité d'avoir une forte porosité".	67
Figure 38 : distribution de la possibilité de la méta-hypothèse H^*_1	68
Figure 39 : distribution de la possibilité de la méta-hypothèse H^*_2	69
Figure 40 : Variations temporelles de la fonction de possibilité. a). variation entre les temps 3 et 1; b) variation entre les temps 5 et 3; c) variation entre les temps 7 et 5; d) variation entre les temps 9 et 7; e) variation entre les temps 11 et 9.	72
Figure 41 : Possibilité π_4 , π_5 , π_6 et π_7 correspondant aux quatre hypothèses: a) h4: possibilité d'être affecté par des fractures liées aux forces de traction; b) h5: possibilité que le sol soit saturé en eau.; c) h6: possibilité d'être affecté par un cisaillement lié aux forces de friction ; d) h7: possibilité que les matériaux présentent une faible solidité	74
Figure 42: : a) Distribution de la méta-hypothèse H^*_3 pour le profil T1 ; b) Distribution de la méta-hypothèse H^*_3 pour le profil T2 ;	75
Figure 43 : a) Distribution de la méta-hypothèse H^*_4 pour le profil L1 ; b) Distribution de la méta-hypothèse H^*_4 pour le profil T1 ; c) Distribution de la méta-hypothèse H^*_4 pour le profil L2 ; d) Distribution de la méta-hypothèse H^*_4 pour le profil T2	77

Liste des annexes

Annexe 1 : Tomographies du champ de vitesse V_p avec fonctions de « vraisemblance »	85
Annexe 2 : Tomographies du champ de vitesse V_s avec fonctions de corrélation	90
Annexe 3 : Tomographies de la résistivité électrique Rho avec fonctions de vraisemblance	95
Annexe 4 : Liste des programmes créés ou modifiés pour le traitement des données	97
Annexe 5 : Annexe Financière	98
Annexe 6 : Valorisation I : participation à la publication scientifique suivante :	99
Annexe 7 : Valorisation II : participation à la publication scientifique suivante :	119

Remerciements :

Ce rapport est l'aboutissement de 6 mois de stage effectués au BRGM, qui furent extrêmement enrichissant tant du point de vue professionnel que personnel. Je tiens à remercier ici les personnes qui ont fait de cette expérience un moment agréable et instructif.

Je tiens à remercier grandement mon maître de stage, Gilles Grandjean, pour m'avoir accueilli au sein de son équipe, pour le temps qu'il m'a accordé, pour son aide amicale et ses précieux conseils. Je lui exprime ma profonde gratitude et mon sincère respect.

Je remercie chaleureusement les membres du service ARN qui m'ont aidé lors de ce stage, en particulier Adnand Bitri pour ses conseils et sa bonne humeur communicative, Benjamin François et Jean-Christophe Gourry pour leur aide précieuse lors du traitement des données électriques, Gérard Richalet pour son savoir-faire et les moments agréables passés sur le terrain, Anouar Romdhan et Audrey Hohmann pour leurs gentillesse et leurs conseils toujours utiles.

Je remercie Georges Herquel, mon superviseur de stage à l'EOST.

Je remercie également Julien Ponton et Julien Travelletti pour leur motivation et leur bonne humeur lors des longues heures passées à monter et démonter les dispositifs pendant ma deuxième mission de terrain. Je leur souhaite bonne chance et bon courage pour la suite.

Un grand merci à Baptiste, Jean-Marie, Guillaume, Lauris et Arnaud pour avoir partagé avec moi les aventures et mésaventures qui ont jalonné cette période passée dans le centre de la France. J'espère sincèrement que nos chemins se recroiseront.

Enfin, ce stage marquant la fin de mes études, j'ai une pensée particulière pour les personnes qui me soutiennent depuis toujours. D'immenses mercis à mes amis, ma sœur, mes parents et mes grands parents pour le bonheur qu'ils m'apportent.

1. Introduction

1.1. PRESENTATION DU STAGE

1.1.1. Présentation de l'organisme d'accueil : le BRGM

Créé en 1959, le Bureau de Recherches Géologiques et Minières (BRGM) est un établissement public à caractère industriel et commercial (EPIC) placé sous la double tutelle du ministère délégué à l'enseignement supérieur et à la recherche et du ministère de L'environnement, du développement et de l'aménagement durables. Ses objectifs sont de comprendre les phénomènes géologiques, développer des méthodologies et des techniques nouvelles, produire et diffuser des données pertinentes et de qualité ainsi que de mettre à disposition les outils nécessaires à la gestion du sol, du sous-sol et des ressources, à la prévention des risques naturels et des pollutions et aux politiques publiques d'aménagement du territoire.

L'action du BRGM est axée autour de 4 missions :

- La recherche scientifique et le développement de nouvelles technologies
- L'appui aux politiques publiques ainsi que l'information du public
- La coopération internationale et l'aide au développement
- La prévention et la sécurité de sites miniers

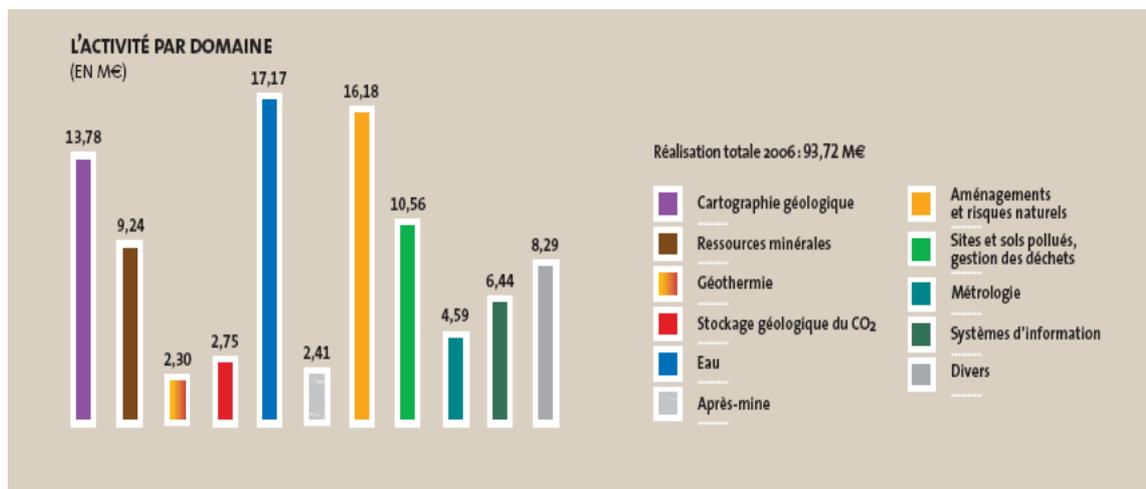


Figure 1 : présentation des activités du BRGM par domaine

Le BRGM est l'établissement de référence dans le domaine des Sciences de la Terre pour gérer les ressources et les risques du sol et du sous-sol.

Ce stage à été réalisé dans le service Aménagement et Risques Naturels (ARN), au sein de l'unité risque liés aux mouvements de terrain (RMT).

1.1.2. Présentation du service ARN

Les activités du BRGM en matière de risques naturels couvrent le risque sismique, les mouvements de terrain, les phénomènes de retrait-gonflement des argiles sensibles à la sécheresse, les effondrements liés aux carrières souterraines et aux mines abandonnées, le risque volcanique et la sécurité relative au stockage de CO₂.

Elles portent sur la connaissance des phénomènes et leur modélisation, l'évaluation des dangers correspondants, la surveillance, l'étude de la vulnérabilité des sites exposés, l'évaluation du risque et sa prévention, la préparation aux crises, les actions d'information et de formation. Les programmes de recherche visent notamment à améliorer la connaissance phénoménologique des aléas naturels et à proposer des méthodologies pour l'élaboration de scénarios de risque. Le BRGM gère des banques de données (SisFrance, BD Mvt, BD Cavités, etc.) et réalise des cartes d'aléas pour le risque sismique, les mouvements de terrain et les cavités souterraines.

Le service ARN est composé de 4 unités : l'unité risque sismique (RIS), l'unité risques sous-sol et cavités (RSC), l'unité érosion des sols et du littoral (ESL) et l'unité risques et mouvement de terrain (RMT).

1.2. CADRE ET PROBLEMATIQUE DU STAGE

1.2.1. La problématique du stage

Le but de ce stage est d'appliquer des techniques d'imagerie géophysique pour déterminer la structure de glissements de terrain et estimer certains paramètres contrôlant leurs dynamiques. Les attributs géophysiques étudiés sont la résistivité électrique (Rho) des sols ainsi que les champs de vitesses des ondes sismiques P (Vp) et S (Vs). L'interprétation de ces données est renforcée grâce à une méthode de fusion des données par logique floue : cette nouvelle approche permet une interprétation combinée plus quantitative et plus objective des données géophysiques.

La première partie de ce stage est portée sur l'étude du glissement de terrain de Laval situé sur le site du CEMAGREF de Draix (Alpes-de-Haute-Provence). Des données de résistivité électrique et de vitesses sismiques recueillies par une équipe du BRGM ont été traitées. Ces données ont été acquises pendant un test d'infiltration d'eau réalisé sur le glissement de terrain. Ces traitements ont permis la réalisation de tomographies des vitesses sismiques Vp et Vs ainsi que de la résistivité électrique du milieu. Une mission de terrain a ensuite été réalisée sur le glissement de La Valette situé dans la vallée de Barcelonnette. Cinq profils sismiques et six profils électriques ont été acquis. Le traitement et l'interprétation de ces profils ont ensuite été réalisés.

Afin de répondre au mieux à la problématique choisie, des modèles présentant certains paramètres pétrophysiques, tels que la porosité ou la solidité, ont été construits à partir des tomographies géophysiques. Enfin pour intégrer toutes les informations issues à la fois des modèles géophysiques et pétrophysiques, leur fusion a été réalisée suivant la méthode établie par Grandjean et al. (2007) ce qui a conduit à la construction de modèles caractérisant les comportements géotechniques ou hydrologiques des glissements étudiés.

2. Présentation des sites d'études et des travaux

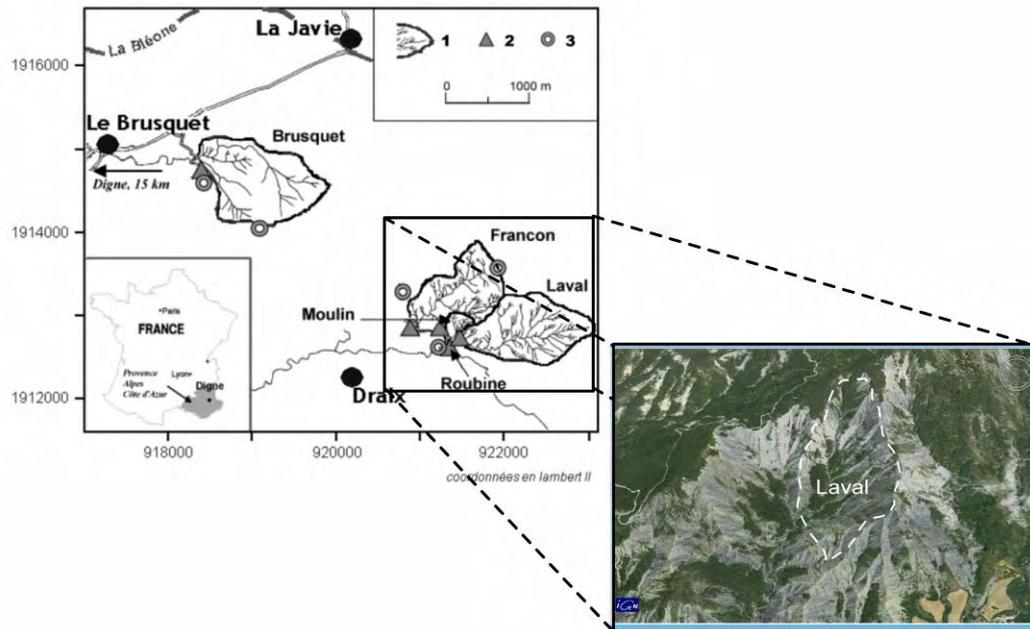
2.1. GLISSEMENT DE TERRAIN DU LAVAL (DRAIX, ALPES-DE-HAUTES-PROVENCE)

2.1.1. Description et historique du site

Le glissement de terrain du Laval est situé dans la vallée de la Bouinenc, sur la commune de Draix (figure 2). Ce site est un site expérimental équipé depuis 1984 par le CEMAGREF pour l'étude des phénomènes érosifs en domaine montagneux. Ce site est situé dans une zone de moyenne montagne et est soumis à un climat méditerranéen.

Le glissement du Laval a une surface de 0.86 km². La base du glissement est à une altitude de 850m, son sommet à une altitude de 1250m. La pente moyenne est de 58% entre le sommet et la base, et le taux de couverture végétale est de 32%. Ce glissement s'est développé dans la série sédimentaire des marnes noires du Callovo-oxfordien connues sous le nom de « Terres-noires ». Le glissement a une morphologie caractéristique de type « badlands », caractérisé par de nombreuses ravines en forme de V, et avec des flancs à forte inclinaison variante moyenne de 30° à 70° [Borges, 1993].

La pluviométrie annuelle est de l'ordre de 900mm, et le nombre annuel moyen de jours de pluie est de l'ordre de 80. Les précipitations sont en général de durée assez courte et d'intensité moyenne, sauf sur de brèves périodes, en particulier lors des orages d'été ou d'automne, où l'on peut dépasser 60mm.h⁻¹ assez couramment. C'est pendant ces périodes de fortes précipitations que l'on peut observer la majorité des phénomènes érosifs les plus intenses. [Borges, 1993].



a

Figure 2 : Localisation géographique et photographie aérienne (IGN) du glissement de Laval

2.1.2. Description des travaux réalisés

La prospection géophysique a été réalisée entre le 9 et le 12 Octobre 2007. Deux profils, l'un équipé d'un dispositif de sismique réfraction et l'autre d'un dispositif électrique, d'une longueur de 48 mètres et colinéaires ont été mis en place (figure 3). Une expérience de simulation de pluie a été conduite sur une surface d'environ 100 m² (7 x 14 m) durant 4 jours, avec une intensité de précipitation d'environ 15mm.h⁻¹. Le sol était initialement non-saturé en eau. Les mesures géophysiques ont été réalisées toutes les 3 heures pendant la simulation de pluie de façon à constituer un jeu de données de type « monitoring ».

Ces travaux ont pour but de comprendre les systèmes d'infiltration d'eau dans le massif, la cinétique de phénomènes pouvant apparaître en son sein, de mettre en évidence les systèmes de drainage et d'identifier la structure du glissement. Cette campagne a été réalisée dans le cadre du projet de recherche ECOU-PREF (ANR PNRH-ECCO, ACI CAT-NAT SAMOA).



Figure 3 : Photographie du dispositif mis en place durant l'expérience

2.2. GLISSEMENT DE TERRAIN DE LA VALETTE (BARCELONNETTE, ALPES-DE-HAUTES-PROVENCE)

2.2.1. Description et historique du site

Le glissement de La Valette est localisé au Nord-Ouest de la ville de Barcelonnette, sur le côté droit de la vallée de l'Ubaye (figure 4). Il présente une morphologie d'un glissement de type coulée [Mallet, 2003]. Son volume total est estimé à environ 3.5 millions de m³ [Van Asch et Van Beek, 1996]. Il s'étend sur une longueur de 1809 m de son plus haut point, à une altitude 1900m, à sa base, à une altitude 1300m, avec une largeur maximum de 290m [Mallet, 2003].

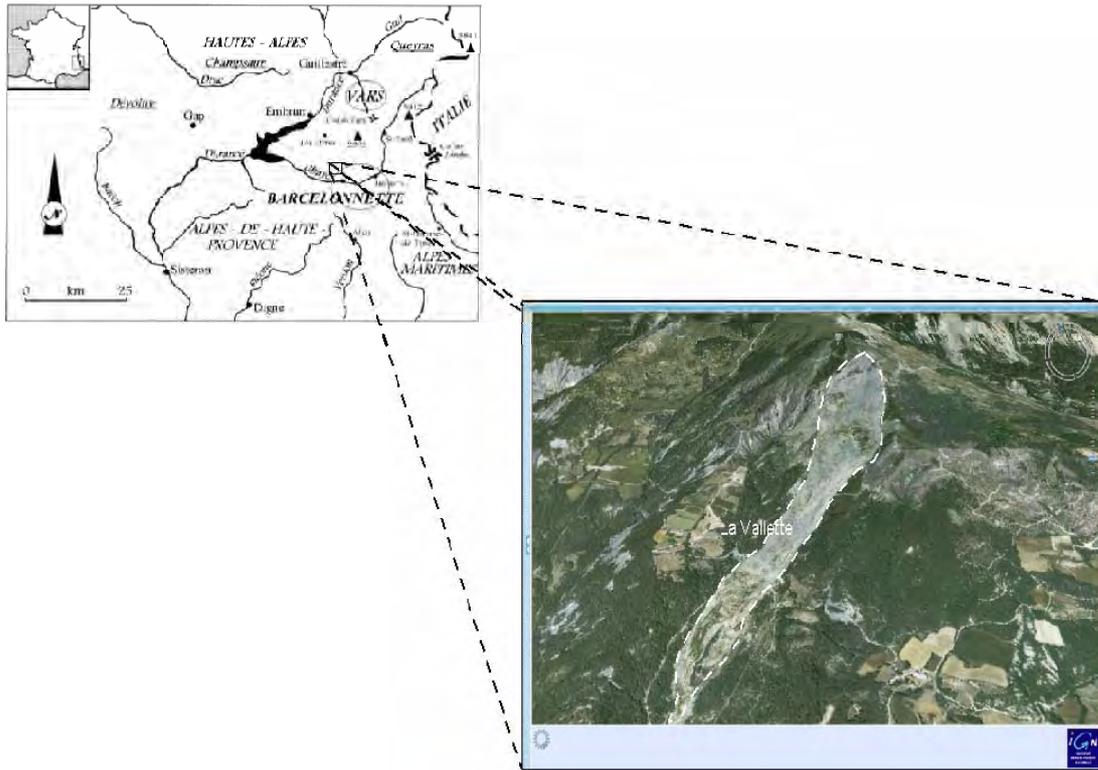


Figure 4 : Localisation géographique et photographie aérienne du glissement de La Valette (données IGN)

La base de ce glissement est composée essentiellement par une formation de marnes noires stratifiée, datée du Calovo-Oxfordien et appelée plus couramment « Terres-Noires ». Cette formation a une épaisseur estimée à 300m à la base du glissement [Kerckhove, 1978]. Cette formation est très sensible au processus d'altération et d'érosion, pouvant causer d'important transport de matériaux et favorisant l'instabilité du massif [Antoine et al., 1995]. Des nappes de flysch Helmintoïde (Crétacé supérieur-paléocène) appelées nappes Ubaye-Embruanis et composées principalement de sédiments datés du Seonien chevauchent la couche inférieure des « Terres Noires ». Ces formations composées en majorité de flysch hautement fracturé sont caractérisées par une forte perméabilité, favorisant ainsi la circulation d'eau. A l'opposé, la formation des « Terres Noires » est quasi-imperméable [Squarzoniet al., 2003]. Cette différence de comportement hydrologique favorise la déstabilisation du massif et à conduit à sa rupture en 1982.

Le glissement à été réactivé au printemps 1982 par des venues d'eau très importantes le long de la discordance tectonique (entre les nappes de flysch et les marnes noires), vers 1800 m d'altitude [Le Mignon et Cojean, 2002], créant des surpressions interstitielles au contact entre le flysch et les marnes. Le mécanisme de glissement à débuté par une déstabilisation en tête qui a créé une surcharge dans les « Terres Noires » et engendré des mouvements lents mais ininterrompus [Van Asch et Van Beek, 1996].

Entre 1982 et 1988, la rupture de l'ensemble du massif a progressé par régression à l'amont et la masse accumulée a évolué en coulée vers l'aval. Ainsi, la surface instable s'est étendue de 26 ha en 1983, à 50 ha en 1985 et 57 ha au printemps 1987 [Colas et Locat, 1992]. Des mouvements catastrophiques se sont ensuite produits en janvier 1988. Une fonte très rapide de la couverture neigeuse a liquéfié 50 000 m³ de matériaux morainiques. Cette lave

torrentielle rapide a emprunté le torrent de la Valette, sur une distance approximative de 500m jusqu'à une altitude de 1200 m environ. La relaxation des contraintes dans la partie amont et un deuxième épisode de fonte ont déclenché une deuxième lave torrentielle en Mars 1988, ayant une distance de parcours plus courte [Mahaut, 1996]. Dans les années 1990, les vitesses maximales enregistrées ont atteint 0.2 à 0.4 m.jour⁻¹, alors que la vitesse moyenne est normalement proche de 0.01 m.jour⁻¹ [Mallet, 2003].

Notre étude s'est portée sur la partie basse du glissement qui a pour particularité d'être subdivisée en deux unités longitudinales par une échine de socle (figure 5). La topographie de l'unité (A) la plus à l'Ouest est, d'après des observations faites sur le terrain, moins perturbée que celle de l'unité située à l'Est (B) de l'échine.



Figure 5 : Photographie du glissement de L'échine et des deux unités de la partie basse du glissement de La Valette.

La section suivante détaille les travaux réalisés.

2.2.2. Description des travaux réalisés

La prospection géophysique a été réalisée du 12 au 17 mai 2008. Les profils sismiques (figure 6 et 7) ont été disposés selon deux directions orthogonales : trois profils de 235 m colinéaires avec l'axe du glissement (L1, L2, et L4), et deux transverses (T1 et T2) d'une longueur respective de 235 m et 340m. Le dispositif pour les profils de 235m comprend 48 géophones espacés de 5m, le profil de 340m comprend 72 géophones avec le même espacement. Les tirs ont été effectués à l'aide d'une source explosive à un intervalle de 15m (20 tirs pour les profils de 235m, 26 pour celui de 340m).

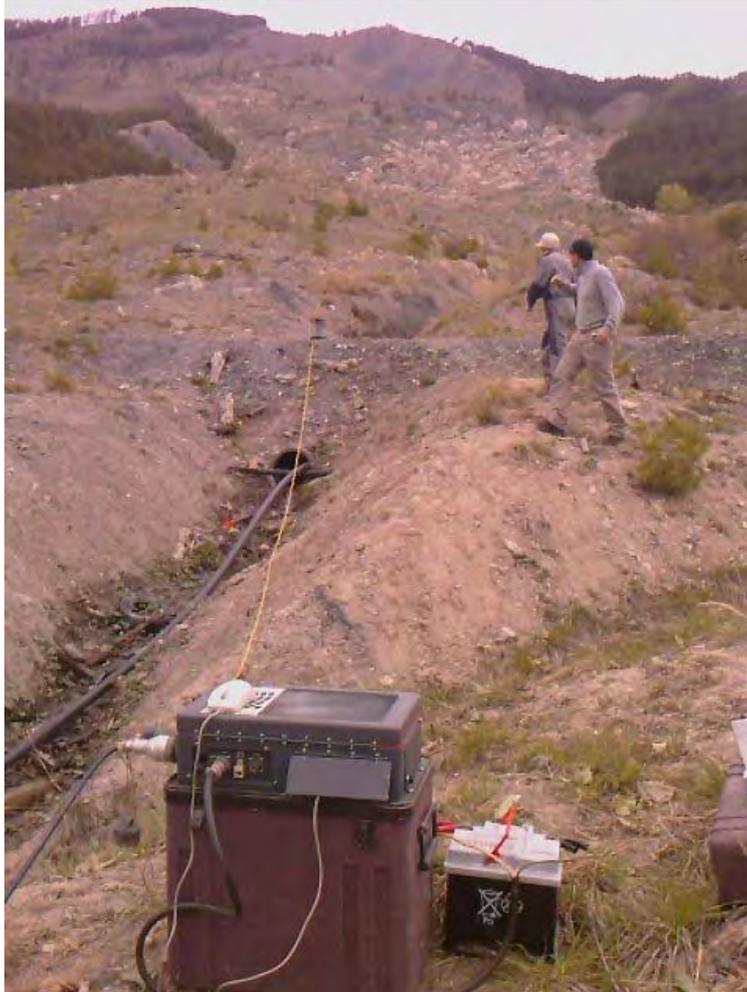


Figure 6 : Photographie d'un profil sismique. Au premier plan se trouve la centrale d'acquisition utilisée.

Six profils électriques ont aussi été mis en place (figure 7) : Trois profils longitudinaux, L1, L2 et L3, d'une longueur respective de 415m (84 électrodes), 235 m (48 électrodes) et 415 m (84 électrodes) ; trois profils transverses T1, T2 et T3, d'une longueur respective de 350 m (71 électrodes), 355 m (72 électrodes) et 355 m (72 électrodes). L'intervalle entre chaque électrodes est de 5 m. Pour chaque profil, la résistivité électrique apparente a été mesurée avec deux dispositifs : Dipôle-dipôle et Wenner-Schlumberger.

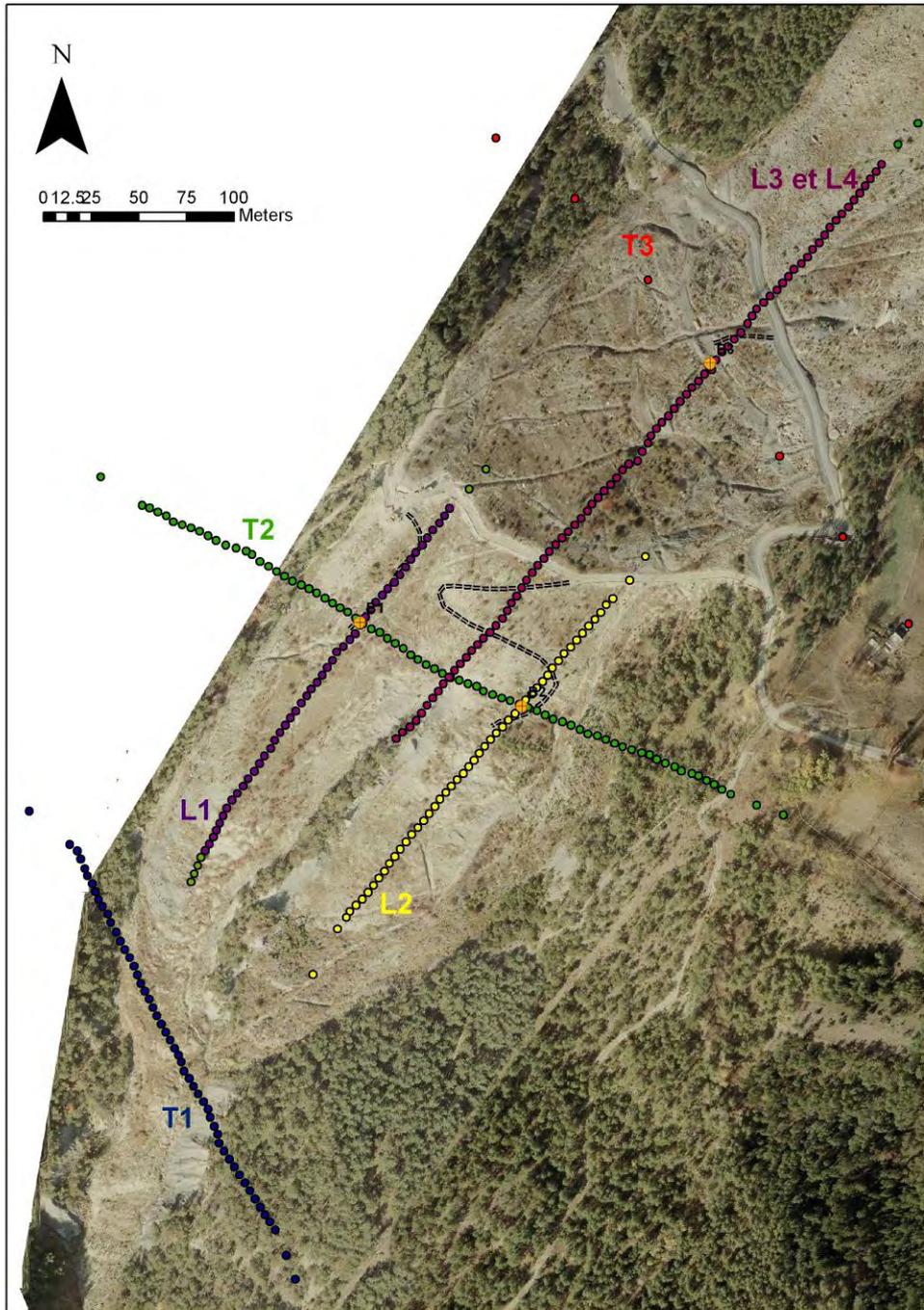


Figure 7 : Photographie aérienne de la partie basse du glissement de La Vallette et localisation des profils réalisés

La prospection géophysique a été réalisée dans le but de dresser la morpho-structure du glissement et d'estimer la masse en mouvement et les propriétés mécaniques du massif. Ces travaux ont été effectués dans le cadre du projet ANR Ecou-PREF.

3. Méthodes géophysiques : théories et mise en oeuvre

3.1. TOMOGRAPHIE ACOUSTIQUE

3.1.1. Principe de la sismique réfraction

La sismique est une technique géophysique de mesure indirecte qui consiste à provoquer la propagation d'ondes sismiques dans le sous-sol puis à en enregistrer grâce à des récepteurs placés en surface, appelés géophones, les échos générés par les hétérogénéités du sous-sol. C'est une technique non-destructive et qui permet une bonne exploration du sous-sol. Deux types de méthodes sismiques se distinguent suivant le mode de propagation de l'onde : on parle de sismique réflexion quand l'onde est réfléchi à l'interface de deux lithologies différentes et de sismique réfraction quand l'onde est transmise le long de cette interface. L'ouverture angulaire en incidence, et donc la grandeur en offset, déterminent le mode de propagation et donc le type de sismique mis en oeuvre.

Pour un modèle simple à deux couches de vitesses différentes V_1 et V_2 , la loi de Snell-Descartes nous donne la relation suivante pour une onde arrivant à l'interface des deux couches :

$$\frac{\sin(i_1)}{V_1} = \frac{\sin(i_2)}{V_2}$$

Dans le cas où $V_2 > V_1$, il existe un angle d'incidence critique pour lequel :

$$i_2 = \frac{\pi}{2}$$

La relation de Snell-Descartes devient alors :

$$\frac{\sin(i_1)}{V_1} = \frac{1}{V_2}$$

Et donc :

$$i_1 = i_c = \arcsin\left(\frac{V_1}{V_2}\right)$$

Dans le cas précis d'un angle d'incidence critique, l'onde sismique va se propager le long de l'interface puis va remonter vers la surface : cette interface sert de guide d'onde, c'est le phénomène de réfraction critique. Ce phénomène nous permet de quantifier la vitesse des ondes sismiques dans les couches superficielles qui composent le sous-sol.

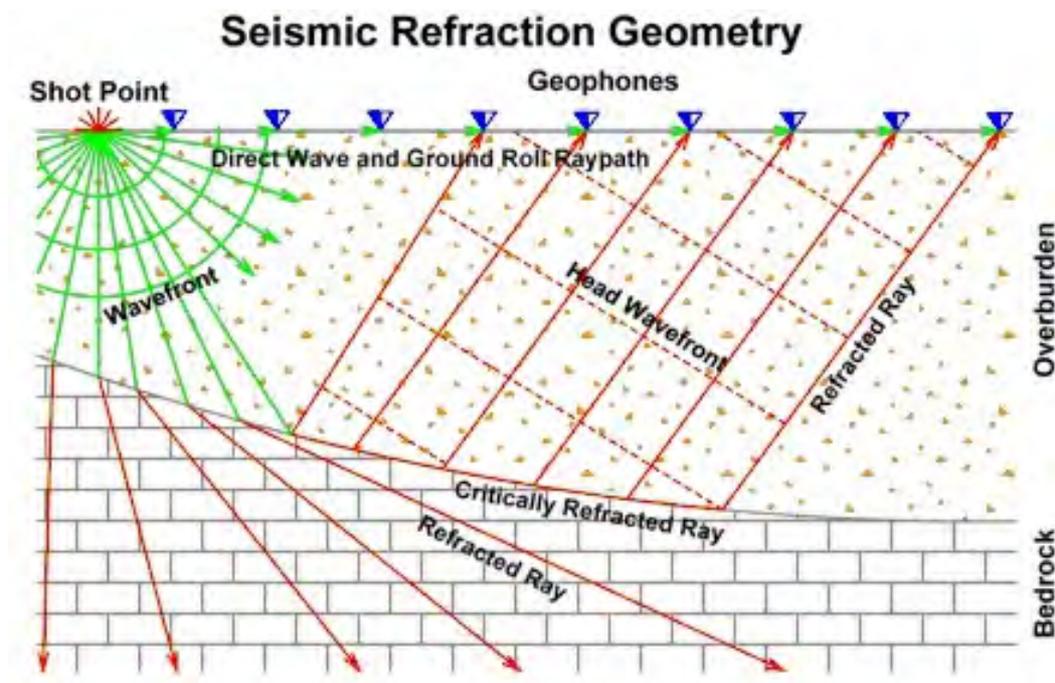


Figure 8 : Géométrie de la réfraction des ondes sismiques : modèle simple à deux couches

Le modèle simple à deux couches (figure 8) montre que la sismique réfraction ne peut être utilisée que dans le cas où les vitesses sismiques des couches augmentent avec la profondeur. Par exemple dans le cas d'une couche d'argile surmontant une couche de grès, la sismique réfraction peut conduire à de mauvais résultats. De plus, la sismique réfraction requiert des lignes de géophones dont la longueur doit être de 4 à 5 fois plus grande que la profondeur d'investigation désirée. Toutefois dans de bonnes conditions d'acquisition la sismique réfraction se révèle être une très bonne technique d'imagerie du sous-sol. Enfin, les vitesses sismiques étant aussi dépendantes de nombreux paramètres géomécaniques en plus de la géométrie du milieu, leur estimation nous apporte des informations sur ces paramètres.

3.1.2. Protocole de traitement des données et d'inversion : utilisation du logiciel JaTS

Le logiciel utilisé pour traiter les données sismiques de réfraction des ondes P est JaTS [Grandjean and Sage, 2004]. Les méthodes d'inversions classiques sont généralement basées sur l'approximation du rayon : en considérant que la fréquence de l'onde tend vers l'infini, on estime que le rayon constitue la représentation de la trajectoire de l'onde. Le logiciel JaTS se base sur un autre modèle de propagation qui utilise les volumes de Fresnel pour calculer les temps de trajet des ondes sismiques puis reconstruit le champ de vitesse à l'aide d'une technique de reconstruction itérative simultanée (SIRT). L'avantage que procure l'utilisation des volumes de Fresnel est de prendre en compte les interactions entre l'onde et les hétérogénéités locales du sous-sol, la zone d'interaction étant en relation avec la fréquence du signal source.

La suite de ce chapitre détaille les étapes du traitement. Les exemples montrés sont issus du traitement des données acquises sur le glissement du Laval.

Pré-processing :

La figure suivante montre les données du tir N°6 avant le pré-processing ; cette figure servira de référence. Le même fichier de référence est utilisé pour les autres exemples sauf pour la figure 18. Les paramètres d'inversion sont ceux détaillés dans le tableau 1 (Chap. 4.1.1).

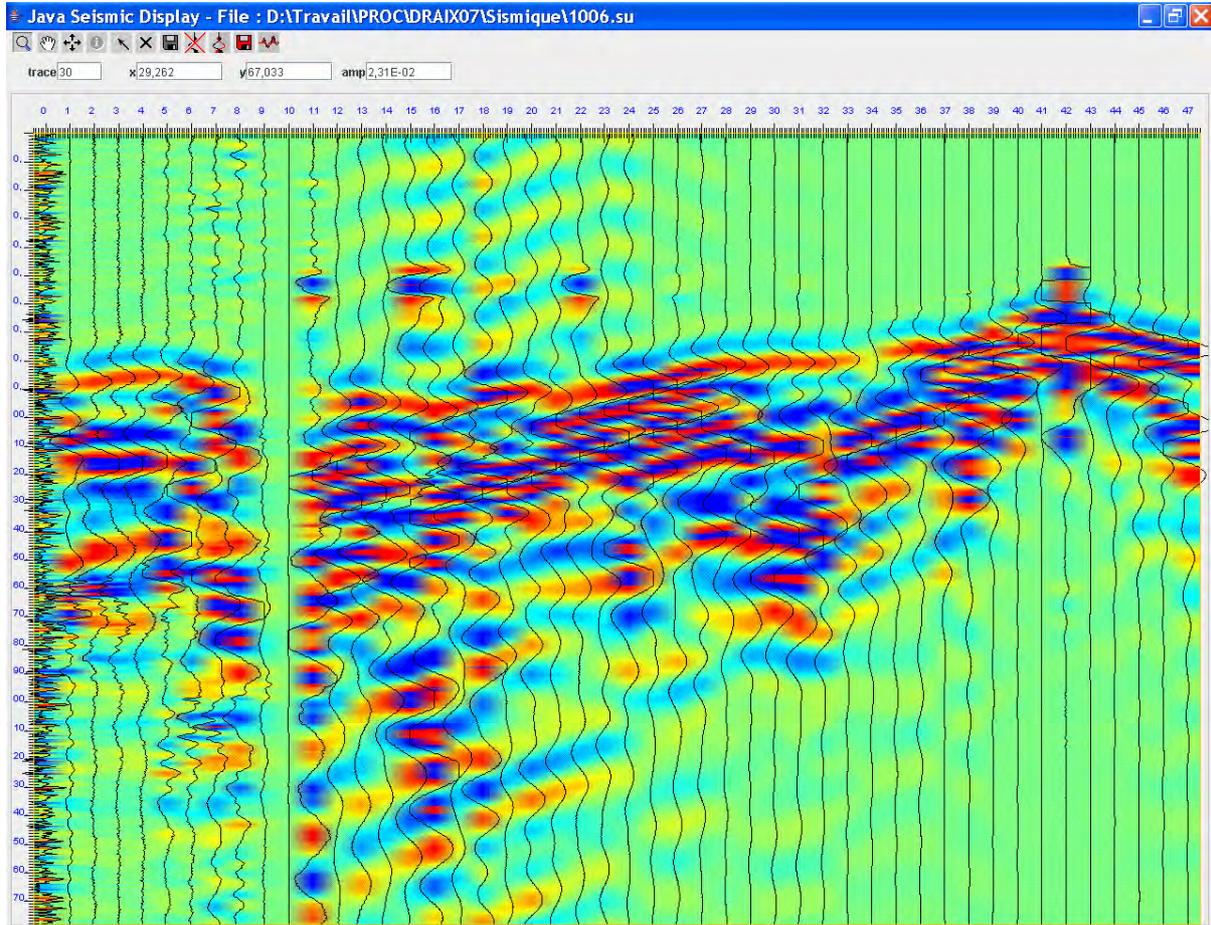


Figure 9 : Visualisations des traces sismiques obtenues pour le tir 6 (1006.su)

- a) rejet des 13 premières traces des 36 fichiers d'acquisition sélectionnés. Cette étape à été réalisée car l'acquisition à été interrompue après le 36^{ème} tir qui à eut lieu au géophone 13.

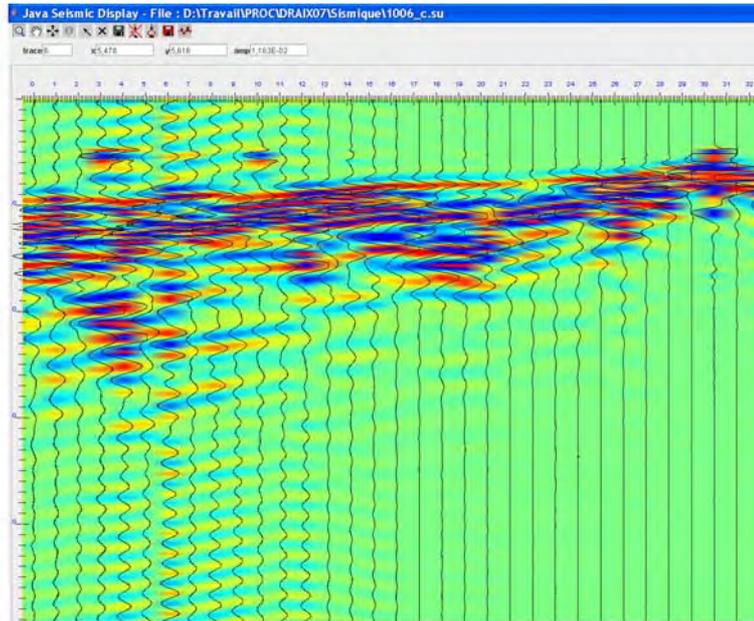


Figure 10 : Le même fichier (1006.su) après extraction des 13 premières traces

- b) Time shift : les traces sismiques sont décalées pour que la première arrivée de l'onde à l'endroit du tir soit au temps 0.0 (s). Un time-shift positif est appliqué lors de l'acquisition afin de bien observer le début du signal source à offsets proches. Il doit être ensuite retiré pour considérer correctement les temps de trajet.

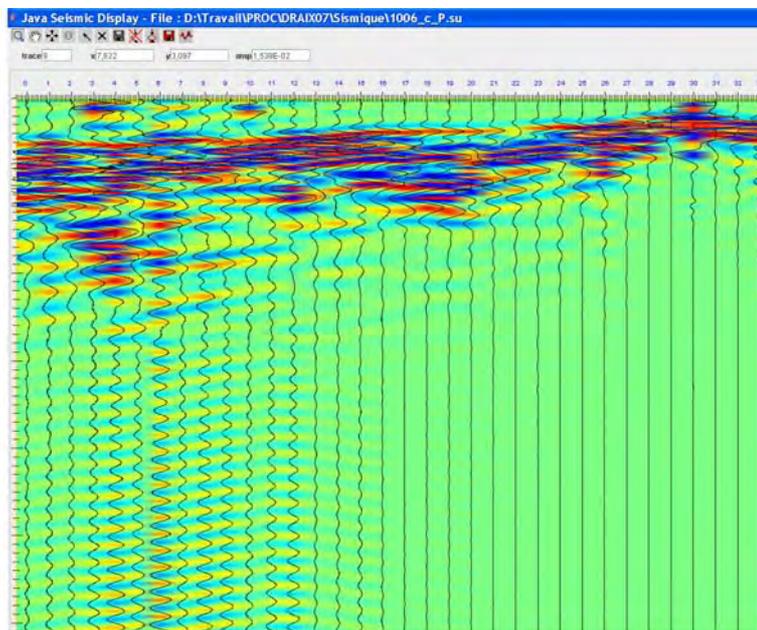


Figure 11 : Le même fichier (1006.su) après un time shift

- c) Tapering : Cette option sert à renforcer l'amplitude de la trace sur une droite définie par l'utilisateur. Cela permet d'augmenter le rapport signal sur bruit dans une zone proche des premières arrivées et d'atténuer les autres parties du sismogramme, ceci aidant à pointer les premières arrivées

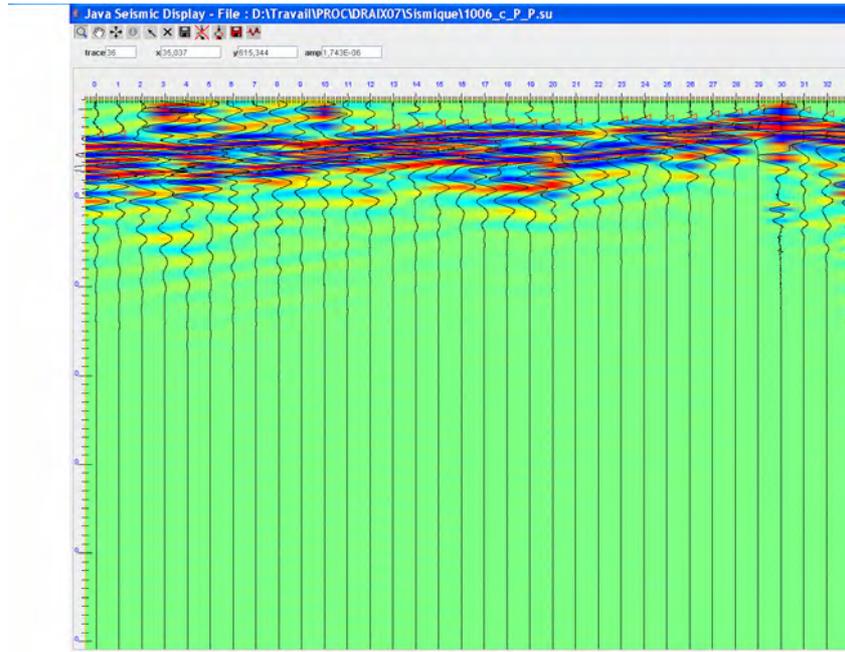


Figure 12 : Le même fichier (1006.su) après tapering

Après cette étape dédiée au « pré-processing », les premiers temps d'arrivée sont pointés sur les traces de chacun des tirs. Cette opération permet de créer un fichier contenant tout les temps de trajet (.**tv**t). Un deuxième fichier contenant les informations sur la géométrie d'acquisition (.**dev**) est aussi créé. Ces fichiers vont nous permettre de passer à la prochaine étape : l'inversion des données.

Inversion :

Le logiciel JaTS est une plateforme logicielle qui permet de réaliser une inversion sur les temps des premières arrivées des ondes sismiques afin de déterminer la répartition des vitesses des ondes sismiques P dans le sous-sol. La reconstruction du champ de vitesse est basée sur une technique de reconstruction itérative et simultanée (simultaneous iterative reconstruction technique, SIRT, Dines and Lytle (1979)).

Pour mettre en œuvre l'inversion, un modèle initial est établi à partir duquel le SIRT va débiter le processus d'itération doit être estimé. La différence entre les temps de trajet mesurés et calculés est basée sur un estimateur RMS et nous renseigne sur la validité du modèle reconstruit. Après la première itération, cette différence sert d'indicateur sur la qualité du modèle initial. Si les temps de trajets mesurés et calculés divergent trop, le nombre d'itérations nécessaire pour arriver à la construction d'un bon modèle sera trop grand. C'est pourquoi le modèle initial est estimé par essais-erreurs pour arriver à une convergence initiale des temps de trajets mesurés et calculés satisfaisante. Cette étape permet d'arriver à un modèle final en un nombre raisonnable d'itérations.

La figure 13 présente un exemple un mauvais modèle initial et la comparaison des temps de trajets mesurés et calculés correspondant :

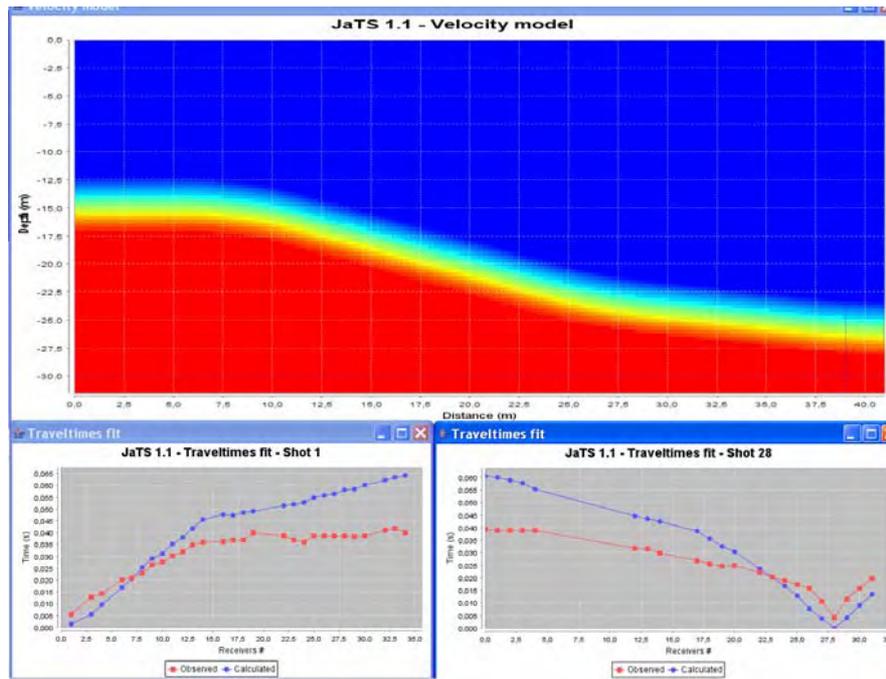


Figure 13 : Mauvais modèle initial et graphiques présentant la différence entre temps de trajet calculés et observés pour deux tirs différents

La figure 14 présente un exemple de bon modèle de départ et la comparaison des temps de trajets mesurés et calculés correspondant :

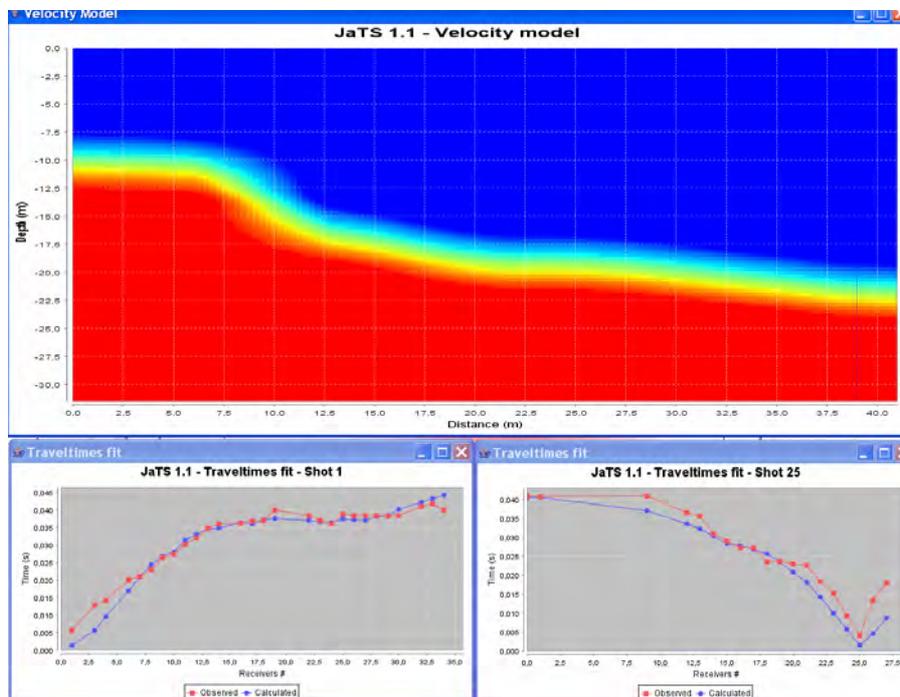


Figure 14 : Bon modèle initial et graphiques présentant la différence entre temps de trajet calculés et observés pour deux tirs différents

L'analyse de la qualité du modèle de départ se fait aussi grâce à des fonctions dite de « vraisemblance » (likelihood) qui nous renseignent sur la convergence entre les temps de trajets mesurés et calculés à partir du modèle après chaque itération. Généralement, les itérations sont stoppées une fois que cette fonction tend vers une asymptote horizontale.

JaTS 1.1 - Likelihood function

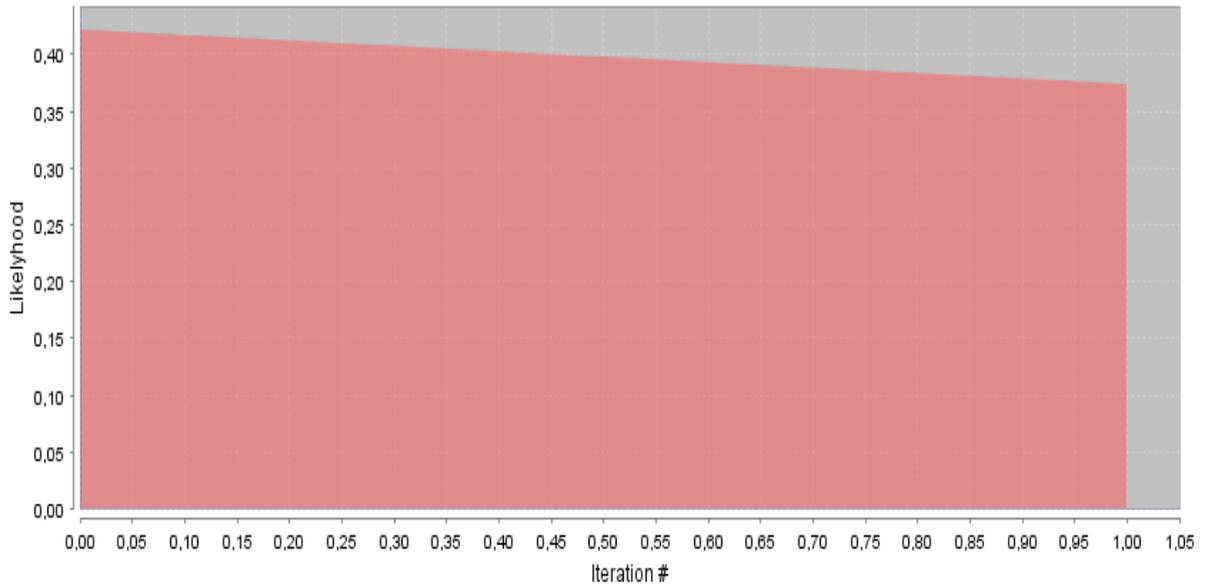


Figure 15 : Exemple d'une fonction de « vraisemblance » après une itération pour un mauvais modèle initial

JaTS 1.1 - Likelihood function

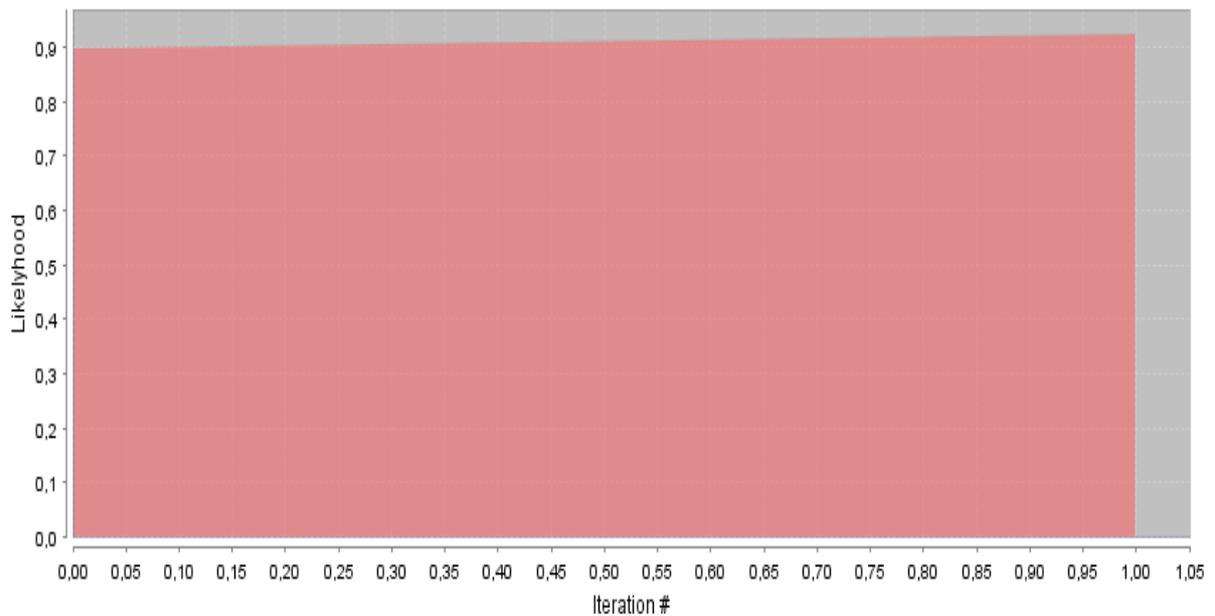


Figure 16 : Exemple d'une fonction de "vraisemblance" après une itération pour un bon modèle initial

Le module d'inversion renvoi un modèle représenté en utilisant le code couleur RGBa. Ce code de représentation en couleurs attribue une transparence en plus du gradient de couleur représentant la vitesse aux différents points du modèle reconstruit. Ce paramètre de transparence prend en compte la fonction poids normalisée (décrite dans la section 3.1.3 suivante) et permet donc de voir la fiabilité de la valeur de la vitesse en tout point du modèle (opaque : très fiable, translucide : peu fiable).

Le modèle obtenu à l'issu du traitement détaillé ci-avant est le suivant :

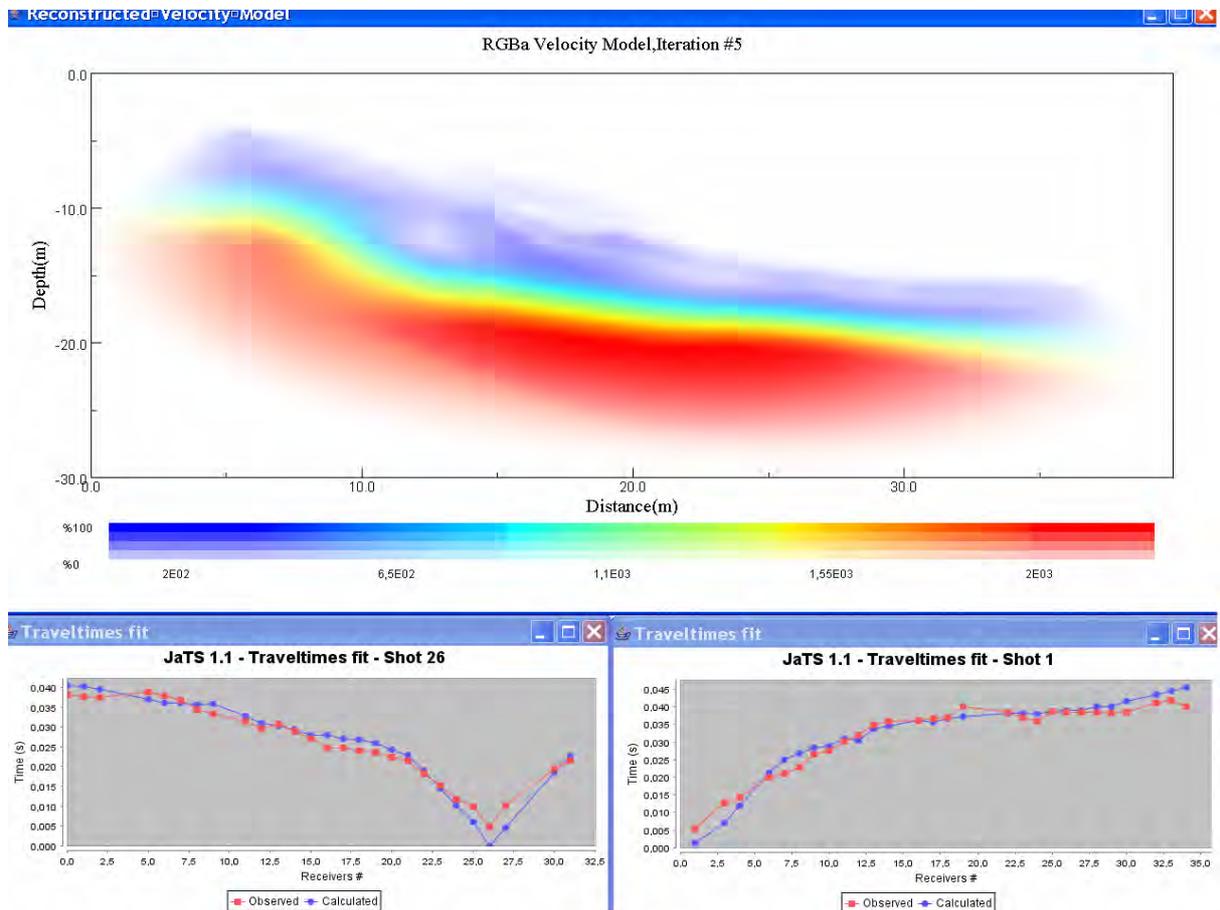


Figure 17 : Modèle reconstruit selon le code couleur RGBa et graphiques montrants la convergence des fonctions des temps de trajets associés.

La figure 18 présente l'exemple d'une fonction de « vraisemblance » traduisant une convergence satisfaisante (cette fonction ne correspond pas au modèle présenté à la figure 17, la fonction de « vraisemblance » correspondante étant moins caractéristique car constituée de peu d'itérations) :

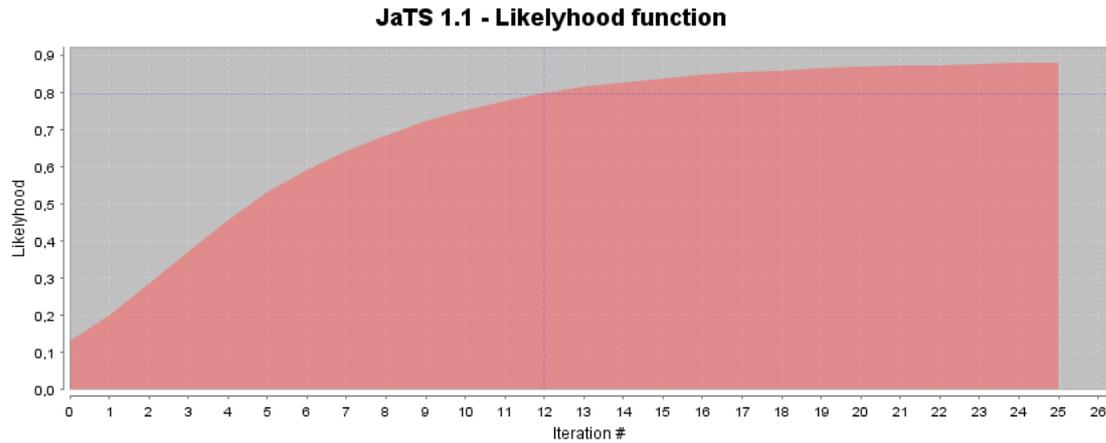


Figure 18 : Fonction de « vraisemblance » après 25 itérations

Le processus d'itération a été stoppé après 25 itérations car comme le montre la figure 18, la fonction de vraisemblance tend vers une asymptote horizontale.

3.1.3. Calcul de la fonction de vraisemblance spatialisée

Afin de relativiser l'interprétation des tomographies, une quantité équivalente à une fonction de corrélation a été estimée, bien qu'une fonction de corrélation fiable soit difficile à obtenir lorsque l'algorithme SIRT est utilisé. Les volumes de Fresnel élémentaires issus de chaque paires source-récepteur sont sommés pour calculer une densité de répartition totale des volumes de Fresnel. Cette densité nous indique si une cellule du modèle a été ou non traversée par tous, quelques un ou aucun des « chemins d'onde » de Fresnel. En plus de cette information spatiale, la fiabilité du modèle inversé est estimée en normalisant la densité de répartition des volumes de Fresnel par la valeur de vraisemblance obtenue à a dernière itération du processus d'inversion. Cette valeur est donnée par l'équation suivante :

$$L_{v_p} = \exp \left(\frac{-\sum_N \left(\frac{t^c - t^o}{\sigma} \right)^2}{2} \right)$$

Où N est le nombre de volume de Fresnel élémentaire, t^c et t^o sont respectivement les temps de trajets calculés et observés et p et l'incertitude à priori sur les observations. Cette fonction de vraisemblance est supposée représenter la fiabilité quantitative pour chaque point de la tomographie du champ de vitesse V_p .

3.2. ANALYSE SPECTRALE DES ONDES DE SURFACE

3.2.1. Intérêt et principe

L'analyse spectrale des ondes de surface (SASW) est de plus en plus utilisée par la communauté géophysique car elle offre une méthode non-invasive permettant d'évaluer l'évolution de la vitesse de cisaillement du sol avec la profondeur. Cette méthode permet d'inverser la dispersion des ondes de Rayleigh dans des milieux présentant de faibles hétérogénéités latérales et conduit à la détermination d'un modèle 1D de la vitesse des ondes S.

Les ondes de Rayleigh sont le résultat de l'interaction des ondes P et S réfléchies et réfractées dans le sous-sol au voisinage d'une surface libre : dans le cas de la sismique, cette surface correspond à l'interface air-sol. Les ondes de Rayleigh se propagent horizontalement dans le plan des couches géologiques et sont polarisées longitudinalement et verticalement. Elles ont une profondeur de pénétration de l'ordre du tiers de leur longueur d'onde et une vitesse de propagation inférieure aux ondes de volumes (P et S). Dans le cas d'ondes de Rayleigh confinées en surface (source en surface), leur amplitude est amortie en $\frac{1}{\sqrt{r}}$ avec r la distance entre l'onde et sa source. Dans des milieux ayant des propriétés élastiques hétérogènes, ce qui est le cas de la quasi-totalité des sous-sols naturels, les ondes de Rayleigh sont dispersives.

Rayleigh Wave

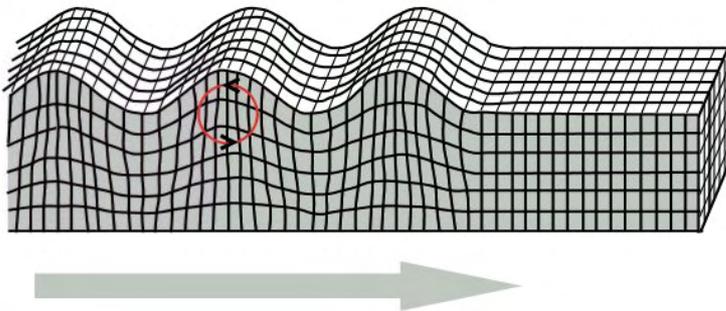


Figure 19 : modélisation des déformations occasionnées par la propagation d'une onde de Rayleigh dans le sol

3.2.2. Formulation locale de la dispersion

De même que pour la prospection par sismique réfraction, le traitement porte sur une série de tirs le long d'un profil où sont disposés des géophones. Chaque enregistrement sismique est ensuite transformé en un diagramme de dispersion qui donne la répartition de l'énergie sismique durant la propagation, en fonction de la fréquence et de la vitesse de phase. Les diagrammes de dispersion sont calculés selon la méthode développée par Park et al. (1998).

Le diagramme de dispersion est calculé à partir de l'équation :

$$E(\omega, c) = \int e^{-i\left(\phi - \frac{\omega}{c}\right)x} \left(A(x, \omega) / |A(x, \omega)| \right) dx$$

Avec A , l'amplitude du signal ; ω , la pulsation ; c , la vitesse de phase et x la position.

Pour des milieux latéralement contrastés, le calcul des diagrammes de dispersion doit être restreint à une fenêtre de récepteurs voisins, au sein de laquelle, on suppose le champ de vitesse comme latéralement homogène [Bohlen et al., 2004]. Cette supposition est nécessaire afin de rester dans le cadre de l'hypothèse forte qui permet de résoudre ce problème inverse : la propagation des ondes de Rayleigh se produit dans un milieu 1D stratifié. Ce qui conduit à réécrire l'équation qui définit la dispersion pour arriver à une formulation locale de la dispersion.

Soit x_1 et x_2 les limites de la fenêtre de récepteurs, la dispersion locale est calculée par l'équation :

$$E(\omega, c)_{x_1}^{x_2} = \int_{x_1}^{x_2} e^{-i\left(\phi - \frac{\omega}{c}\right)x} (A(x, \omega)/|A(x, \omega)|) dx$$

Afin d'améliorer le rapport signal/bruit de l'image de la dispersion locale, Grandjean and Bitri (2007) ont proposé d'utiliser les traces issues de tirs multiples et comprises dans une même fenêtre de récepteurs. Ainsi, si le long du même profil une série de tirs est enregistrée, une nouvelle quantité $E_L(s, \omega, c)_{x_1}^{x_2}$ qui représente le diagramme de dispersion locale relatif à chaque tir, est calculée par l'équation :

$$E_L(s, \omega, c)_{x_1}^{x_2} = \int_{x_1}^{x_2} e^{-i\left(\phi - \frac{\omega}{c}\right)x} (A(s, x, \omega)/|A(s, x, \omega)|) dx$$

Avec s , la distance du tir.

Les diagrammes de dispersion locale ainsi calculés au sein de la même fenêtre de récepteur sont sommés. Cette sommation permet la création d'une image de la dispersion locale sommée qui présentera un rapport signal/bruit plus important.

3.2.3. Protocole de traitement et d'inversion des données : utilisation du logiciel SIRayD

Le logiciel SIRayD, développé par au BRGM et basée sur le code SURF [Hermann, 1984], permet de calculer les diagrammes de dispersion à partir des données sismiques, de pointer la courbe de dispersion et de lancer le processus d'inversion.

Dans notre étude les diagrammes de dispersion ont été déterminés à partir des données acquises pour la sismique réfraction. Pour que le logiciel SIRayD puisse calculer les diagrammes de dispersion, les « headers » des fichiers sismiques au format **.su** ont été redéfinis afin d'attribuer à chaque trace le numéro du récepteur qui lui correspond. Les fichiers ont ensuite été concaténés, permettant de sommer les traces issues des différents tirs. Enfin on a extrait du fichier ainsi créé la fenêtre de traces désirée pour calculer le diagramme de dispersion locale.

Afin d'avoir une référence, les figures suivantes montrent les résultats obtenus lors du processus d'inversion du fichier data8_12.dsp. Ce fichier, issu des données acquises sur le site de Laval, regroupe la fenêtre de récepteurs allant de la trace 8 à 12. Les paramètres de calcul du diagramme de dispersion et les paramètres d'inversion sont détaillés dans les tableaux 2 et 3 (Chap. 4.1.2). La figure 20 montre le diagramme de dispersion calculé par le logiciel SIRayD.

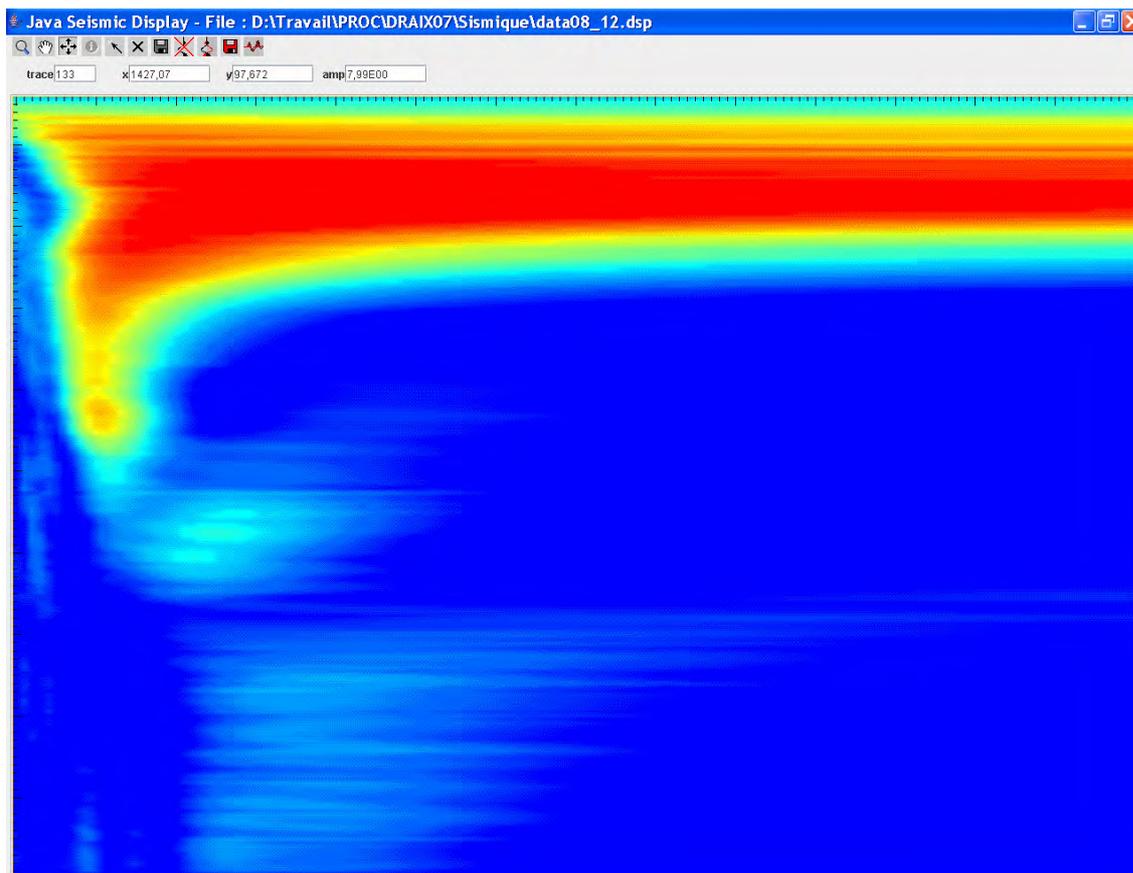


Figure 20 : Diagramme de dispersion

Le maximum d'énergie sismique est ensuite pointé sur le diagramme de dispersion afin de déterminer la courbe de dispersion (figure 21). Ce pointage peut être difficile en fonction du jeu de données acquis.

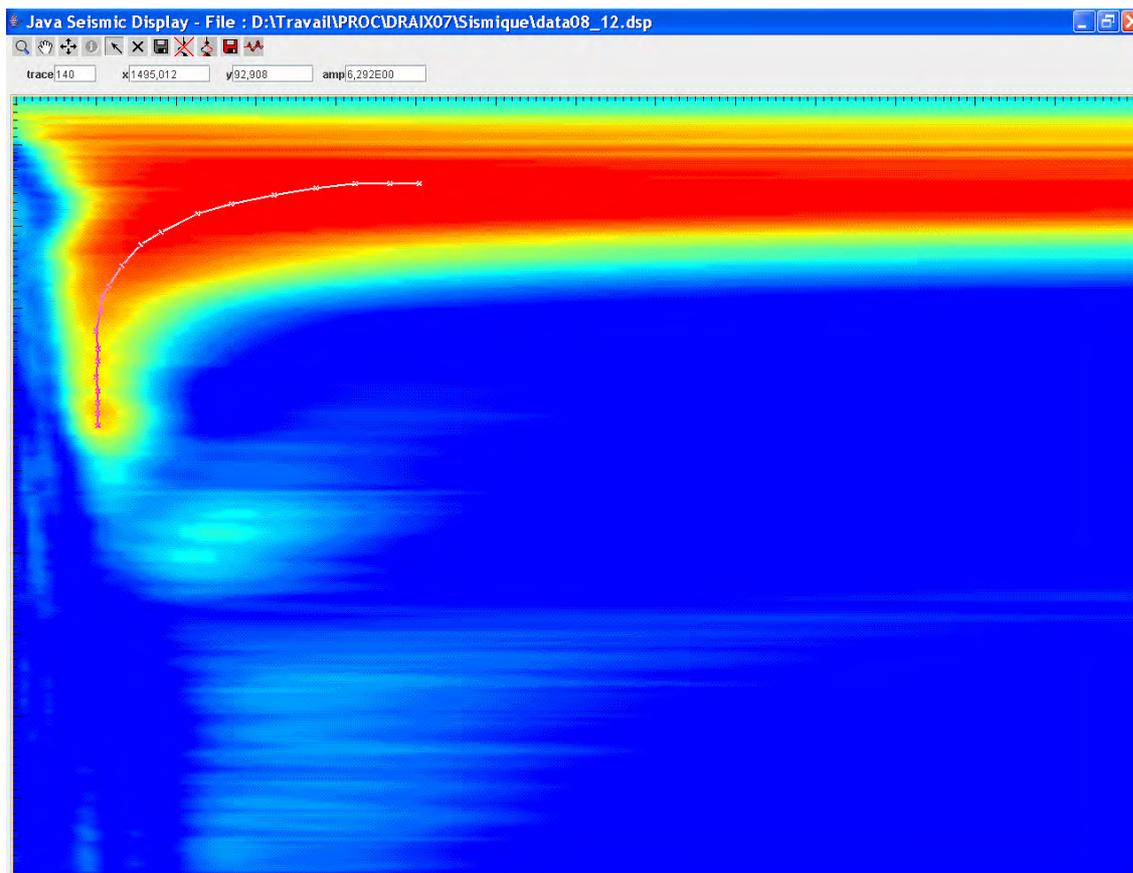


Figure 21 : diagramme de dispersion et courbe de dispersion pointée

La courbe pointée (figure 21) est enregistrée puis l'algorithme d'inversion SURF est lancé après que l'utilisateur ait défini les paramètres d'inversion. On obtient un modèle 1D des vitesses V_s du milieu (figure 22a) ainsi que la corrélation modèle-données pour chaque couche du modèle (figure 22b).

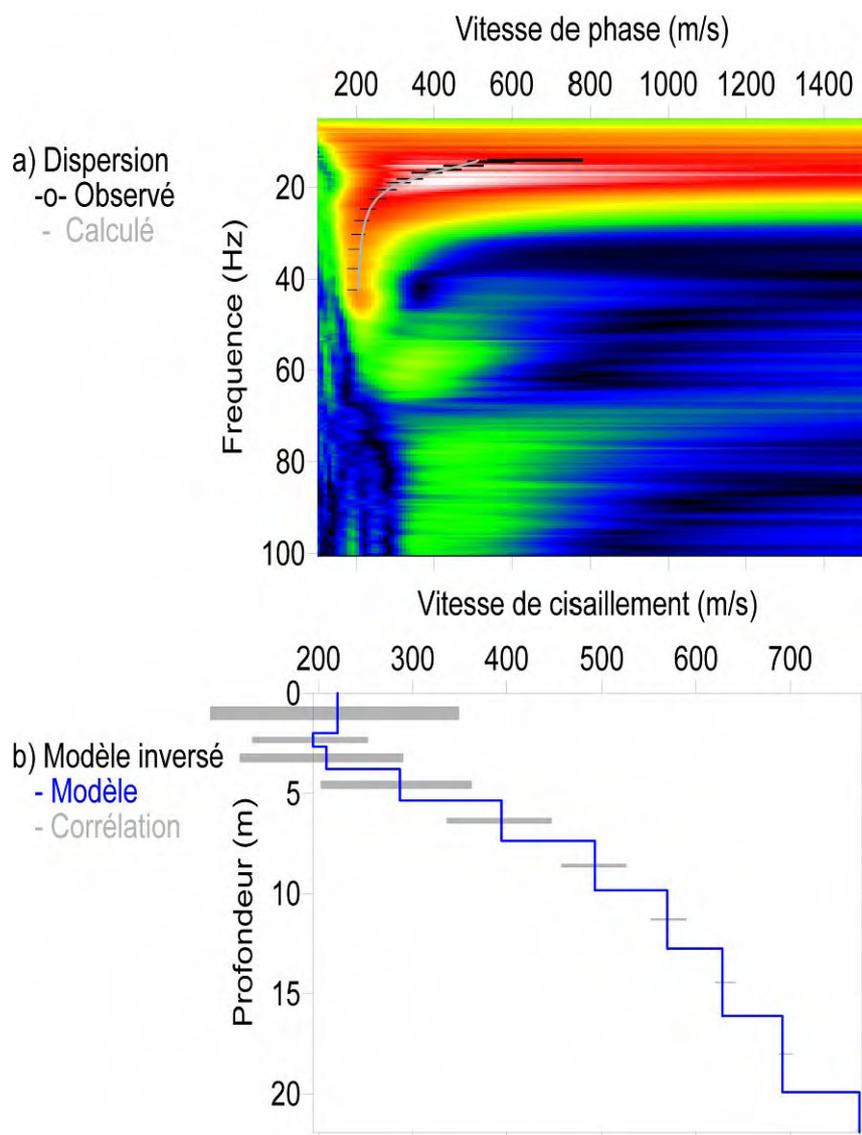


Figure 22 : a) Diagramme de dispersion présentant la courbe de dispersion pointée et la courbe de dispersion calculée; b) Profil 1D de la vitesse Vs et corrélation associée à chaque couches

Un modèle 1D est créé pour chaque fenêtre de récepteurs sélectionnée, puis les données sont interpolées entre chaque profil 1D pour obtenir une tomographie 2D des vitesses de cisaillement Vs.

3.2.4. Calcul de la fonction de corrélation

La fiabilité des profils Vs inversés est donnée directement par la valeur de la diagonale de la matrice de corrélation [Herrmann, 2002] définie dans le problème inverse par :

$$L_{V_s} = \text{diag}(R), \text{ avec } R = W^{-1}V(\Lambda^2 + \sigma^2I)^{-1}\Lambda^2V^TW$$

Avec W la matrice des poids pondérés, V et Λ définis par les valeurs singulières de la fonction inverse généralisée $G = U\Lambda V^T$ et σ se rapportant au facteur d'amortissement utilisé pour la régularisation. De même que pour les profils inversés, la corrélation relative à chaque profil est interpolée pour construire un modèle 2D de la distribution de la corrélation.

3.3. TOMOGRAPHIE ELECTRIQUE

3.3.1. Principe

Le principe de la tomographie électrique consiste à injecter dans le sol un courant électrique d'intensité I entre deux électrodes A et B puis à mesurer la différence de potentiel ΔV induite entre une autre paire d'électrodes M et N (figure 23).

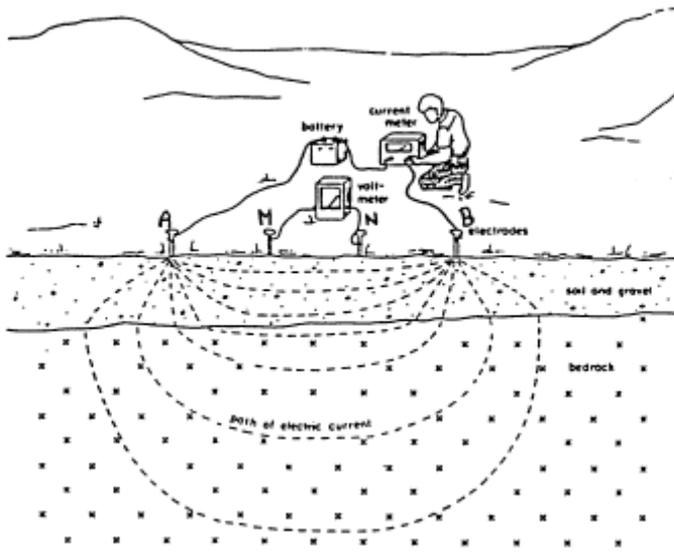


Figure 23 : principe de la prospection électrique

A partir de la valeur du courant injecté I , de la mesure de la différence de potentiel ΔV et de l'écartement entre les différentes électrodes, la résistivité apparente du sous-sol est déterminée par la loi d'Ohm.

$$\rho_{app} = K \cdot \frac{\Delta V}{I}$$

Où K est un facteur dépendant de la géométrie du dispositif de mesure, défini tel que :

$$K = 2\pi \left[\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{BN} \right]^{-1}$$

La résistivité apparente d'un terrain hétérogène correspond à la résistivité d'un terrain homogène qui, pour une configuration identique des électrodes et un même courant injecté, donnerait la même mesure ΔV . Elle est fonction de la résistivité, de la géométrie des diverses couches et de la disposition des électrodes. Il existe plusieurs dispositifs d'électrodes utilisés en pratique : Wenner-Schlumberger, Wenner, pôle- pôle et dipôle-dipôle sont les plus utilisés. Les dispositifs utilisés pour les travaux présentés dans ce rapport sont détaillés dans la section suivante. Le choix du meilleur dispositif dépend de la structure à imager [Loke, 1994], du bruit de fond et de la sensibilité de l'appareil de mesure. Les différentes caractéristiques de chaque dispositif sont aussi à prendre en considération : par exemple la sensibilité du dispositif aux changements verticaux et horizontaux, la profondeur effective d'investigation, la couverture horizontale ou encore l'intensité du signal.

La tomographie électrique va nous permettre d'obtenir une coupe 2D de la résistivité électrique en fonction de la profondeur en mesurant le profil de résistance pour différentes combinaisons d'électrodes, de courant et de potentiel.

La première étape dans la construction d'un modèle de résistivité électrique consiste à construire une pseudo-section (figure 24). Celle-ci est obtenue en reportant la valeur de la résistivité apparente mesurée au centre du dispositif et à une profondeur dépendant de l'écartement entre les électrodes. Cette représentation permet de construire une image pour laquelle les valeurs de résistivité et celles des profondeurs ne sont pas réelles.

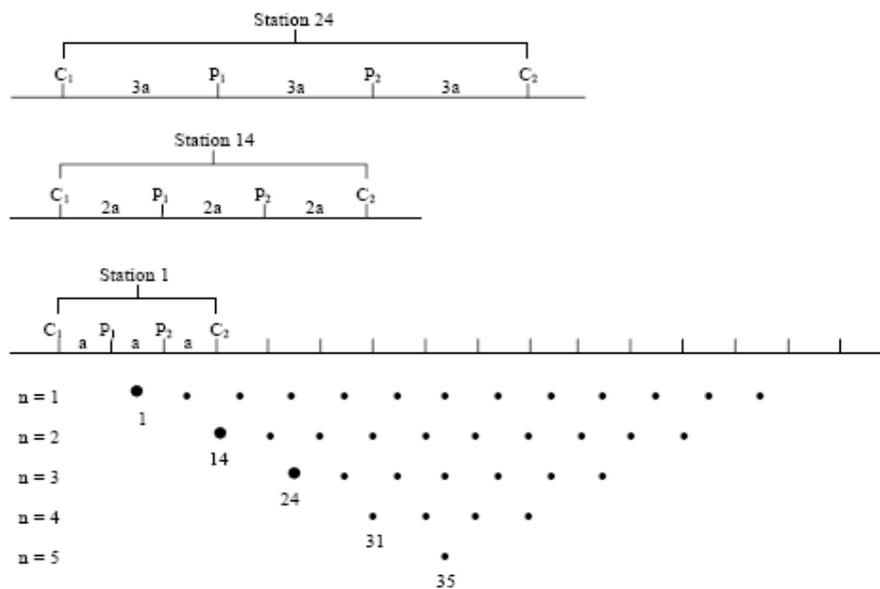


Figure 24 : Principe de construction d'une pseudo section pour un dispositif Wenner (Baker, 1992).

Afin d'obtenir une image représentant les distributions spatiales de la résistivité réelle (et non plus apparente) en fonction de la profondeur, il est nécessaire d'inverser la pseudo-section. Cette inversion est réalisée suivant un processus itératif qui tente de minimiser l'écart entre la pseudo-section mesurée et une pseudo-section recalculée à partir d'un modèle de résistivité électrique. Ce modèle est modifié à chaque itération jusqu'à ce que les données mesurées et calculées atteignent une corrélation acceptable ou jusqu'à ce qu'aucune nouvelle amélioration ne soit possible. Ce processus d'inversion a été formalisé mathématiquement et implémenté dans le programme de traitement RES2DINV [Loke, 1994 ; Loke and Baker 1996a]

3.3.2. Dispositifs utilisés

Les données électriques ont été acquises sur le site de Laval avec le dispositif Wenner-Schlumberger. Les dispositifs Dipole-dipoles et Wenner-Schlumberger ont été utilisés pour tous les profils acquis sur le glissement de la Valette.

a) Dispositif dipole-dipole :

La figure 25 montre la géométrie du dispositif dipole-dipole :

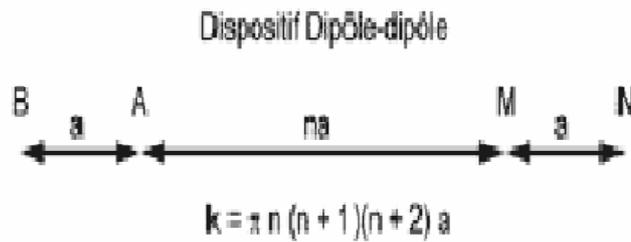


Figure 25 : géométrie du dispositif dipole-dipole. K = facteur géométrique, a = distance MN.

Ce dispositif est très sensible aux variations horizontales de la résistivité et donc idéal pour détecter des structures verticales. La profondeur d'investigation dépend fortement des paramètres a et n . Pour des valeurs faibles de n , la profondeur d'investigation est inférieure à un dispositif Wenner, alors que pour des grandes valeurs de n , elle devient supérieure. Mais dans tous les cas, la densité de points, est nettement supérieure à celle d'un dispositif Wenner. Malheureusement, ce dispositif possède un inconvénient majeur. Les électrodes de mesure du potentiel (MN) étant situées en dehors des électrodes de courant, la force du signal est très faible. En effet, le voltage est inversement proportionnel au cube du facteur n . Pour utiliser ce dispositif, Il faut donc de bonnes conditions d'acquisition (peu de bruit de fond) et un résistivimètre très sensible.

b) Dispositif Wenner-Schlumberger :

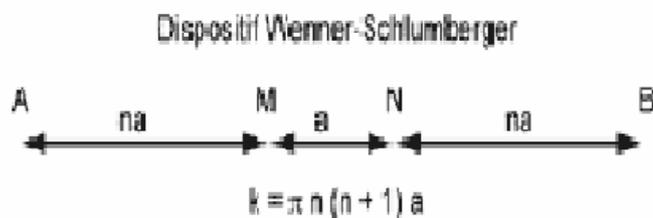


Figure 26 : géométrie du dispositif Wenner-Schlumberger. K = facteur géométrique, a = distance MN.

Ce dispositif est dans une moindre mesure sensible aux variations verticales et horizontales. C'est donc un bon compromis entre le dispositif Wenner (sensible aux structures horizontales) et le Dipôle-Dipôle (sensible aux structures verticales). Ce dispositif a aussi une profondeur de pénétration d'environ 10% supérieure au Wenner. La force du signal est inférieure à ce dernier, mais supérieure au Dipôle-Dipôle. La densité de points est quant à elle supérieure au Wenner et très légèrement inférieure au dispositif Dipôle-Dipôle. De plus, l'arrangement des électrodes en dispositif Wenner-Schlumberger permet, avec un nombre égal d'électrodes, d'effectuer un nombre supérieur de mesures. On obtient donc un modèle plus précis.

3.3.3. Calcul de la fonction de vraisemblance

La fiabilité des tomographies de la résistivité a été calculée par le logiciel RES2DINV. L'erreur ε faite sur les valeurs de la résistivité issues de l'inversion a été utilisée pour déduire la fonction de « vraisemblance » L_ρ à partir de la théorie de l'erreur proposée par Gauss. Cette théorie exprime la loi de densité de probabilité φ par une fonction de la déviation standard de la distribution σ de l'erreur.

$$L_\rho = \sigma\sqrt{2\pi\varphi} \text{ avec } \varphi(\varepsilon) = \frac{1}{\sigma\sqrt{2\pi}} \exp\left(\frac{-\varepsilon^2}{2\sigma^2}\right)$$

4. Résultats et interprétations

Ce chapitre présente les différents résultats obtenus pour chacun des sites. Les méthodes d'inversion utilisées se réfèrent à celles qui ont été décrites dans le chapitre 3. Les paramètres d'inversion sont détaillés pour chaque méthode. Certaines tomographies sont présentées avec leur fonction de corrélation respective.

4.1. RESULTATS ET INTERPRETATIONS : SITE DE LAVAL

4.1.1. Vitesses des ondes P

Paramètres d'inversion :

Itérations	10
Convergence	1
Précision	0.01
Updating factor	10%
Vitesse minimum	200 m.s ⁻¹
Vitesse maximum	1700 m.s ⁻¹

Tableau 1 : Paramètres d'inversion des premiers temps d'arrivée : site de Laval

Résultats :

Le modèle du champ de vitesse V_p est présenté sur la figure 27a et la fonction de « vraisemblance » correspondante sur la figure 27b. L'axe des abscisses indique la distance horizontale par rapport au géophone le plus au Nord. L'axe des ordonnées correspond à l'élévation relative des points du profil par rapport à l'altitude du point le plus haut :

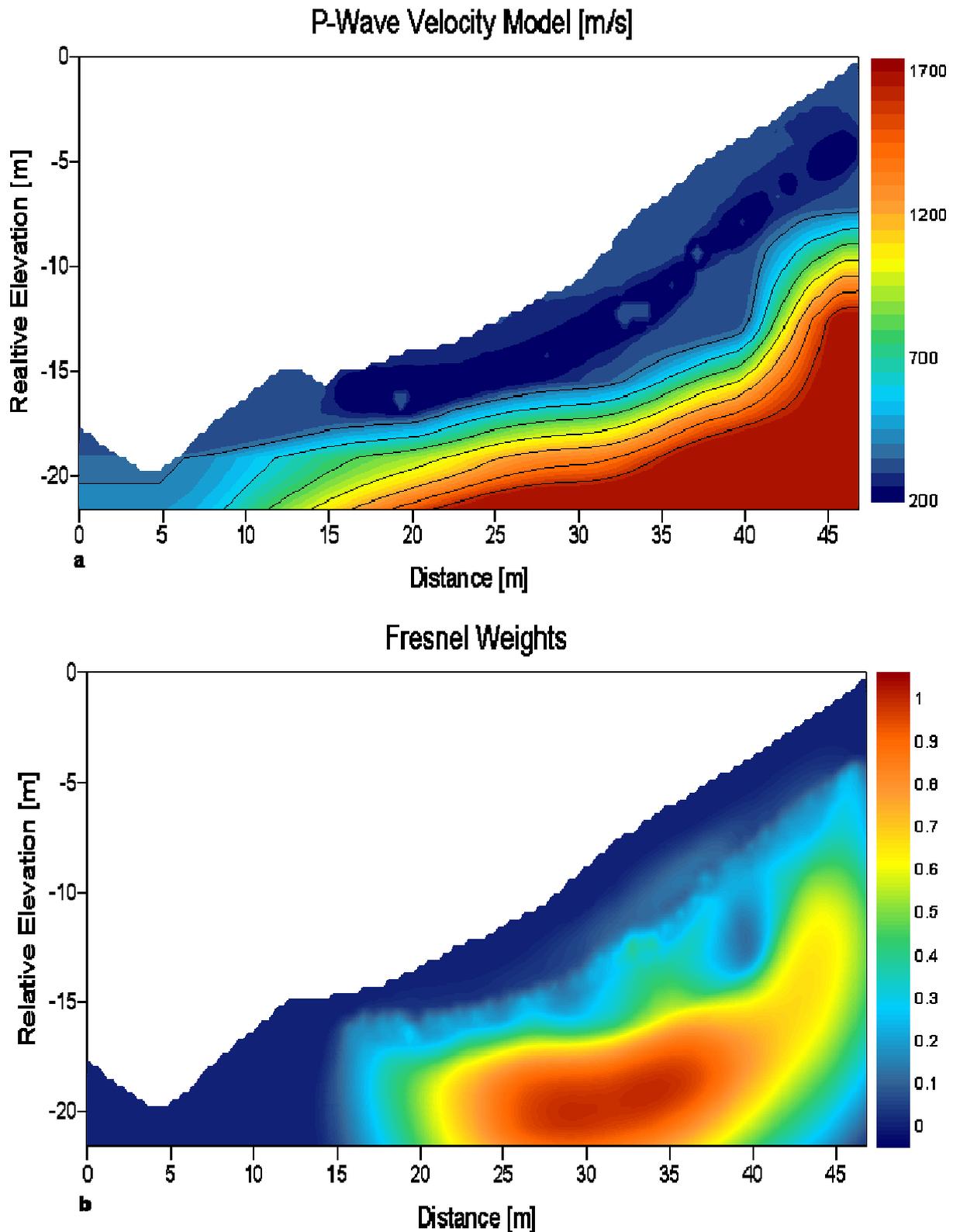


Figure 27 : a) Tomographie du champ de vitesse V_p issue de l'inversion des premiers temps d'arrivée ; b) Fonction de vraisemblance spatialisée associée à la tomographie qui nous indique les zones où le modèle est le plus fiable (hautes valeurs);

Au sein du massif, les vitesses des ondes P varient de $300\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ à $1800\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$. Trois couches se distinguent : une première couche de vitesses V_p faibles, allant de $300\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ à $600\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$; une deuxième couche, la plus fine, avec des vitesses allant de 600 à $1200\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ et enfin une

troisième couche, avec des vitesses allant de 1200 à 1800 m.s⁻¹. Une remontée de cette troisième couche apparaît dans la partie la plus haute du massif. Par analogie avec des travaux réalisés sur le glissement de Super-Sauze [Schmutz, 2003 ; Grandjean 2006], qui s'est développé dans le même contexte géologique que celui de Laval, la structuration verticale des vitesses sismiques peut être associée à la structure géotechnique proposée par Maquaire et al. (2001) : soit une première couche proche de la surface constituées de matériaux argilo-marneux remaniés, lâches, relativement peu consolidés et semi perméable d'un point de vue hydrologique ; une deuxième couche de matériaux remaniés, consolidés et imperméables ; une troisième couche qui serait le substrat marneux.

4.1.2. Vitesses des ondes S

Paramètres de calcul des diagrammes de dispersion :

Longueur de la fenêtre de trace sélectionnée	4m (4 traces)
Vitesse minimum	100m.s ⁻¹
Vitesse maximum	1500m.s ⁻¹
Interval velocity	10Hz
Fréquence minimum	5Hz
Fréquence maximum	100Hz
First offset	-10
Last offset	10

Tableau 2 : Paramètres de calcul des diagrammes de: site de Laval

Paramètres d'inversion :

Facteur de pondération de la profondeur maximum	[0.4;0.53]
Nombre de couches	10

Tableau 3 : Paramètres d'inversion pour le calcul du champ de vitesse Vs : site de Laval

Résultat après interpolation des profils 1D:

Le modèle du champ de vitesse Vs est présenté sur la figure 28a et la fonction de corrélation correspondante sur la figure 28b. L'axe des abscisses indique la distance horizontale par rapport au géophone situé le plus au Nord. L'axe des ordonnées indique l'élévation relative des points du profil par rapport à l'altitude du point le plus haut.

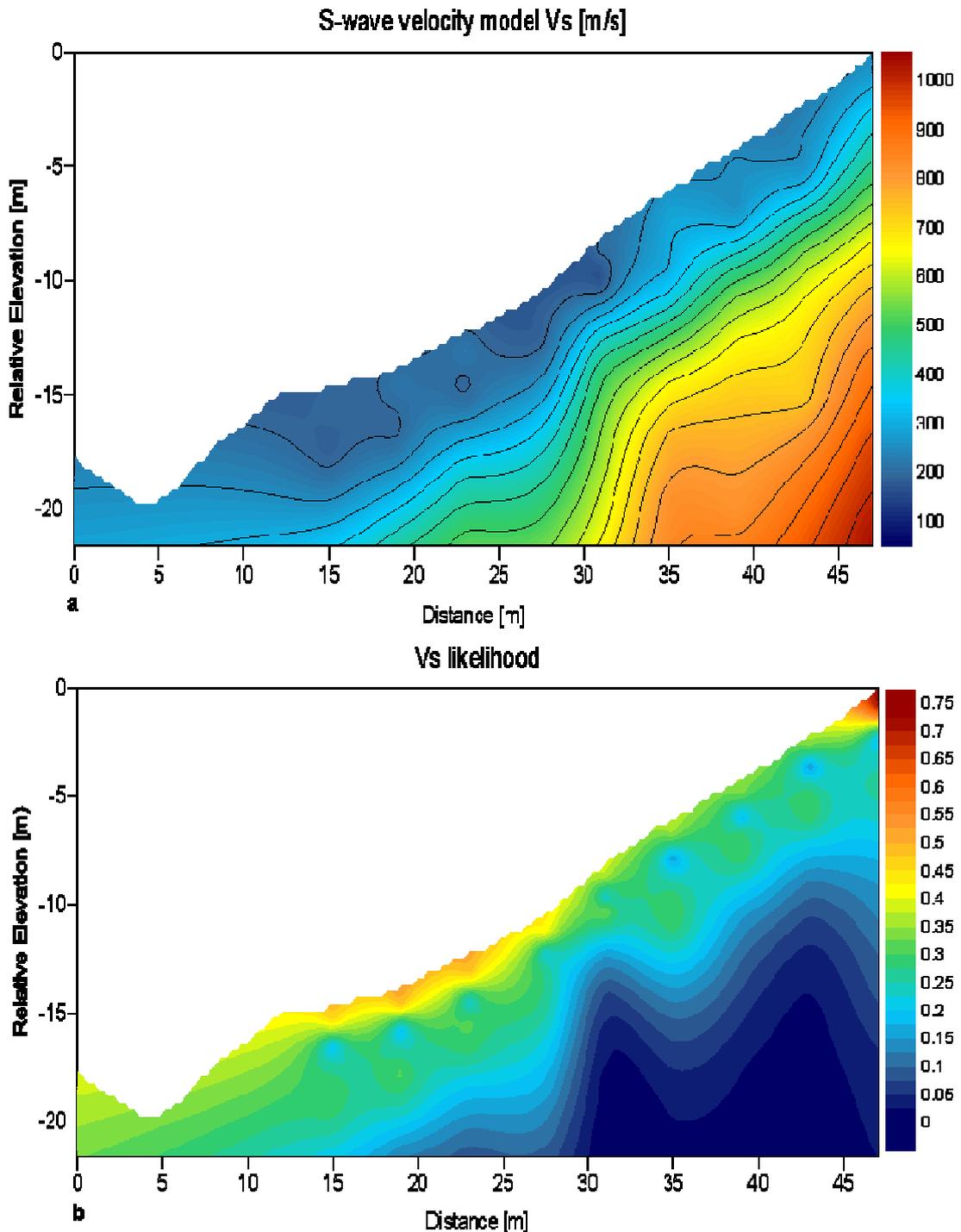


Figure 28 : a) Tomographie du champ de vitesse Vs issue de la SASW; b) Fonction de corrélation associée à la tomographie qui nous indique les zones où le modèle est le plus fiable (hautes valeurs).

La tomographie des ondes S révèle une structure semblable à celle identifiée sur le modèle du champ de vitesse des ondes P, c'est-à-dire une remontée du socle marneux vers la droite du profil. Cependant deux différences importantes apparaissent : la « marche » observée sur la tomographie des Vp semble deux fois plus large sur celle la tomographie Vs et La troisième couche disparaît sur la tomographie Vs au environ du milieu du profil, alors qu'elle se prolonge sur celle des Vp. Ce dernier point peut s'expliquer en supposant que cette prolongation de la zone de haute vitesse sur la tomographie des Vp est due à un éboulement ancien qui aurait pu faire chuter du matériel en contrebas de la structure initiale en le compactant. Le matériel affecté par ce genre de compaction présenterait une Vp élevée car il serait peu fracturé mais aurait une Vs plus faible car il serait non-consolidé. Il est aussi possible que l'interpolation nécessaire à l'obtention d'un modèle en 2 dimensions du champs de vitesse ait lissé la géométrie des couches.

Toutes ces observations sont à rapporter à la fonction de corrélation qui montre que les vitesses des ondes S modélisées ne sont correctement corrélées que pour une profondeur d'environ 5 mètre. En dessous, et particulièrement dans la zone où apparaît la couche de forte vitesses, la corrélation est mauvaise et ne permet donc pas d'interprétation très poussée.

4.1.3. Résistivité électrique

Dans un premier temps les données brutes sont filtrées à l'aide du logiciel PROSYS II. Cela permet d'effectuer un contrôle de la qualité des données recueillies et d'éliminer les points présentant des valeurs aberrantes. Les données sont ensuite exportées au format **.dat** reconnu par le logiciel RES2DINV qui sert à l'inversion des données.

Résultats de l'inversion :

Le modèle de résistivité électrique issu de l'inversion est présenté sur la figure 29a et la fonction de « vraisemblance » associée sur la figure 29b. L'axe des abscisses indique la distance horizontale par rapport à l'électrode la plus au Nord. L'axe des ordonnées indique l'élévation relative des points du profil par rapport à l'altitude du point le plus haut :

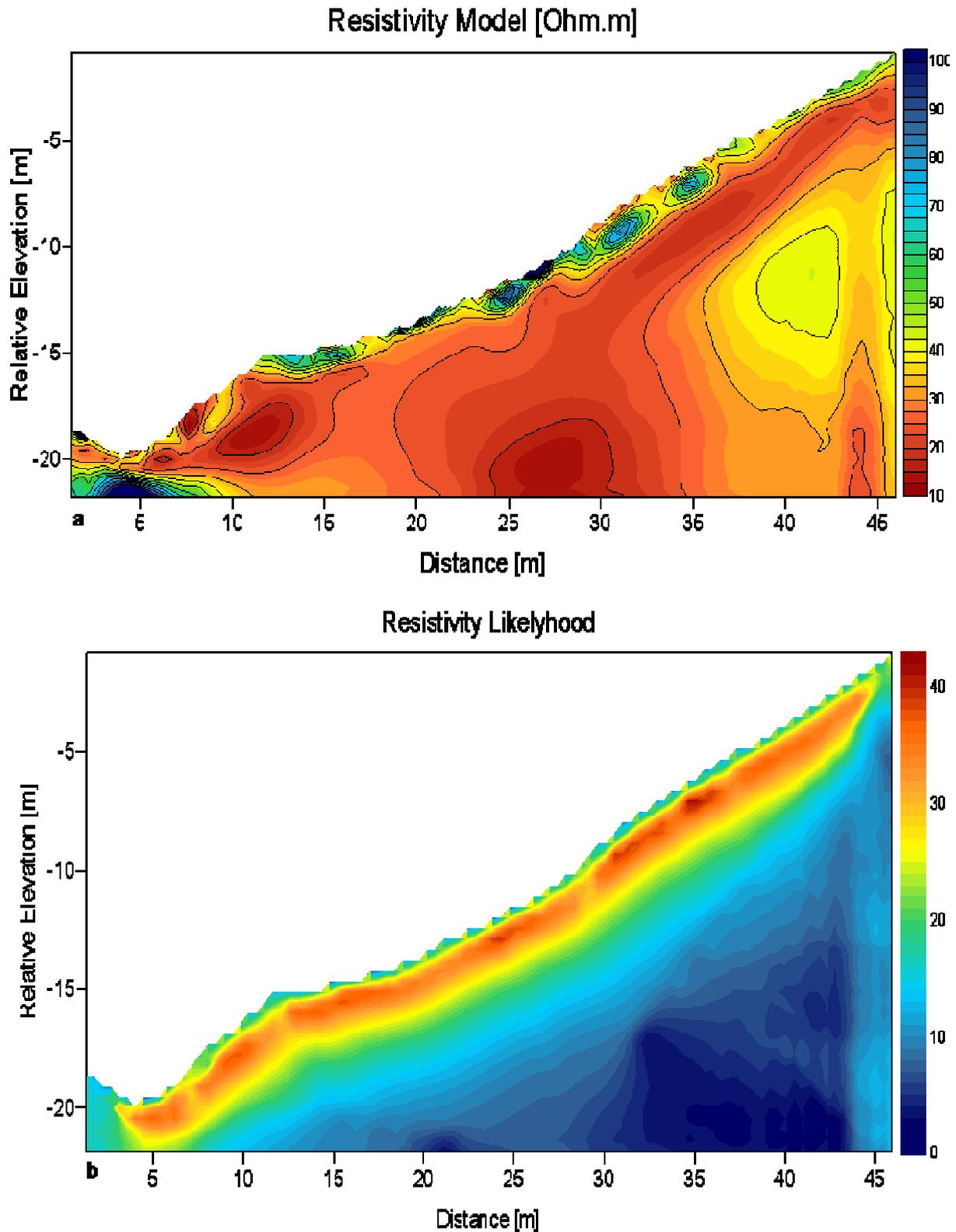


Figure 29 : a) Tomographies de la résistivité électrique issue de l'inversion des résistivités apparentes ; b) Fonction de vraisemblance associée à la tomographie qui nous indique les zones où le modèle est le plus fiable (hautes valeurs);

Cette tomographie de la résistivité électrique nous révèle une résistivité relativement basse et peu contrastée au sein du massif. La résistivité est comprise entre 10 Ω .m pour les couches les plus profondes et 150 Ω .m dans certaines zones de la couche superficielle.

Cependant une très forte variabilité latérale de la résistivité est observée, pouvant aller de 20 $\Omega.m$ à 150 $\Omega.m$ pour la même strate. Comme le montre la fonction de corrélation la tomographie de résistivité électrique nous donne surtout des informations pertinentes pour une profondeur ne dépassant pas 5 mètres. Ces résultats doivent être mis en perspective dans le cadre de l'expérience de monitoring électrique. En effet, après traitement et inversion de la série de tomographies électriques acquises à intervalle de 3 heures, des anomalies sont observées par différence en fonction du temps [Grandjean et al 2008]. Ces résultats seront décrits dans un prochain chapitre.

4.2. RESULTATS ET INTERPRETATIONS : SITE DE LA VALETTE

Les fonctions de corrélations pour chaque tomographie sont présentées en annexe.

4.2.1. Vitesses des ondes P

Paramètres d'inversion :

Itérations	10 (L1) - 20 (L2) - 25(T2) - 30(T1 et L4)
Convergence	1
Précision	0.01
Updating factor	30%
Vitesse minimum	250 m.s ⁻¹
Vitesse maximum	3500 m.s ⁻¹

Tableau 4 : Paramètres d'inversion des premiers temps d'arrivée : site de La Vallette.

Résultats de l'inversion :

La figure 30 présente les modèles du champ de vitesse V_p pour les différents profils ainsi que la fonction de vraisemblance du profil T2. L'axe des abscisses indique la distance horizontale par rapport au géophone le plus à l'Est pour les profils transverse, par rapport à celui le plus au nord pour les profils longitudinaux. L'axe des ordonnées indique l'élévation relative des points du profil par rapport à l'altitude du point le plus haut :

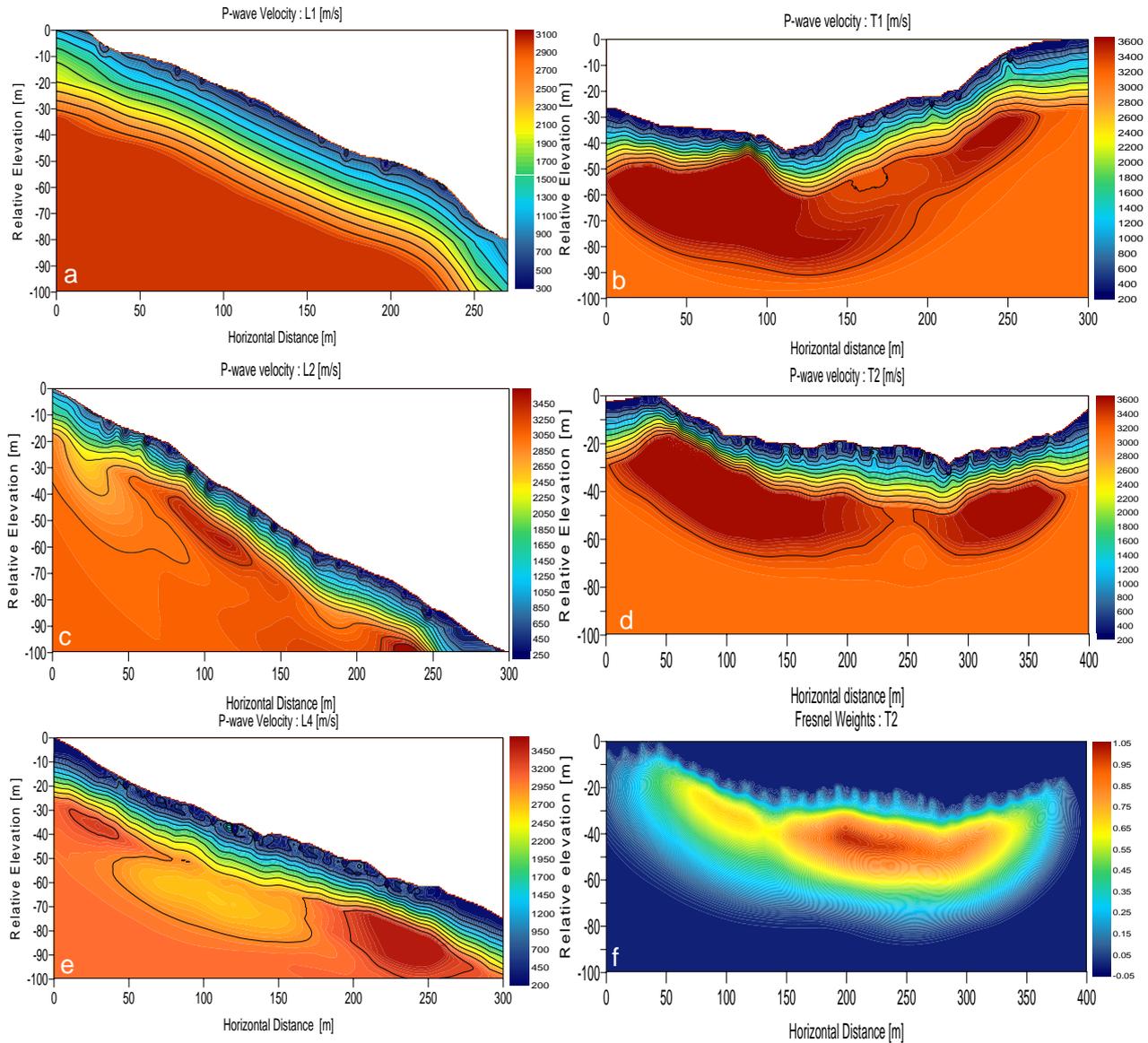


Figure 30 : a) Tomographie du champ de vitesse V_p : profil L1 ; b) Tomographie du champ de vitesse V_p : profil T1 ; c) Tomographie du champ de vitesse V_p : profil L2 ; d) Tomographie du champ de vitesse V_p : profil T2 ; e) Tomographie du champ de vitesse V_p : profil L4 ; f) Fonction de vraisemblance spatialisée associée à la tomographie qui nous indique les zones où le modèle est le plus fiable (hautes valeurs);

Les tomographies obtenues après l'inversion montrent des vitesses variant entre 250 m.s^{-1} et 3500 m.s^{-1} . Cette échelle de vitesse est plus étendue que celle observée sur le glissement du Laval. Ceci s'explique d'une part par la longueur plus importante des profils réalisés sur le glissement de La Valette, augmentant la profondeur d'investigation ; et d'autre part par la dimension bien plus importante du glissement de La Valette. Cependant, on retrouve une structuration en 3 couches telle qu'identifiée par des travaux antérieurs pour des glissements s'étant développés dans le même contexte géologique [Maquaire et al., 2001 ; Schmutz, 2003 ; Mallet, 2003 ; Grandjean, 2006] : Une couche superficielle avec des vitesses allant de 250 m.s^{-1} à 1100 m.s^{-1} , qui constitue la partie la plus active du glissement; une deuxième couche présentant des vitesses comprises entre 1100 m.s^{-1} et 2500 m.s^{-1} ; une troisième

couche, correspondant au socle marneux, avec des vitesses allant de 2500 m.s^{-1} à 3500 m.s^{-1} .

Sur le profil L1 la zone de transition entre le socle marneux et la couche supérieure apparaît suivre la topographie. Sur les profils L2 et L4 cette même zone de transition présente une géométrie localement plus complexe mais suit globalement la topographie. Cette différence de géométrie entre les couches des profils L1 et L2 est à mettre en perspective avec les observations topographiques faites sur les unités A et B du glissement. En effet, il semble que l'unité A, moins perturbée en surface que l'unité B, le soit aussi en profondeur.

Enfin, le toit du socle est plus profond sur le profil L1 que sur le profil L2. Ce point est confirmé par les tomographies issues des profils T1 et T2, où une remontée des zones à forte vitesse est observée sur le côté Est (gauche) du profil, révélant une dissymétrie dans la géométrie du toit du socle marneux.

4.2.2. Vitesses des ondes S

Paramètres de calcul des diagrammes de dispersion :

Longueur de la fenêtre de trace sélectionnée	30m (6 traces)
Vitesse minimum	100m.s^{-1}
Vitesse maximum	1500m.s^{-1}
Interval velocity	10Hz
Fréquence minimum	5Hz
Fréquence maximum	30Hz
First offset	-12
Last offset	12

Tableau 5 : Paramètres de calcul des diagrammes de : site de La Vallette

Paramètres d'inversion :

Facteur de pondération de la profondeur maximum	[0.3;0.9]
Nombre de couches	10

Tableau 6 : Paramètres d'inversion pour le calcul du champ de vitesse V_s : site de La Vallette

Résultat après interpolation des profils 1D:

La figure 31 présente les modèles du champ de vitesse Vs pour les différents profils ainsi que la fonction de corrélation du profil T2. L'axe des abscisses indique la distance horizontale par rapport au géophone le plus à l'Est pour les profils transverse, par rapport au point le plus au nord pour les profils longitudinaux. L'axe des ordonnées indique l'élévation relative des points du profil par rapport à l'altitude du point le plus haut.

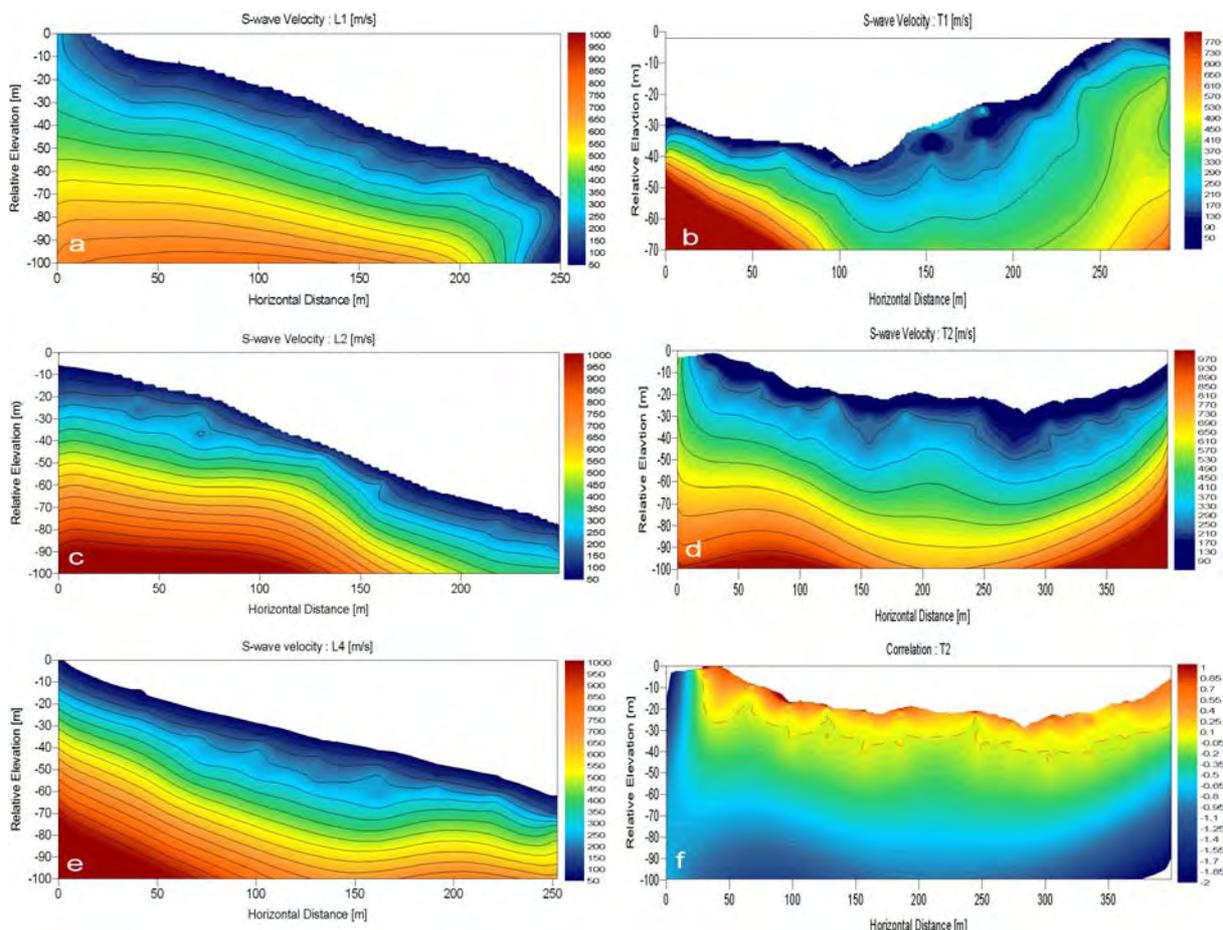


Figure 31 : a) Tomographie du champ de vitesse Vs : profil L1 ; b) Tomographie du champ de vitesse Vs : profil T1 ; c) Tomographie du champ de vitesse Vs : profil L2 ; d) Tomographie du champ de vitesse Vs : profil T2 ; e) Tomographie du champ de vitesse Vs : profil L4 ; f) Fonction de corrélation associée à la tomographie qui nous indique les zones où le modèle est le plus fiable (fortes valeurs);

Les tomographies révèlent une vitesse Vs variant de 70 m.s⁻¹ à 1000 m.s⁻¹. Par analogie avec les modèles Vp, on remarque une structuration en trois couches du modèle, définies par trois gammes différentes de vitesse : une première couche superficielle avec des vitesses allant de 70 m.s⁻¹ à 350 m.s⁻¹ pouvant être la partie active du glissement; une seconde couche, avec des vitesses allant de 350 m.s⁻¹ à 600 m.s⁻¹, étant probablement la couche de transition avec le socle marneux, lui-même caractérisé par des vitesses s'étalant de 600 m.s⁻¹ à 1100 m.s⁻¹, ce qui pourrait correspondre à la troisième couche. De même qu'observé sur les modèles du champ de vitesse Vp, la géométrie de la zone de transition semble plus complexe sur les profils L2 et L4, que sur le profil L1. En effet, le toit du socle marneux apparaît plus profond sur le profil L1 que sur le profil L2. Les profils T1 et T2 présentent une remontée des zones à plus forte vitesse sur les bords, indiquant la zone stable en bordure du glissement, et la même dissymétrie du socle que celle observée sur les tomographies de la vitesse Vp.

4.2.3. Résistivité électrique

Paramètres de filtrage des données sous PROSYS II :

Les valeurs données dans ce tableau sont les valeurs minimum et maximum communément choisies. Il est toute fois important de noter que ces valeurs peuvent varier en fonction des conditions d'acquisition du jeu de donnée.

	min	max
Potentiel mesuré (Vp)	(+/-) 1	(+/-) 1000
Courant injecté (In)	150	350
Résistivité apparente mesurée (Rho)	10	400
Déviatoin standard	0	0.2
Résistance de prise entre A et B (Rab)	0.1	3

Tableau 7 : Paramètres de filtrage des données : site de la Vallette

Paramètres d'inversion sous RES2DINV :

Inversion process settings	default
Model smoothing	yes
Robust inversion : data inversion constraint	Robust constraint : 0.1
Robust inversion : Model inversion constraint	Robust constraint : 0.02
Robust inversion : Automatically allow the number of model blocks to exceed data poits	yes
Robust inversion : Reduce the effect of side blocks	no
Robust inversion : Limit range of model resistivity values	yes

Tableau 8 : Paramètres d'inversion des résistivités apparentes

Résultats de l'inversion :

Les modèles de résistivité électrique issus de l'inversion sont présentés sur la figure 32. L'axe des abscisses indique la distance horizontale par rapport l'électrode la plus à l'Est pour les profils transverse, par rapport au point le plus au nord pour les profils longitudinaux. L'axe

des ordonnées indique l'élévation relative des points du profil par rapport à l'altitude du point le plus haut :

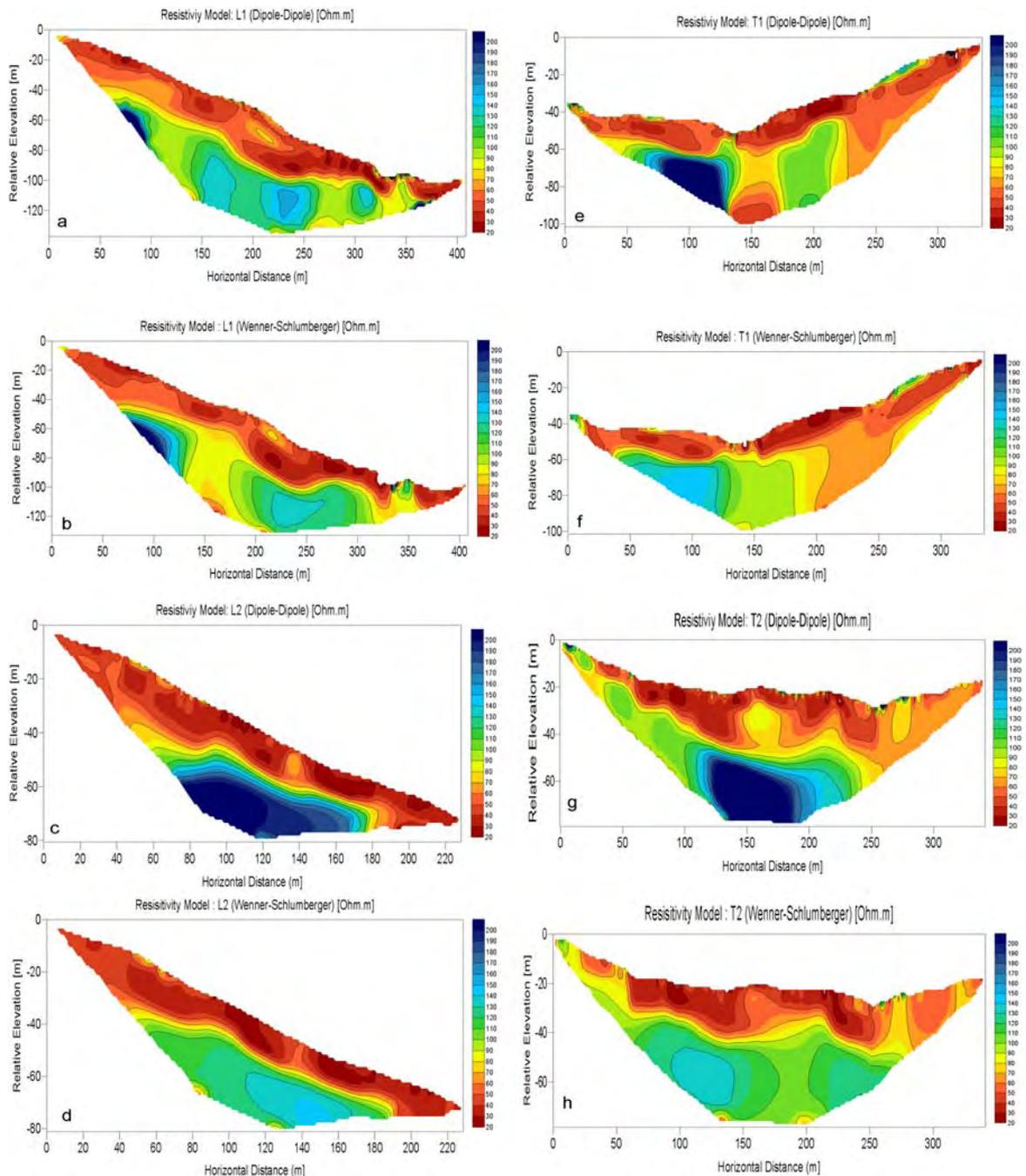


Figure 32 : a) Modèle de résistivité électrique, dispositif dipôle-dipôle, profil L1 ; b) Modèle de résistivité électrique, dispositif dipôle-dipôle, profil L1 ; c) Modèle de résistivité électrique, dispositif Wenner-Schlumberger, profil L2 ; d) Modèle de résistivité électrique, dispositif Wenner-Schlumberger, profil L2 ; e) Modèle de résistivité électrique, dispositif dipôle-dipôle, profil T1 ; f) Modèle de résistivité électrique, dispositif dipôle-dipôle, profil T1 ; g) Modèle de résistivité électrique, dispositif Wenner-Schlumberger, profil T2 ; h) Modèle de résistivité électrique, dispositif Wenner-Schlumberger, profil T2.

De manière générale, on observe sur toutes les tomographies un modèle de résistivité présentant deux couches. Une première couche proche de la surface composée de matériaux conducteurs qui surplombe une deuxième couche composée de matériaux moyennement résistants. Ces résultats confirment la grande variabilité des résistivités électriques de la coulée, qui s'explique principalement par le contexte structural [Schmutz, 2003].

Les modèles issus des profils transverses (T1 et T2) révèlent une distribution de la résistivité électrique très contrastée (figure 32 e, f, g et h), avec des résistivités variant de 20 Ω .m à 200 Ω .m. Nous pouvons en extraire deux informations : le socle marneux, révélé par une résistivité supérieure à 100 Ω .m [Antoine et al., 1995], est atteint pour une profondeur maximale de 25 m. La géométrie du toit du socle est caractérisée par une dissymétrie, avec une remontée de cette limite sur la partie Est (gauche) des profils alors que celle-ci disparaît à l'Ouest (droite) des profils.

Les profils L1 et L2 permettent de déterminer la structure longitudinale de la base marneuse au sein du glissement (figure 32 a, b, c, d). De même que pour les profils transverses, le socle est atteint pour une valeur de la résistivité qui dépasse 100 Ω .m. L'observation de ces profils nous confirme que la profondeur maximale à laquelle le toit du socle est atteint est de 25m et rejoint les estimations faites lors de précédentes prospections géophysiques [Besson et Mermet, 1984 ; Evin, 1992]. De plus, la résistivité du socle identifié sur le profil L2 est plus forte que celle sur L1 : Ceci pourrait être dû à la dissymétrie observée sur les profils transverses. Les données recueillies le long des profils L3 et T3 n'ont pas été inversées du fait de leur mauvaise qualité.

L'interprétation distincte des tomographies géophysiques nous a apporté principalement des informations structurales sur les glissements de Laval et de La Valette. Afin de mieux répondre à la problématique posée par l'étude des glissements de terrain, une interprétation géotechnique des modèles géophysiques est nécessaire. La suite de ce travail s'attache à trouver des relations entre les paramètres géophysiques inversés afin de dégager des propriétés pétrophysiques qui permettront d'arriver à une interprétation géotechnique. Le chapitre suivant présente la démarche suivie et les résultats obtenus.

5. Vers une interprétation géotechnique

5.1. RELATIONS PETROPHYSIQUES

5.1.1. Corrélation entre la vitesse des ondes P et la résistivité électrique

a) Glissement de Laval

Des valeurs des vitesses V_p et de la résistivité ont été extraites des tomographies afin de tester la corrélation verticale des valeurs de V_p et de la résistivité. Des forages virtuels, atteignant une profondeur de 18.6 m sont considérés. Une valeur est prise tout les 30cm en profondeur. La figure 33 montre la vitesse des ondes P en fonction de la profondeur (33a) et de la résistivité (33b) pour une distance x sur le profil.

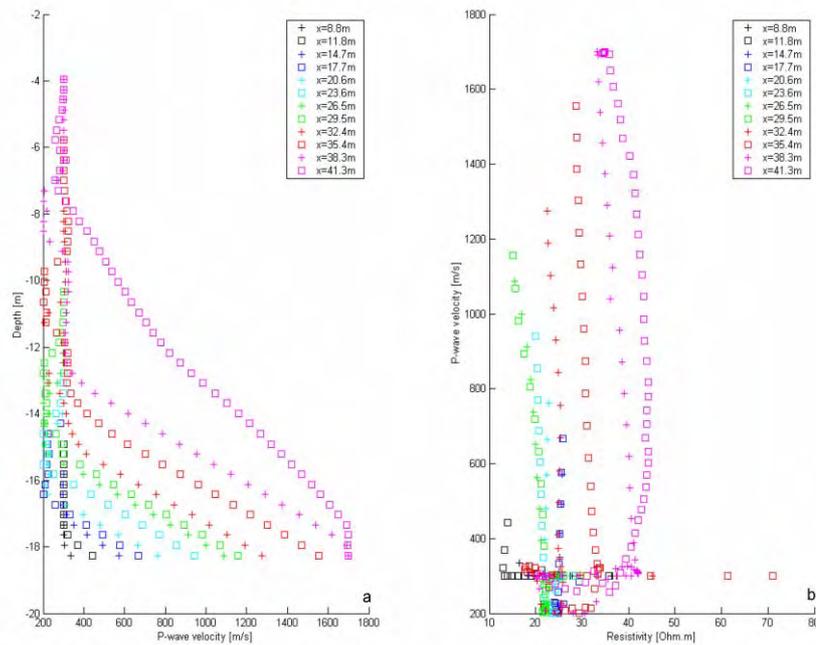


Figure 33 : a) Vitesse V_p en fonction de la profondeur; b) Résistivité en fonction de la vitesse V_p pour plusieurs forages virtuels issus des tomographies

En excluant les valeurs aberrantes, deux informations peuvent être déduites de cette représentation :

- Plus le forage virtuel se trouve vers le côté droit du profil, et donc plus en hauteur, plus la résistivité est forte. Ceci peut être expliqué par la topographie du massif qui cause un écoulement gravitaire, drainant ainsi l'eau des crêtes vers le fond de vallée.
- La vitesse des ondes P augmente avec la profondeur. Ce comportement doit être relié à la baisse de la densité de fissuration avec la profondeur. En effet, l'existence de tensions distribuées verticalement au sein du massif cause une fissuration plus importante à la surface du glissement [Mallet, 2003].

b) Glissement de La Valette

La même méthode a été utilisée pour tester la corrélation verticale entre la résistivité électrique et la vitesse des ondes P sur le site de La Valette. Les valeurs ont été prises tous les 1.5m au sein des forages. Les forages modélisés sur les bords de tomographies sont tronqués du fait de la forme des pseudo-sections utilisés pour représenter la résistivité électrique. La figure 34 montre la vitesse des ondes P en fonction de la profondeur et de la résistivité pour une distance x pour les profils L1 (figure 34a et 34b) et T1 (figure 34c et 34d).

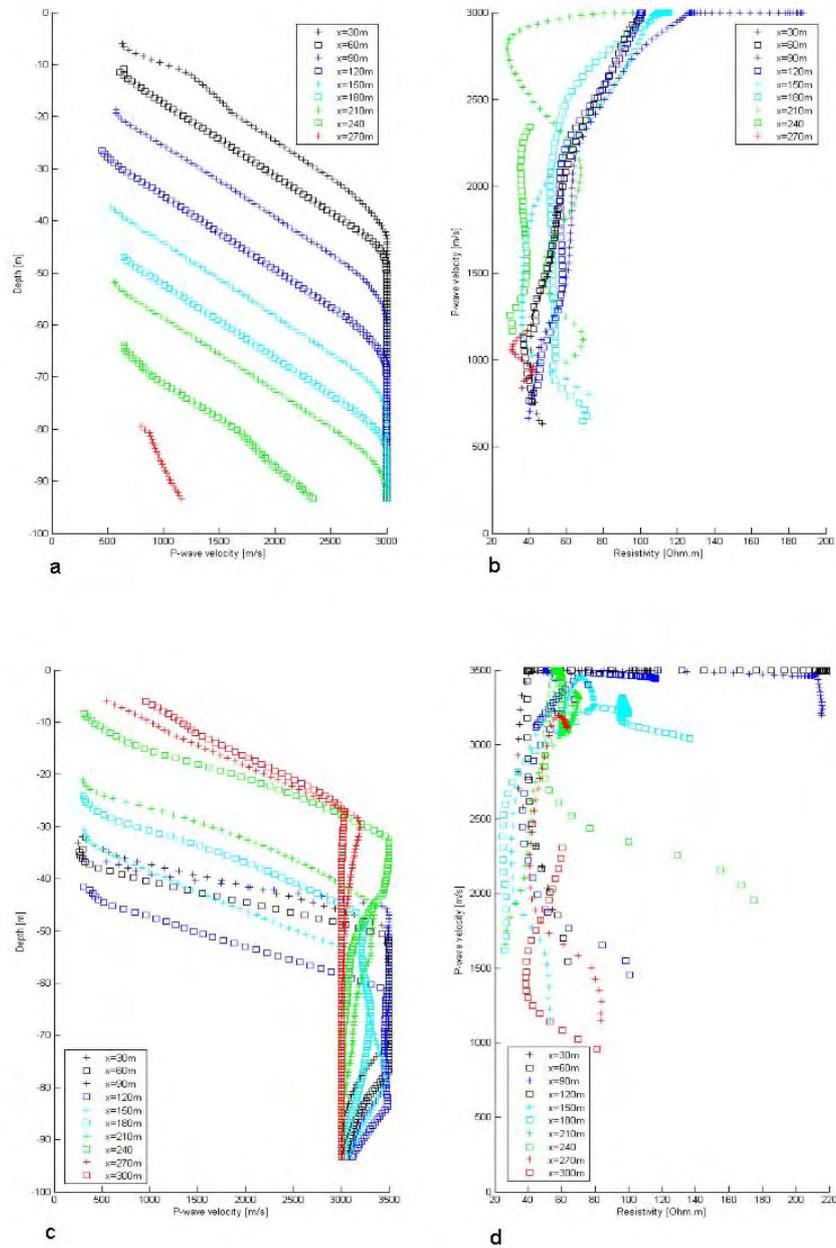


Figure 34 : a) Vitesse V_p en fonction de la profondeur : profil L1; b) Résistivité en fonction de la vitesse V_p pour plusieurs forages virtuels issus des tomographies : profil L1; c) Vitesse V_p en fonction de la profondeur : profil T1; d) Résistivité en fonction de la vitesse V_p pour plusieurs forages virtuels issus des tomographies : profil T1;

L'analyse des figures 34a et 34c présentant la corrélation V_p /profondeur amène la même observation que celle faite sur le site de Laval : La vitesse des ondes P augmente avec la profondeur, un comportement relié à la baisse de la densité de fissuration avec la profondeur. Cependant sur le profil T1 on constate une baisse des valeurs des vitesses pour les profondeurs les plus importantes. Ce phénomène, visible sur les tomographies de la vitesse V_p , est directement lié à la méthode d'inversion et n'a pas de signification physique.

Le comportement de la corrélation entre la résistivité électrique et la vitesse des ondes P visible sur les figures 34b et 34d est moins facile à interpréter. Sur le profil L1, pour des vitesses dépassant $2000\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$, on retrouve des résistivités plus fortes pour les forages virtuels les plus en hauteur. On suppose ici, comme sur le glissement de Laval, un écoulement gravitaire, drainant l'eau des crêtes vers le fond de la vallée. Toutefois, la dimension du glissement par rapport aux profils réalisés réduit la visibilité de ce phénomène.

Ces informations vont nous aider par la suite à établir des hypothèses sur les liens entre les propriétés géotechniques du massif et les modèles géophysiques.

5.1.2. Relation entre V_p , V_s et la porosité du milieu : application au site de Laval

De nombreux auteurs ont démontré que les vitesses sismiques et plus particulièrement les lenteurs sismiques, pouvaient être liées à la porosité du milieu. Wyllie [1956] a établi une fonction empirique reliant ces quantités :

$$1/V=A + B\Phi$$

Avec A et B des constantes qui sont dépendantes de la lithologie et de la pression différentielle. Ces coefficients ne sont pas précisément déterminés pour les marnes noires et aucune mesure de pressions différentielles n'a été faite durant la prospection. Cependant, Dvorkin [2001] a réalisé un abaque en représentant la vitesse V_s en fonction de la vitesse V_p à partir de données de forage dans des marnes, était semblable à l'abaque originellement déterminé pour la calcite. De plus Domenico [1984] a démontré que dans les roches riches en calcite, la différence des lenteurs sismique $\Delta=1/V_s-1/V_p$, est sensible à la porosité du milieu. Ces observations ont conduit à créer un modèle de la différence des lenteurs sismiques, révélant les différences de porosité au sein du glissement. Cette différence a été calculée en utilisant les tomographies des vitesses V_p et V_s et est représentée sur la figure 35.

Slowness difference ($1/V_s - 1/V_p$) [s/m]

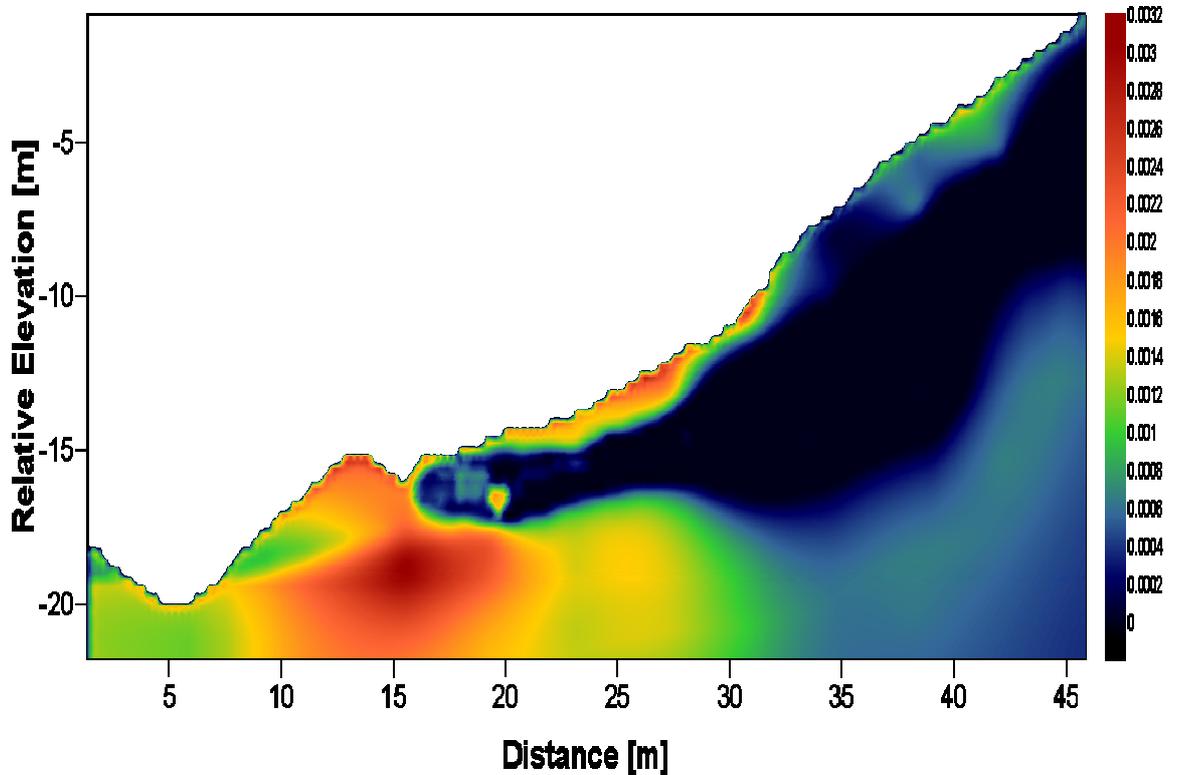


Figure 35 : modèle issu du calcul de la différence des lenteurs Δ .

Les zones de fortes valeurs (>0.002) indiquent la présence de matériaux au sein desquels la porosité est plus forte que dans le reste du massif. Ce modèle amène deux observations :

- Les couches superficielles présentent une porosité plus élevée que le reste du massif, ce qui s'explique par la fissuration plus importante des couches peu profondes [Mallet, 2003].
- Un zone de forte porosité apparaît en profondeur, entre 10 et 20 m sur l'axe des abscisses. Cette particularité pourrait indiquer une zone plus fracturée qui, en cas d'infiltrations d'eau, pourrait agir comme un drain.

Les informations que nous donne ce modèle de porosité doivent être combinées avec les tomographies géophysiques afin d'établir un modèle des zones potentielles d'infiltration de l'eau au sein du massif. La fusion des données géophysiques et des modèles pétrophysiques, présentée dans la section suivante, est une méthode permettant la réalisation de ce modèle.

5.1.3. Relation entre V_p , V_s et quelques propriétés élastiques du milieu : application au site de La Valette

La détermination des propriétés élastiques sur les glissements de terrain peut nous apporter d'importantes informations sur le comportement géomécanique du massif. A partir des vitesses sismiques, il est possible de déterminer le module de Young dynamique et d'en déduire, grâce à des relations empiriques, la force de pression non-confinée (Unconfined Compressive Strength, UCS). Ce dernier paramètre est un indice couramment utilisé en géotechnique pour caractériser la solidité d'un sol [Moos et al., 2003 ; Zoback et al., 2003] et l'instabilité de massifs plus importants [Watters et al., 2000]. Le niveau d'altération et la solidité des roches sont des paramètres importants pour l'étude des glissements de terrain car une roche présentant un niveau élevé d'altération ou une solidité faible sera facilement mobilisable lors d'événements catastrophiques de type climatique ou sismique.

Le module d'Young dynamique peut être calculé à partir des vitesses sismiques, pour des ondes ayant des fréquences comprises entre 10Hz et 1MHz [Schön, 1993]. La relation entre ces quantités est donnée par l'équation [Jaeger and Cook, 1976] :

$$E_D = \rho v_s^2 \frac{3 \left(\frac{v_p}{v_s} \right)^2 - 4}{\left(\frac{v_p}{v_s} \right)^2 - 1}$$

Avec v_p et v_s les vitesses des ondes sismiques P et S [$m \cdot s^{-1}$], ρ la masse volumique [kg/m^3] et E_D le module de Young dynamique [Gpa].

La plupart des relations empiriques entre le module de Young et la force de compression non-confinée utilise le module de Young mesuré en régime statique (c'est à dire le module de Young statique E_S).

La corrélation E_D - E_S n'a pas encore été étudiée dans la littérature pour le cas spécifique des marnes du callovo-oxfordien. Cependant, il existe de nombreuses relations généralistes qui relient ces deux paramètres. Nous avons choisi la relation empirique proposée par Eissa and Kazi (1988) parce que elle a été déduite d'expériences effectuées sur un très large panel de roches et qu'elle présente un coefficient de corrélation raisonnable de 0.84.

$$E_S = 0.64E_D - 0.32$$

Enfin pour arriver au modèle de la distribution de la force de pression non-confinée, une deuxième relation empirique a été utilisée. De même que pour la corrélation E_D - E_S , la relation entre la force de pression non-confinée et le module d'Young statique n'a pas encore été étudiée pour le cas spécifique des marnes. Nous avons donc choisi d'utiliser la relation empirique proposée par Arikoglu and Tokgoz (1992), qui à

l'avantage d'être établie à partir d'expériences effectuées sur de nombreuses roches sédimentaires. La relation proposée est la suivante :

$$E_s = 1.03\sigma_c^{0.730}$$

On en déduit :

$$\sigma_c = (0.9709E_s)^{1.3699}$$

Avec σ_c [Mpa], la force de pression non-confinée et E_s [Gpa], le module d'Young statique.

Hoek and Brown (1997) ont proposé la classification suivante qui nous permet de relier la force de pression non-confinée avec une lithologie particulière et un état d'altération.

Field estimates of uniaxial compressive strength of intact rock. (After Hoek and Brown 1997 with some changes in the examples)

Grade ^a	Term	Uniaxial comp. strength (MPa)	Point load index (MPa)	Field estimate of strength	Examples
R6	Extremely strong	>250	>10	Specimen can only be chipped with a geological hammer	Fresh basalt, chert, diabase, gneiss, granite, quartzite
R5	Very strong	100-250	4-10	Specimen requires many blows of a geological hammer to fracture it	Amphibolite, sandstone, basalt, gabbro, gneiss, granodiorite, peridotite, rhyolite, tuff
R4	Strong	50-100	2-4	Specimen requires more than one blow of a geological hammer to fracture it	Limestone, marble, sandstone, schist
R3	Medium strong	25-50	1-2	Cannot be scraped or peeled with a pocket knife, specimen can be fractured with a single blow from a geological hammer	Concrete, phyllite, schist, siltstone
R2	Weak	5-25	^b	Can be peeled with a pocket knife with difficulty, shallow indentation made by firm blow with point of a geological hammer	Chalk, claystone, potash, marl, siltstone, shale, rock salt
R1	Very weak	1-5	^b	Crumbles under firm blows with point of a geological hammer, can be peeled by a pocket knife	Highly weathered or altered rock, shale
R0	Extremely weak	0.25-1	^b	Indented by thumbnail	Stiff fault gouge

^aAccording to Brown (1981)

^bPoint load tests on rocks with a uniaxial compressive strength below 25 MPa are likely to yield highly ambiguous results

Tableau 9 : Estimation qualitative de la force de compression non-confiné pour des roches saines. [Hoek and Brown, 1997 ; Marinos and Hoek ; 2001]

Deux informations particulièrement intéressantes peuvent être tirées de cette classification :

-La marne saine est caractérisée par une force de pression non-confinée comprise entre 5 et 25 Mpa.

-Une force de compression non-confinée comprise entre 0.25 et 5 Mpa indique une roche altérée voire extrêmement altérée.

A partir des équations et des tomographies des vitesses V_p et V_s , des modèles de la distribution de la force de compression non-confinée ont pu être calculés. La figure 36 montre les modèles de la distribution de la force de pression non-confinée au sein du massif pour chaque profil.

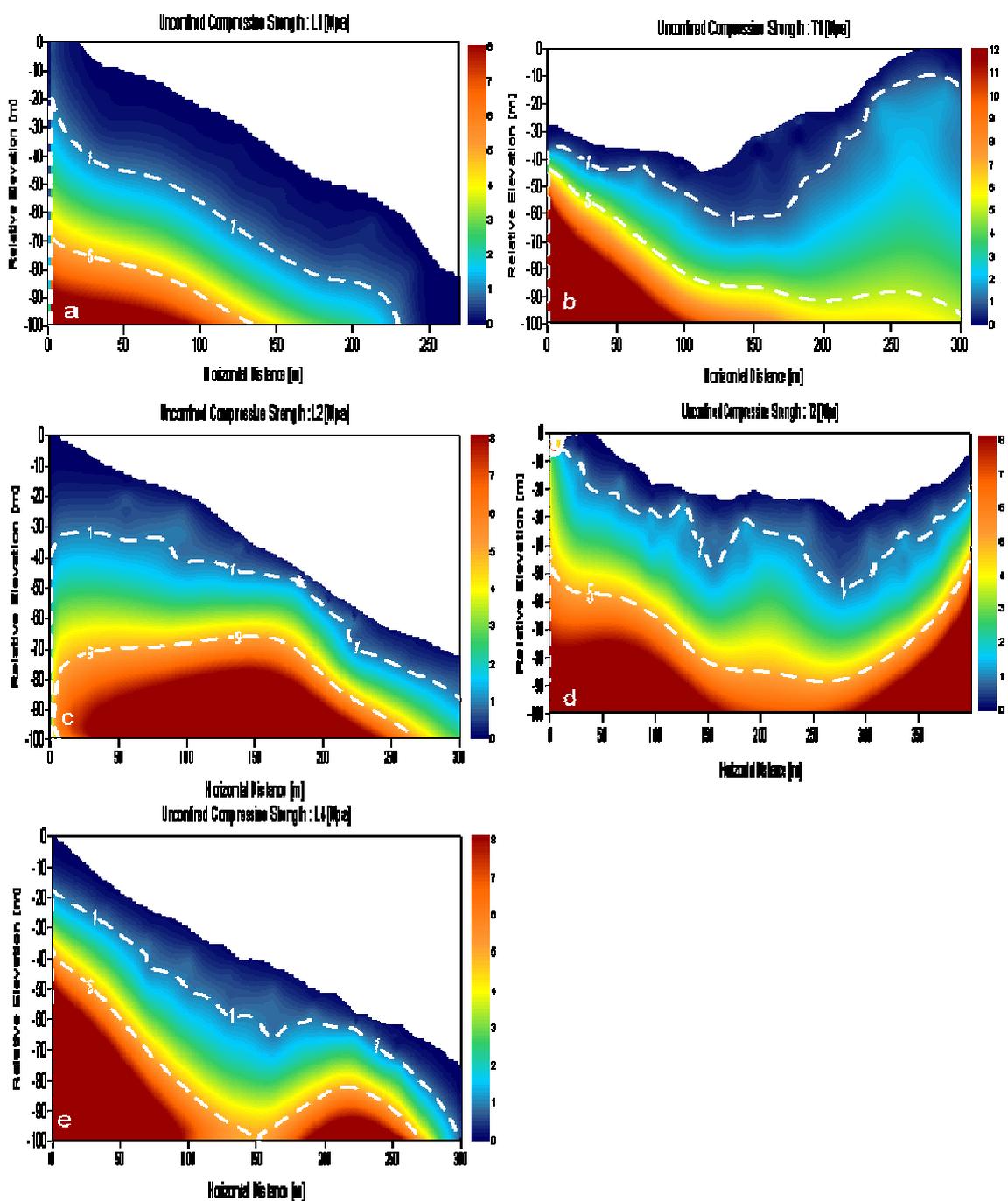


Figure 36 : a) modèle présentant la distribution de la force de compression non-confinée : profil L1 ; b) modèle présentant la distribution de la force de compression non-confinée : profil T1 ; c) modèle présentant la distribution de la force de compression non-confinée : profil L2 ; d) modèle présentant la distribution de la force de compression non-confinée : profil T2 ; e) modèle présentant la distribution de la force de compression non-confinée : profil L4 ;

Malgré les approximations liées aux relations empiriques, les valeurs observées sur les modèles construits sont plausibles. Il est important de noter que pour des sédiments non-consolidés, les valeurs de la force de compression non-confinée sont habituellement très faibles [Schön, 1993]. Or, d'après le modèle géotechnique proposé par Maquaire et al. (2001) pour ce type de glissement, la première couches géotechniques est composée de matériaux argilo-marneux remaniés, lâches, relativement peu consolidés. Ceci explique les très faibles valeurs observées ($UCS < 1$) pour les couches superficielles. Toujours d'après ce modèle géotechnique, la deuxième couche est composée de matériaux remaniés, consolidés et imperméables. Ces matériaux remaniés sont susceptible de présenter une forte altération, ce qui explique les valeurs de la force de compression non-confinée observées ($1 < UCS < 5$). Enfin la troisième couche est composée de marne saine ce qui correspond aux valeurs observées ($UCS > 5$).

Au vue des incertitudes qui pèsent sur ces modèles, une interprétation directe serait surement biaisée. C'est pourquoi, grâce à la méthode de fusion des données par logique floue, nous proposons de créer un modèle qui regroupera les informations issues à la fois des tomographies géophysiques et des modèles pétrophysiques, permettant ainsi une interprétation géotechnique plus objective mais tenant compte de ces incertitudes. La méthode utilisée et les résultats obtenus sont présentés dans la section suivante.

5.2. FUSION DES DONNEES GEOPHYSIQUE PAR LOGIQUE FLOUE

Cette section présente la méthode utilisée pou intégrer toutes les informations issues de tomographies géophysiques et des modèles pétrophysiques établis précédemment.

5.2.1. Principe et formalisation mathématique

La théorie de la fusion par logique floue [Dubois and Prade, 1980] est particulièrement bien adaptée à l'intégration de différents types de données [Grandjean et al., 2007]. La fusion des informations quantitatives données par les tomographies permet de réaliser une image de l'occurrence d'un comportement géologique (géomécanique, hydrologique, etc.). L'interprétation qui est faite à partir de cette image est plus objective et quantitative que les méthodes traditionnelles d'interprétation jointe de tomographies géophysiques distinctes.

Cette méthode nécessite la formulation d'hypothèses à priori. Ces hypothèses vont caractériser les comportements géomécaniques ou hydrologiques et sont basées sur des relations entre les données géophysiques (V_p , V_s , Résistivité électrique) et les paramètres pétrophysiques (fracturation, porosité, compaction, saturation, etc.). Ces relations sont pour la plupart issues de références ou de travaux antérieurs, mais peuvent aussi se baser sur des observations faites sur le terrain.

La fusion de données géophysiques par logique floue nécessite d'introduire une quantification de la qualité du modèle géophysique établie par les tomographies. Une

fonction de corrélation est considérée pour chaque tomographie. Cette fonction est généralement directement donnée à l'issue du processus d'inversion des données (Chap. 3.1.3, 3.2.4 et 3.3.3).

La fusion par logique floue prend en compte cette information en se basant sur la théorie de la possibilité (possibility theory) introduit par Zadeh [1965] et développée par Dubois et Prade [1980] et Zimmermann [1991].

Il est nécessaire de définir une fonction de possibilité π de l'espace des paramètres X vers l'espace $[0,1]$ des hypothèses possibles A [Grandjean et al., 2007] :

$$\pi : X \rightarrow [0,1], \begin{cases} \pi(x)|_A = \sup(\pi(x)) = \Pi(A) \\ \pi(x)|_{\bar{A}} = \inf(\pi(x)) = N(A) \end{cases}$$

Pour être sûr que seuls les paramètres représentatifs auront une influence décisive sur A , nous intégrons les informations *a priori* des valeurs de vraisemblances $L(x)$ données par les fonctions de corrélation issues des processus d'inversion. Cela permet de considérer une nouvelle fonction de possibilité π^* issue de la fusion adaptative entre π et L par l'opérateur union :

$$\pi^*(x)|_A = \max(\pi(x), 1 - L(x)) = \pi(x) \cup (1 - L(x))$$

Parce que toute hypothèse A peut être définie par plusieurs fonctions de possibilités complémentaires, nous utilisons l'opérateur de conjonction pour exprimer la possibilité d'occurrence de A . Par exemple si l'hypothèse A est définie par la conjonction de deux paramètres, nous avons :

$$\Pi(A) = \pi_1^* \oplus \pi_2^* = \frac{\pi_1^*(x) \wedge \pi_2^*(x)}{\sup(\pi_1^*(x) \wedge \pi_2^*(x))}$$

L'algorithme de calcul mis au point par Grandjean [2007] consiste d'abord à estimer les fonctions π_i définissant les diverses hypothèses A_i . Les fonctions π_i sont une formulation mathématique des hypothèses définies *a priori*. Ainsi la fonction π telle que définie plus haut va être égale à 1 si l'hypothèse est vérifiée et 0 si non. Pratiquement, la fonction π n'est pas si discriminante, et comme montré ci-après, cette fonction est généralement linéaire entre les deux valeurs qui déterminent les seuils de vérification ou non de l'hypothèse.

En considérant les trois paramètres géophysiques inversés et représentés par les tomographies, nous pouvons établir des fonctions de transfert basées sur des observations de terrain et des informations issues de la littérature scientifique. Ceci permet de passer des valeurs de V_p , V_s et Rho vers les possibilités que les hypothèses qui nous intéressent soient vérifiées. Ces hypothèses portent sur les propriétés géomécaniques ou hydrologiques des milieux étudiés.

Chaque modèle de possibilité est obtenu par le calcul de la fonction définissant la possibilité d'occurrence de l'hypothèse A choisie. Pour une hypothèse A_i définie, on calcul $\Pi(A)$ en utilisant les fonctions π_i^* .

Cette méthode permet d'augmenter la quantité d'informations issues de chaque tomographie et modèle pétrophysiques, tout en ne surestimant pas la qualité et la fiabilité de celles-ci.

5.2.2. Application et résultats : glissement de Laval

L'application de cette méthode au site de Laval a eut pour but de déterminer un modèle représentant le comportement hydrologique du massif. La stratégie choisie fut de réaliser deux modèles de fusion : un premier combinant la résistivité électrique et la vitesse des ondes P afin d'obtenir un modèle global des possibilités de saturation au sein du glissement. Un deuxième modèle combinant la vitesse des ondes P, la résistivité électrique et la différence des lenteurs des ondes sismiques P et S afin d'avoir un modèle plus contraint et plus focalisé sur la partie superficielle du massif. Enfin des modèles de fusion ont été créés en intégrant les tomographies de résistivité à différents temps de l'expérience de simulation de pluie afin de révéler l'écoulement de l'eau dans le massif durant l'expérience.

a) Modèles de probabilité de saturation sans simulation de pluie

Pour construire ce modèle de saturation, trois hypothèses *à priori* ont été définies à partir des paramètres géophysiques :

- l'hypothèse h_1 définit la possibilité π_1 que le sous-sol soit affecté par des fractures liées aux forces de traction qui s'exercent pendant le glissement. La densité de répartition des fissures est liée à la variation de la vitesse des ondes P mesurée en surface. D'après les connaissances géomécaniques et des observations faites sur le glissement de terrain, les couches stratigraphiques sont respectivement fracturées et non-fracturées pour des valeurs seuil de V_p inférieure à $300\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ et des valeurs supérieures à $1500\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$. La fonction de possibilité π_1 est considérée comme linéaire entre les deux valeurs seuil définies (figure 37a).

- l'hypothèse h_2 définit la possibilité π_2 que les couches stratigraphiques soient saturées en eau. Cette hypothèse se base sur la valeur de la résistivité électrique observée : on considère que le sous-sol est respectivement saturé en eau et non-saturé pour des valeurs seuils de résistivité inférieure à $10\ \Omega\cdot\text{m}$ et supérieure à $100\ \Omega\cdot\text{m}$. La fonction de possibilité π_2 est considérée comme linéaire entre les deux valeurs seuil définies (figure 37b).

- l'hypothèse h_3 définit la possibilité π_3 que les couches du sous-sol présentent une forte porosité relativement à la porosité moyenne de la zone étudiée. En se basant sur le modèle établi à partir de la différence des lenteurs sismiques (Chap. 5.1.2), les

matériaux du sous-sol sont respectivement très poreux et peu poreux pour des valeurs de la différence de lenteurs inférieures à $0.55 \cdot 10^{-3} \text{ s.m}^{-1}$ et $2.2 \cdot 10^{-3} \text{ s.m}^{-1}$ (figure 37c).

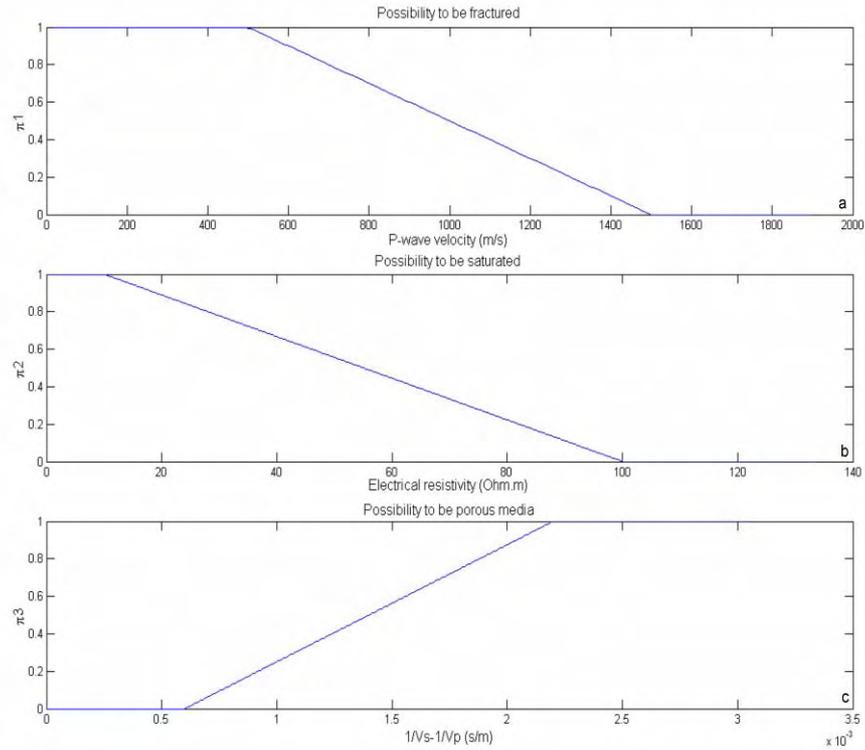


Figure 37 : Possibilité π_1 , π_2 and π_3 correspondant aux trois hypothèses: a) h_1 : "possibilité d'être affecté par des fractures liées aux forces de traction"; b) h_2 : "possibilité que le sol soit saturé en eau"; c) h_3 : "possibilité d'avoir une forte porosité".

Soit la méta-hypothèse H^*_1 définissant la probabilité pour que les matériaux soient saturés en eau. Cette probabilité est élevée pour des matériaux étant affectés par de nombreuses fissures et étant déjà riche en eau. Ces conditions sont traduites par la fonction de possibilité Π_1 qui exprime la méta-hypothèse H^*_1 en fonction des hypothèses à priori définies précédemment :

$$\Pi_1 = \pi_1^* \oplus \pi_2^*$$

Le figure 38 représente le résultat du calcul de cette fonction.

Probability for material to be saturated in water

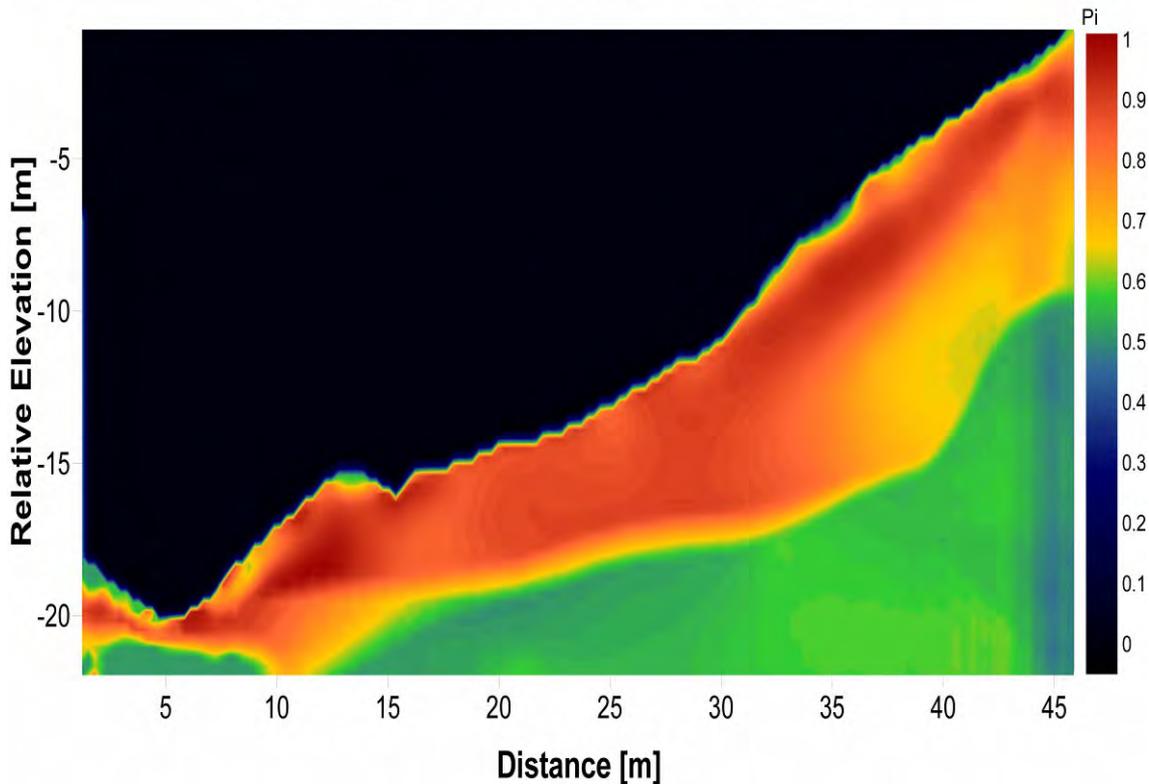


Figure 38 : distribution de la possibilité de la méta-hypothèse H^*_1 .

Ce modèle de possibilité révèle une couche avec une probabilité élevée, comprise entre 0.8 et 1.0 sous laquelle apparaît une couche avec des valeurs moindres, comprises entre 0.4 et 0.6. La couche supérieure a une épaisseur relativement hétérogène, comprise entre 0.1 m à la base de la pente et 10 m à une distance d'environ 35 m de la base. Il est fort probable que la majorité des écoulements d'eau vont se passer dans cette couche. La couche inférieure peut quant à elle être géotechniquement interprétée comme le socle marneux du massif. On voit ici un des intérêts de la fusion des données : la zone de saturation en eau présentée par ce modèle est bien mieux définie par rapport à ce qui était observable sur les tomographies de la résistivité électrique.

Afin de mieux contraindre une zone de forte probabilité de saturation, on fusionne maintenant les trois hypothèses h_1 , h_2 et h_3 . De même que H^*_1 , H^*_2 définit la probabilité que les matériaux soient saturés en eau. Cette probabilité est élevée pour des matériaux riches en eau, affectés par des fissures et ayant une forte porosité. Ainsi, l'hypothèse H^*_2 est exprimée par la fonction de possibilité Π_2 en fonction des hypothèses *a priori* définies précédemment :

$$\Pi_2 = \pi_1^* \oplus \pi_2^* \oplus \pi_3^*$$

La figure 39 présente les résultats du calcul de cette fonction :

Probability for material to be saturated in water

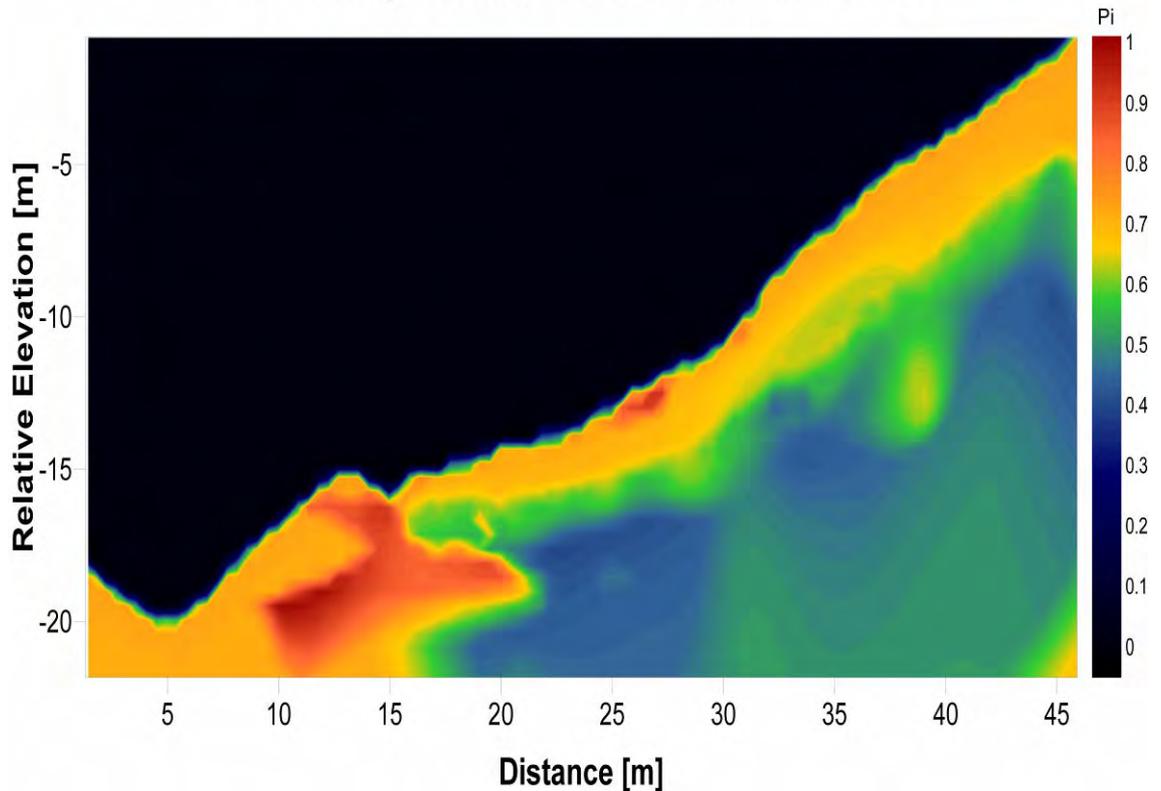


Figure 39 : distribution de la possibilité de la méta-hypothèse H_2^*

Ce modèle étant plus contraint, des informations disparaissent, notamment sur les couches inférieures du massif mais ce modèle nous apporte tout de même deux nouvelles informations. La première est l'apparition d'une structure présentant une très forte probabilité de saturation entre les abscisses 10m et 20m. Cette zone, de forme irrégulière, pourrait agir comme un drain en cas d'infiltration d'eau dans le massif. Ensuite, on observe que la zone de forte probabilité de saturation est confinée, entre les abscisses 15m et 45m à une couche de 1m à 3m d'épaisseur. Cette couche est probablement la partie la plus altérée du massif et constitue donc une zone facilement saturable. L'altération de cette couche provient à la fois des forces de traction qui affectent le glissement et de l'érosion continue liée à l'environnement.

b) Modèle de probabilité de saturation en eau pendant la simulation de pluie

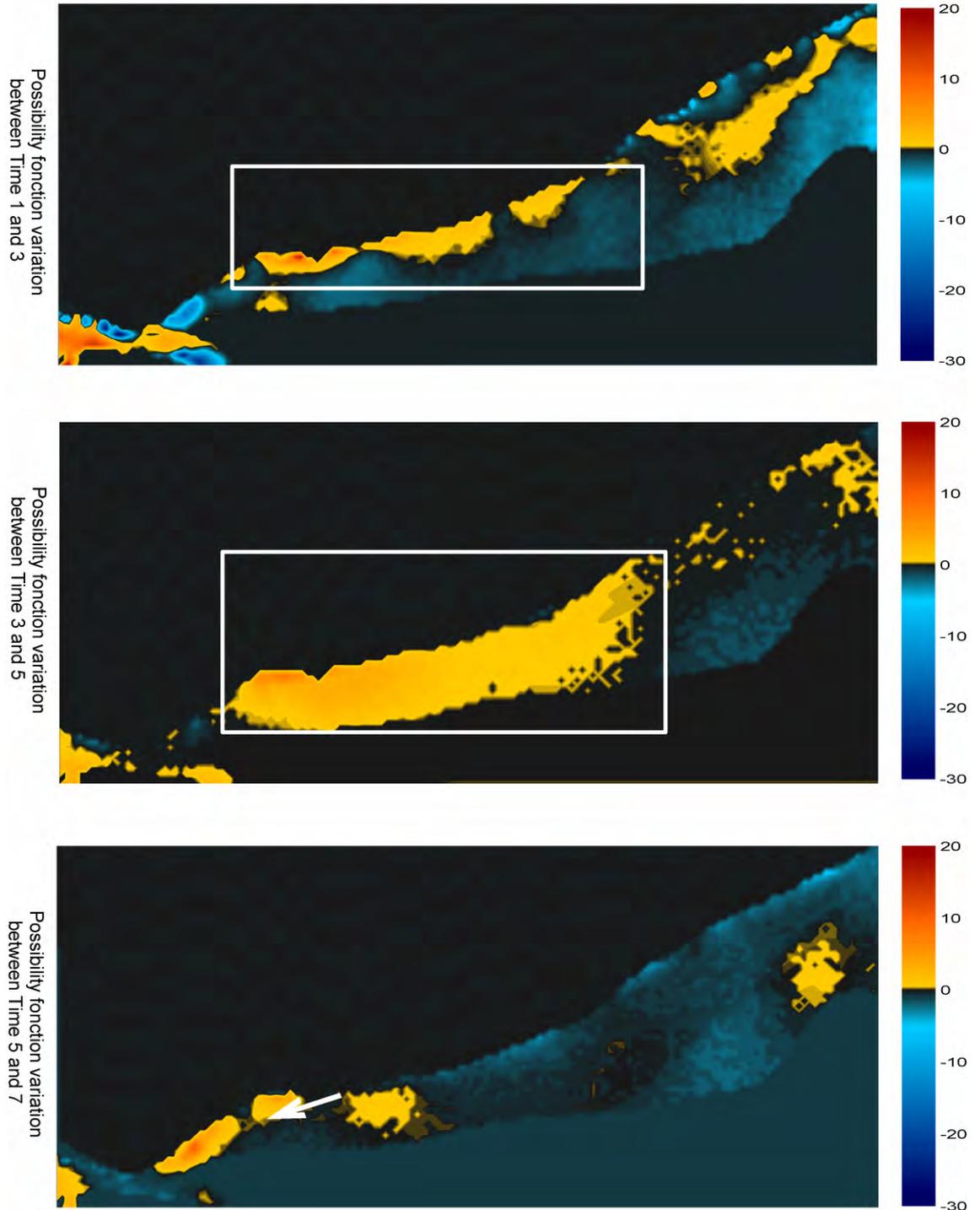
Dans ce cas la fusion de donnée par la méthode de logique floue a été réalisée en intégrant les données de résistivité à différents temps de la simulation de pluie, et le champ de vitesse des ondes P. Le champ de vitesse des ondes S n'a pas été intégré car pour des sédiments non consolidés, la vitesse des ondes S ne change presque

pas en fonction de la saturation en eau [Schön, 1993 ; Stümpel et al, 1984]. Incorporer les vitesses des ondes S aurait atténué l'influence de la saturation sur les autres paramètres géophysiques, ayant pour conséquence de rendre les phénomènes d'écoulement invisibles.

Les hypothèses *à priori* h_1 et h_2 et la méta-hypothèse H^*_1 restent inchangées. Nous nous intéressons maintenant aux variations entre les fonctions de possibilité au cours du temps. Une augmentation de la fonction de possibilité indique que la saturation en eau augmente et par conséquent qu'un écoulement se produit probablement dans les zones ainsi désignées.

Les fonctions de possibilité sont calculées pour chaque temps de l'expérience. Puis, la différence relative entre ces fonctions est calculée entre les temps 1 et 3, 3 et 5, 5 et 7, 7 et 9 et enfin 9 et 11. La figure 40 montre les résultats de ces calculs.

Possibility fonction variation [%] with time



Possibility fonction variation [%] with time

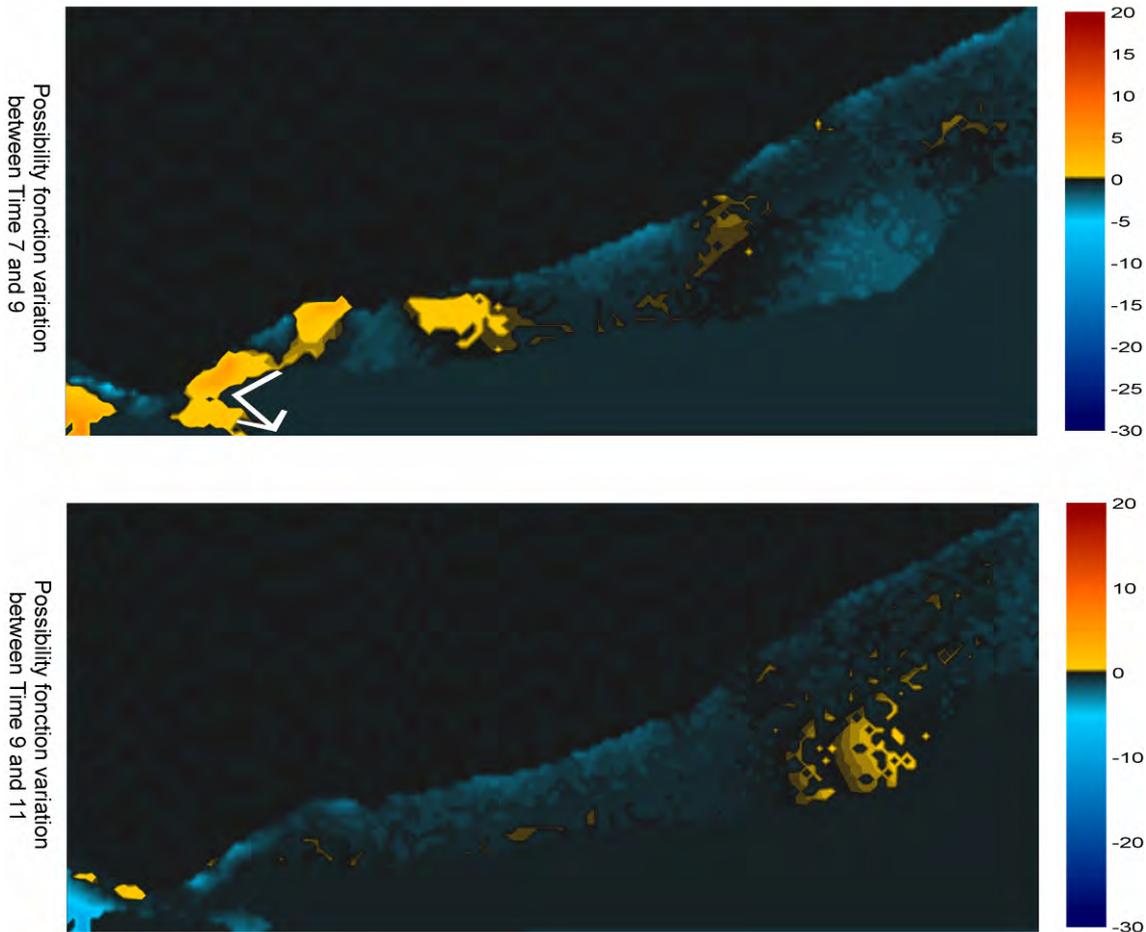


Figure 40 : Variations temporelles de la fonction de possibilité. a). variation entre les temps 3 et 1; b) variation entre les temps 5 et 3; c) variation entre les temps 7 et 5; d) variation entre les temps 9 et 7; e) variation entre les temps 11 et 9.

Ces figures révèlent clairement le trajet qu'a suivi l'eau pendant la simulation. La figure 40a montre une infiltration superficielle six heures après le début de l'arrosage. Les variations observées sur les cotés des modèles sont dues à des artefacts issus de l'inversion des données électriques. Six heure plus tard (temps 5, figure 40b), l'eau s'est plus profondément infiltrée au sein de la couche supérieure, mais reste latéralement confinée sous la zone d'arrosage. La variation des fonctions de possibilité cesse de croître dans cette zone entre les temps 5 et 7 (figure 40c) mais commence à se déplacer vers la gauche, indiquant que le front d'infiltration d'eau se déplace vers la base du massif. Entre les temps 7 et 9 (figure 40d), un écoulement d'eau vers la vallée est toujours observable, mais apparaît aussi un écoulement vertical. Ce phénomène peut être causé par la présence d'un drain à cet endroit du massif et à tendance à confirmer les observations faite sur le deuxième modèle de probabilité de saturation.

Enfin, la figure 40e montre une situation stable, avec peu de variations. A partir du temps 9, aucun changement n'est observé malgré un apport d'eau : les matériaux pouvant être saturés le sont. Cette figure nous confirme un dernier point : La couche inférieure est probablement le socle marneux car aucune variation de la fonction de possibilité ne se produit dans cette zone.

5.2.3. Application et résultats : glissement de La Vallette

L'application de la fusion par logique floue aux données recueillies sur le glissement de La Vallette a eu pour but de caractériser le comportement géomécanique du massif. Nous avons cherché à caractériser les limites de la zone active du glissement. Pour ce faire, la même démarche que celle proposée par Grandjean et al. (2007) à été utilisée : un modèle géomécanique identifiant le comportement plastique au sein du glissement constitue notre première méta-hypothèse. En effet, les couches qui vont présenter ce comportement seront plus à même de se déformer et donc de favoriser le mouvement du glissement. La fonction de possibilité associée à cette méta-hypothèse est calculée à partir des hypothèses *à priori* suivantes :

- L'hypothèse h_4 définit la possibilité π_4 que le sous-sol soit affecté par des fractures liées aux forces de traction qui s'exercent pendant le glissement. La densité de répartition des fissures est liée à la variation de la vitesse des ondes P mesurée en surface. D'après les connaissances géomécaniques et des observations du glissement de terrain, les couches stratigraphiques sont respectivement fracturées et non-fracturées pour des valeurs seuil de V_p inférieure à 1300m.s^{-1} et des valeurs supérieures à 2700m.s^{-1} . La fonction de possibilité π_4 est considérée comme linéaire entre les deux valeurs seuil définies.

- L'hypothèse h_5 définit la possibilité π_5 que les couches soient saturées en eau. Cette hypothèse se base sur la valeur de la résistivité électrique observée : on considère que le sous-sol est respectivement saturé en eau et non-saturé pour des valeurs seuil de résistivité inférieure à $30 \Omega.m$ et supérieure à $120 \Omega.m$. La fonction de possibilité π_5 est considérée comme linéaire entre les deux valeurs seuil définies.

- L'hypothèse h_6 définit la possibilité π_6 que les strates soient cisailées par les forces de frictions qui apparaissent le long de la surface de glissement. D'après les observations de terrains et les déductions faites à partir des tomographies, on peut considérer les couches comme étant respectivement affectées ou non par ce cisaillement pour des valeurs de la vitesse V_s inférieure à 200m.s^{-1} et supérieure à 400m.s^{-1} . La fonction de possibilité π_6 est considérée comme linéaire entre les deux valeurs seuil définies.

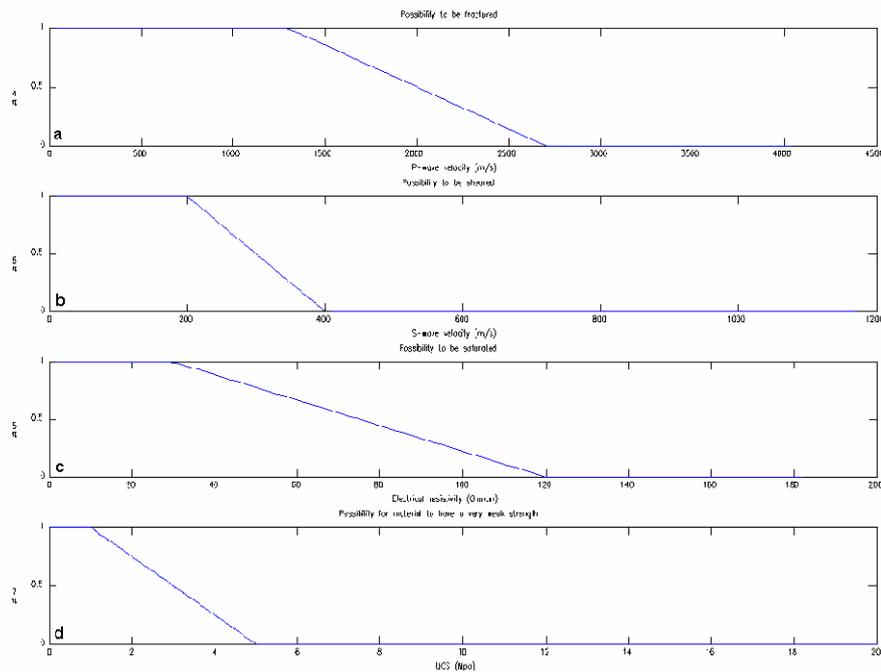


Figure 41 : Possibilité π_4 , π_5 , π_6 et π_7 correspondant aux quatre hypothèses: a) h_4 : possibilité d'être affecté par des fractures liées aux forces de traction; b) h_5 : possibilité que le sol soit saturé en eau.; c) h_6 : possibilité d'être affecté par un cisaillement lié aux forces de friction ; d) h_7 : possibilité que les matériaux présentent une faible solidité .

Soit la méta-hypothèse H_3^* qui définit la probabilité que les matériaux au sein du glissement soient caractérisés par un comportement plastique. Ce cas est idéalement réalisé pour des couches relativement saturées et affectées par des forces de cisaillement mais pas par des forces de traction, c'est-à-dire pour des couches non-consolidées mais peu fracturées. La méta-hypothèse H_3^* est exprimée par la fonction de possibilité Π_3 en fonction des hypothèses *a priori* définies précédemment :

$$\Pi_3 = \bar{\pi}_4^* \oplus \pi_5^* \oplus \pi_6^*$$

La figure 42 présente les résultats du calcul de cette fonction pour les profils T1 et T2.

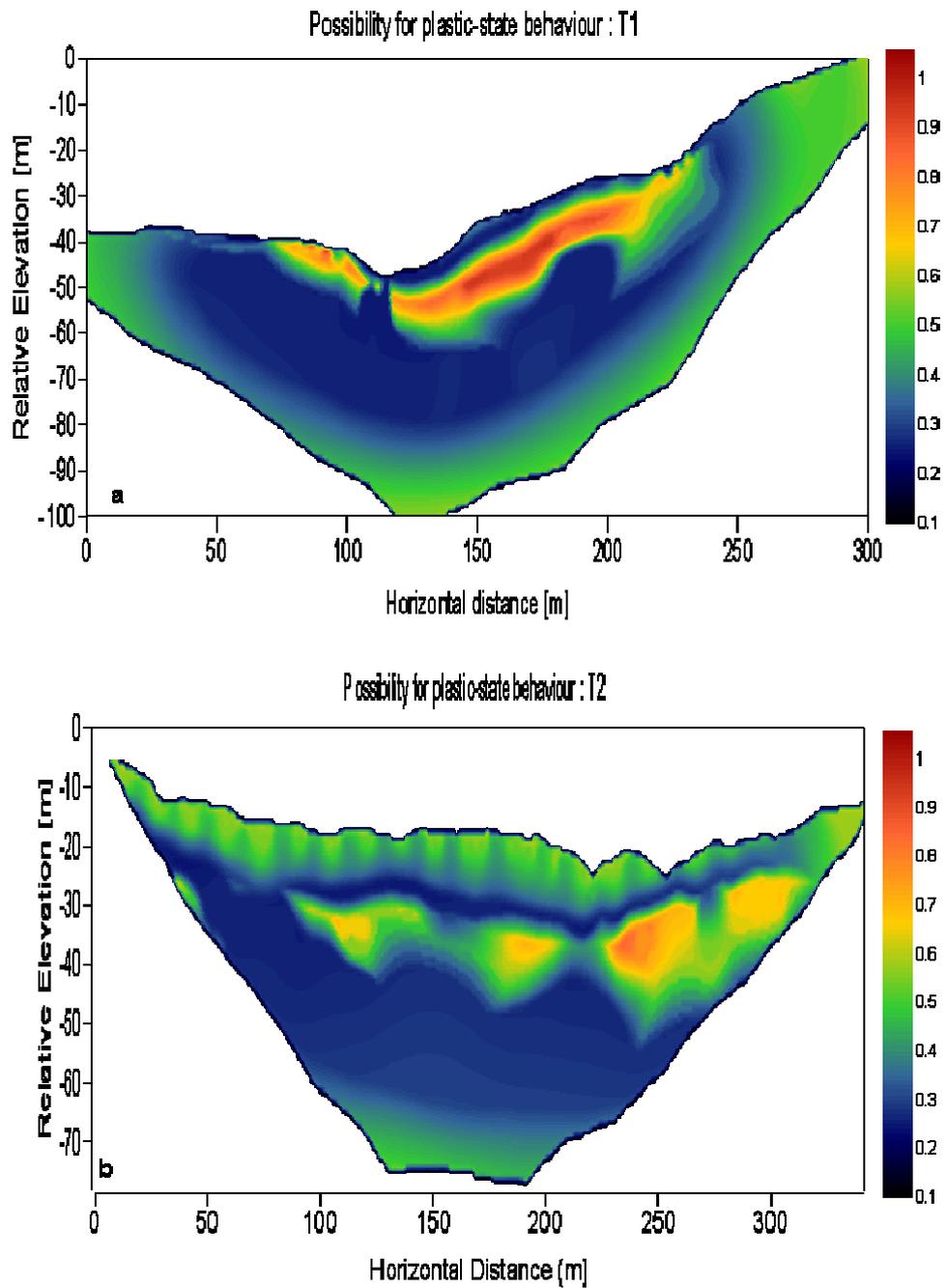


Figure 42: : a) Distribution de la méta-hypothèse H^*_3 pour le profil T1 ; b) Distribution de la méta-hypothèse H^*_3 pour le profil T2 ;

Sur la figure 42a, la distribution de la méta-hypothèse H^*_3 semble bien délimiter une zone, atteinte pour une profondeur de 5-6m et d'une épaisseur d'environ 8m, qui

pourrait correspondre à la partie la plus déformable du glissement. Cette zone est plutôt bien calée par rapport aux observations de terrain qui placent le plan de glissement entre les abscisses 120 et 220m.

L'interprétation de la figure 42b est plus problématique. En effet, une zone de forte probabilité apparaît sous la partie supposée stable et par conséquent consolidée, qui borde le glissement. Le même problème a été soulevé par Grandjean et al. (2007) lors de l'application de cette méthodologie au glissement de Super-Sauze. Il est fort probable que cette anomalie soit liée au choix des valeurs seuil définie pour les hypothèses. En effet, Ces valeurs sont estimées à partir d'informations fragmentaires et souffrant d'incertitudes. Ceci est particulièrement vrai pour la vitesse des ondes de cisaillements car non seulement la relation entre ces vitesses et les propriétés géotechniques ont été peu étudiées, mais de plus, les modèles du champ de vitesse V_s sont très incertains du fait de la méthode d'inversion.

Ce problème peut être résolu en augmentant le niveau d'information soit par des tests géotechniques, soit en utilisant des propriétés clairement définies et reliées à un comportement spécifique. Cette dernière option a été choisie pour la construction d'un deuxième modèle. L'intégration de la force de compression non-confinée et l'utilisation de la classification géotechnique proposée par Hoek et Brown (1997) (tableau 9) permet de s'affranchir des incertitudes provoquées par l'utilisation directe de la vitesse V_s .

Une seconde approche a donc été imaginée pour caractériser les parties actives du glissement. Nous nous sommes cette fois intéressés à la partie du glissement la plus facilement mobilisable lors d'événements catastrophiques. Ainsi, au lieu de déterminer la couches à l'origine du mouvement, on se focalise sur la couche mobilisée lors du mouvement. Pour caractériser cette zone, une nouvelle hypothèse *à priori* portant sur la solidité des matériaux est introduite, et une nouvelle méta-hypothèse est imaginée :

L'hypothèse h_7 définit la possibilité π_7 que les matériaux au sein du massif présentent une solidité très faible et une altération très forte. Cette hypothèse se base sur les modèles de la force de compression non-confinée calculés (Chap. 5.1.3). D'après les observations faites sur le terrain et les informations issues de la littérature scientifique, on considère les matériaux comme extrêmement faibles pour une valeur de la force de compression non-confinée inférieure à 1, et comme relativement solides pour des valeurs supérieurs à 5. La fonction de possibilité π_7 est considérée comme linéaire entre les deux valeurs seuil définies.

Soit la méta-hypothèse H^*_4 qui définit la probabilité que les matériaux soit facilement mobilisable lors d'évènements catastrophiques. Cette probabilité est élevée pour des couches affectées par des fissures, déjà riches en eau (impliquant une forte porosité) et présentant une très faible solidité. Ainsi, la méta-hypothèse H^*_4 est exprimée par la fonction de possibilité Π_4 en fonction des hypothèses *à priori* définies précédemment :

$$\Pi_4 = \pi_4^* \oplus \pi_5^* \oplus \pi_7^*$$

La figure 43 présente les résultats du calcul de cette fonction pour les profils L1, L2, T1 et T2.

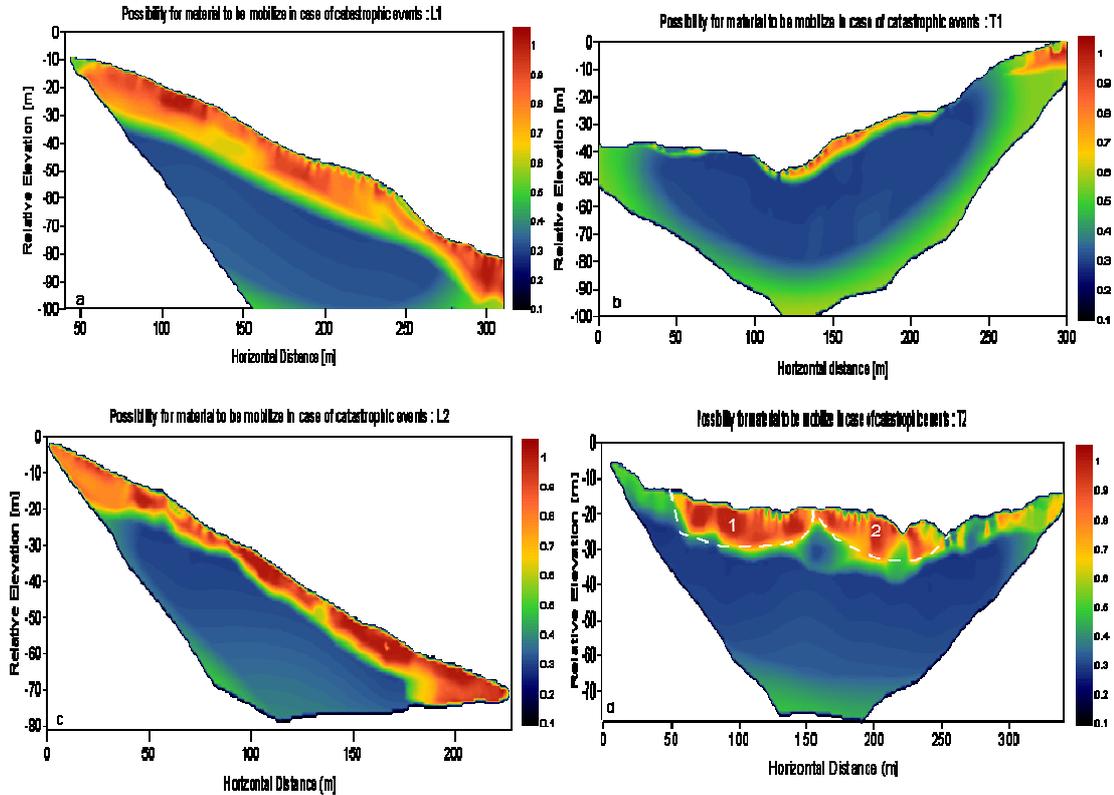


Figure 43 : a) Distribution de la méta-hypothèse H^*_4 pour le profil L1 ; b) Distribution de la méta-hypothèse H^*_4 pour le profil T1 ; c) Distribution de la méta-hypothèse H^*_4 pour le profil L2 ; d) Distribution de la méta-hypothèse H^*_4 pour le profil T2

D'après la figure 43a, l'épaisseur de la couche de matériaux mobilisables atteint 12m en moyenne pour le profil L1, ce qui rejoint les observations faites à partir des tomographies et des modèles pétrophysiques. Sur le profil L2 (figure 43c), cette couche a une épaisseur moindre, de l'ordre de 8m en moyenne. On retrouve donc, comme sur les tomographies, une couche plus épaisse du côté Ouest du glissement. Cette observation est à relier avec la topographie observée en surface, et montre que la couche de matériaux mobilisables au sein du glissement n'a pas la même morphologie de part et d'autre de l'échine.

La fonction calculée pour le profil T1 (figure 43b) révèle une couche relativement fine de matériaux mobilisables, d'une épaisseur maximale de 7m. Le profil T1 a été positionné au pied du glissement, ce qui explique cette faible épaisseur. En effet, comme le montre les modèles géomorphologiques et morpho-cinématiques établis pour des glissements du même type [Mallet, 2003], l'épaisseur du massif se réduit à l'approche de sa base.

Sur le profil T2, situé en amont de l'échine qui divise la partie basse du glissement en deux unités, on observe une couche de matériaux mobilisables, elle-même subdivisée en deux parties ayant la forme de « bassins » (figure 43d, structures 1 et 2). A une distance horizontale de 150m, on observe une remontée d'une couche plus solide qui pourrait être le prolongement de l'échine qui apparaît plus en aval du glissement. Sur les deux profils transverses, La partie stable est révélée sur les bords du glissement par de faibles valeurs des fonctions de possibilité (en dehors de quelques artefacts liés à la méthode utilisée).

Ce modèle démontre que la fusion des données par logique floue peu apporter des informations qui n'apparaissent pas ou peu sur les tomographies géophysiques, à condition que les hypothèses sont bien définies. Ainsi des informations importantes, comme l'épaisseur des matériaux mobilisables à la base du glissement, où la subdivision du glissement en amont de l'échine, n'ont pu être obtenues que par l'utilisation de cette méthode.

6. Conclusion

Cette étude s'est attachée à étudier la structure, le comportement hydrologique et mécanique de deux glissements de terrain s'étant développés dans les « terres-noires » des Alpes-de-Haute-Provence, à partir de données géophysiques. Les glissements de Laval, situé sur le site expérimental de Draix et de La Valette qui menace directement la commune de Barcelonnette, ont fait l'objet de cette étude.

La première partie de ce travail a consisté à acquérir et à traiter trois types de données : les vitesses des ondes sismiques P et S, ainsi que la résistivité électrique. Les tomographies issues des traitements ont permis d'établir des premiers modèles structuraux des glissements étudiés. Ces données ont aussi permis de révéler certaines propriétés mécaniques de ces glissements : la vitesse des ondes P donne des informations importantes sur l'état de fracturation des couches du massif ; la résistivité électrique révèle le niveau de saturation des matériaux qui composent le glissement ; Les modèles du champ de vitesse V_s , construit grâce à la SASW, donnent des informations sur la lithologie et l'état de consolidations du massif.

A partir des tomographies géophysiques et de relations issues de la littérature scientifique, des modèles pétrophysiques ont été construits. Des propriétés telles que la porosité (glissement de Laval) et la solidité des couches (glissement de La Valette) ont été déterminées. L'analyse de ces modèles a permis d'augmenter le niveau d'informations et de répondre de manière plus précise à la problématique posée pour chaque glissement. Cependant, une relative incertitude pèse sur ces modèles du fait de l'utilisation de relations empiriques non-spécifiques à la géologie des sites étudiés. Pour pallier à ce problème, une méthode de fusion des données par logique floue a été mise en place. Cette méthode, qui combine les tomographies géophysiques et les modèles pétrophysiques, permet de réaliser des modèles objectifs reflétant les propriétés comportementales du massif.

La fusion des données recueillies sur le site de Laval a permis de révéler le comportement hydrologique du massif en dehors et pendant un épisode d'infiltration, de mettre en évidence les systèmes de drainage et d'identifier la structure du glissement. La même méthode appliquée au site de La Valette a révélé la structure et la dimension de la masse en mouvement, et les propriétés géomécaniques du massif. Toutes ces informations sont déterminantes pour l'étude des glissements de terrain et de leurs comportements.

Cette première approche devrait être idéalement complétée par des prospections géotechniques afin de corroborer les conclusions présentées ici, et d'améliorer le processus de fusion. De plus, la recherche de relations empiriques propres au contexte géologique étudié, constitue une perspective certaine pour améliorer la construction des modèles pétrophysiques.

Bibliographie :

Antoine P., Giraud A., Meunier M. and T. Van Asch (1995). – Geological and geotechnical of the “Terres Noires” in southeastern France: Weathering, erosion, solid transport and instability. – *Engineering Geology*, 40, 223-234.

Arioglu E. and Tokgoöz (1992). – Regression analysis between elasticity modulus and uniaxial compressive strength of the sedimentary rocks. – *Bull. Rock. Mech.*, 7-8, 5-15.

Besson M., Mermet M. (1984). – Etude du glissement de terrain de La Valette par prospection sismique. – Rapport de Centre d'Etude Techniques de l'Equipement Alpes-Méditerranée-Corse, Aix-en-Provence, 29p.

Bohlen T., Kluger S., Klein G. and Theilen F. (2004) – 1.5D inversion of lateral variation of Scholte-wave dispersion. – *Geophysics*, 69, 330-334.

Borges et al. (1993). - Modélisation de l'érosion sur deux bassins versants expérimentaux des Alpes du sud. - Doctorat Mécanique, Université Joseph Fourier Grenoble I. 205 p.

Colas G., Locat J. (1993) – Glissement et coulée de La Valette dans les Alpes-de-Haute-Provence : présentation générale et modélisation de la coulée. – Bulletin de liaison du Laboratoire des Ponts et Chaussées, 187, 19-28.

Dines K.A. and Lytle R.J. (1979) - Computerized geophysical tomography. - *Proceedings of the IEEE*, 67 (7), 1065–1073.

Domenico S.N. (1984). – Rock lithology and porosity determination from shear and compressional wave velocity. – *Geophysics*, 48, 1188-1195.

Dubois D; & Prade H. (1980). – Fuzzy sets and systems: theory and applications. – Academic press, New York, 224 p.

Dvorkin J., Walls J.D., Mavko G. (2001). – Rock Physics of Marls. – SEG Technical Program Expanded Abstracts, 1784-1787

Eissa E.A. and Kazi A. (1988). - Relation between static and dynamic Young's moduli of rocks. - *Int. J. Rock Mech. Min. Sci. Geomech. Abstr.* 25 (6), pp. 479–482.

Evin M. (1992). – Prospection sismique en partie basse du glissement de La Valette. – Rapport du Service de Restauration des Terrains en Montagne, Division Blanche-Ubaye, Barcelonnette, 36p.

Grandjean G. (2006). – Imaging subsurface objects by seismic p-wave tomography: numerical and experimental validations. – *Near Surface Geophysics*, 4, 275-283.

Grandjean G. & Sage S. (2004). – JaTS : a fully portable seismic tomography software based on Fresnel wavepaths and a probabilistic reconstruction approach. – *Comp. & Geosciences*, 30, 925-935.

Grandjean G. & Bitri A. (2007). – 2M-SASW: multifold multichannels seismic inversion of local dispersion of Rayleigh wave in laterally heterogeneous subsurfaces: application to the Super-Sauze mudslide (France). – *Near Surf. Geophys.*, 30, 925-935.

Grandjean G., Bitri A., Pennetier C., Méric O. & Malet J.-P. (2006).- Caractérisation de la structure interne et de l'état hydrique de glissements argilo-marneux par tomographie géophysique : l'exemple du terrain de Super-Sauze. – *C. R. Acad. Sci.* 338, 587-595

Grandjean G., Malet J.-P., Bitri A. & Méric O. (2007). – Geophysical data fusion by fuzzylogic for imaging the mechanical behaviour of mudslides. – *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 2, 127-136.

Grandjean G., Mathieu F., Travelletti J., Malet J.-P., Garel E. (2008) – Hydrogeophysical monitoring of water flows in a shallow landslide : the Laval infiltration test experiment. – *Geophys. Res. Abstr.*, Vol. 10, EGU General Assembly 2008.

Herrmann R.B. (2002). – Computer programs in seismology. – Department of Earth and Atmospheric Sciences, Saint Louis University, USA.

Herrmann R.B., Russell D.R. and Hwang H.J (1984). – SURF: an interactive set of surface wave dispersion programs for analysing crustal structure. – *Earthquake Notes*.

Hoek E. and Brown E. (1997). - Practical estimates of rock mass strength. - *Int. J. Rock Mech. Min. Sci.*, 34, 1165–1186.

Jaeger J. C. and N. G. W. Cook (1976). - *Fundamentals of Rock Mechanics*, 2nd ed., 585 pp., Chapman and Hall, New York.

Kerchkove C. (1978). – La zone du Flysch dans les nappes de l'Embruanis-Ubaye. – *Géologie Alpine*, 26, 5-204.

Le Mignon G., Cojean R. (2002). – Rôle de l'eau dans la mobilisation de glissement-coulées (Barcelonnette, France). – In Rybar J., Stemberk J., Wagner P. (Eds) : *Landslides, Proceedings of the 1st European conference on Landslides*, Prague, Czech Republik, Swets & Zeitlinger, Lisse, 239-244.

Loke M.H. (1994). – The inversion of two dimensional resistivity data. PhD Thesis, Univ. of Birmingham, Birmingham, UK, 122p.

Loke M.H. and Baker R.D. (1996a). – Rapid elast-square inversion of apparent resistivity pseudosections by a quasi-Newton method. – *Geophysical prospecting*, 44 (1), 131-152.

Mahaut A. (1996). – Etude du fonctionnement du glissement de terrain de La Valette. – Mémoire de Maîtrise de Sciences et Techniques 'Génie des Transformations de la Matière et de l'Environnement', Université d'Aix-Marseille, 24p.

Malet J.-P. (2003). – les "glissements de type écoulement" dans les marnes noires des Alpes du sud. Morphologie, fonctionnement et modélisation hydro-mécanique. – Thèse de Doctorat, Univ. Louis Pasteur, Strasbourg I, France, 394 p.

Maquaire O., Flageollet J.-C., Malet J.-P., Schmutz M., Weber D., Klotz S., Albouy Y, Decloîtres M., Dietrich M., Guérin R., Schott J.-J. (2001) – Une approche multidisciplinaire pour la connaissance d'un glissement-coulée dans les marnes noires du Callovo-Oxfordien (Super-Sauze, Alpes-de-Haute-Provence, France). – Rev. Fr. Géotech., 95-96, 15-31.

Marinos P. and Hoek E. (2001). - Estimating the geotechnical properties of heterogeneous rock masses such as flysch. - Bull. Eng. Geol. Environ., 60 (2), 85–92.*

Moos D., Peska P., Finkbeiner T., Zoback M.D. (2003). – Comprehensive wellbore stability utilizing quantitative risk assessment. – J. Pet. Sci. Eng., 38, 97-110.

Park C.B., Miller R.D. & Xia J. (1998). - Imaging dispersion curves of surface waves on multi-channel record. – SEG Ext. Abstr., New Orleans, USA, SEG Ed., 1377-1380.

Schmutz M. (2003). – Apport des méthodes géophysiques à la connaissance des glissements-coulées développés dans les marnes noires. Application à Super-Sauze. – Thèse, Université Louis Pasteur, Strasbourg-1, 214 p.).

Schmutz M., Albouy Y., Guérin R., Maquaire O., Vassal J., Schott J.-J. & Descloîtres M. (2000). – Joint electrical and time domain electromagnetism (TDEM) data inversion applied to the Super-Sauze mudslide (France). – Surveys in Geophys., 21, 371-390.

Schön J.H. (1993). – Physical properties of rocks. Fundamentals and principles of petrophysics. – Handbook of geophysical explorations: Seismic exploration, 18. – Pergamon, Oxford, United Kingdom, 583 p.

Squarzoni C., Delacourt C., Allemand P. (2003). – Nine years of spatial and temporal evolution of the La Valette landslide observed by SAR interferometry. – Engineering Geology, 68 (1-2), 53-66.

Stümpel H., Kähler S., Meissner R., Milkereit B. (1984). – The use of seismic shear waves and compressional waves for lithological problems of shallow sediments. - Geophysical Prospecting, 32 (4), 662-675

Van Asch T.W.J. et Van Beek L.P.H. (1996). – The mobility characteristics of the La Valette landslide. – In Senneset K. (Ed): Proceedings of the 7th International Symposium on Landslides, Trondheim, Norway, Balkema, Rotterdam, 1417-1421.

Watters R.J., Zimbelan D.R., Bowman S.D. and Crowley J.K. (2000) – Rock mass strength assessment and significance to edifice stability, Mount Rainier and Mount Hood, Cascade Range volcanoes. – *Pure appl. Geophys.*, 157, 957-976.

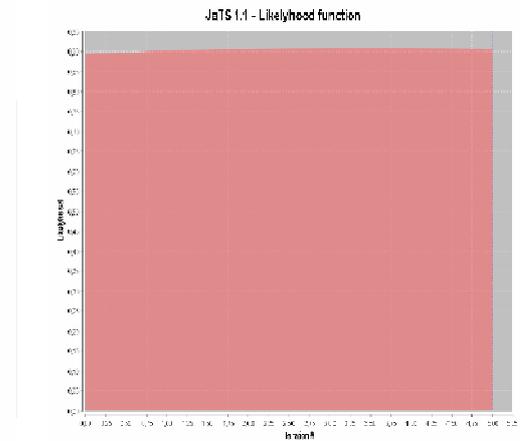
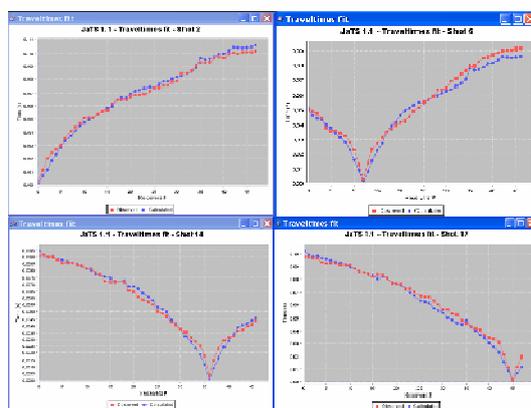
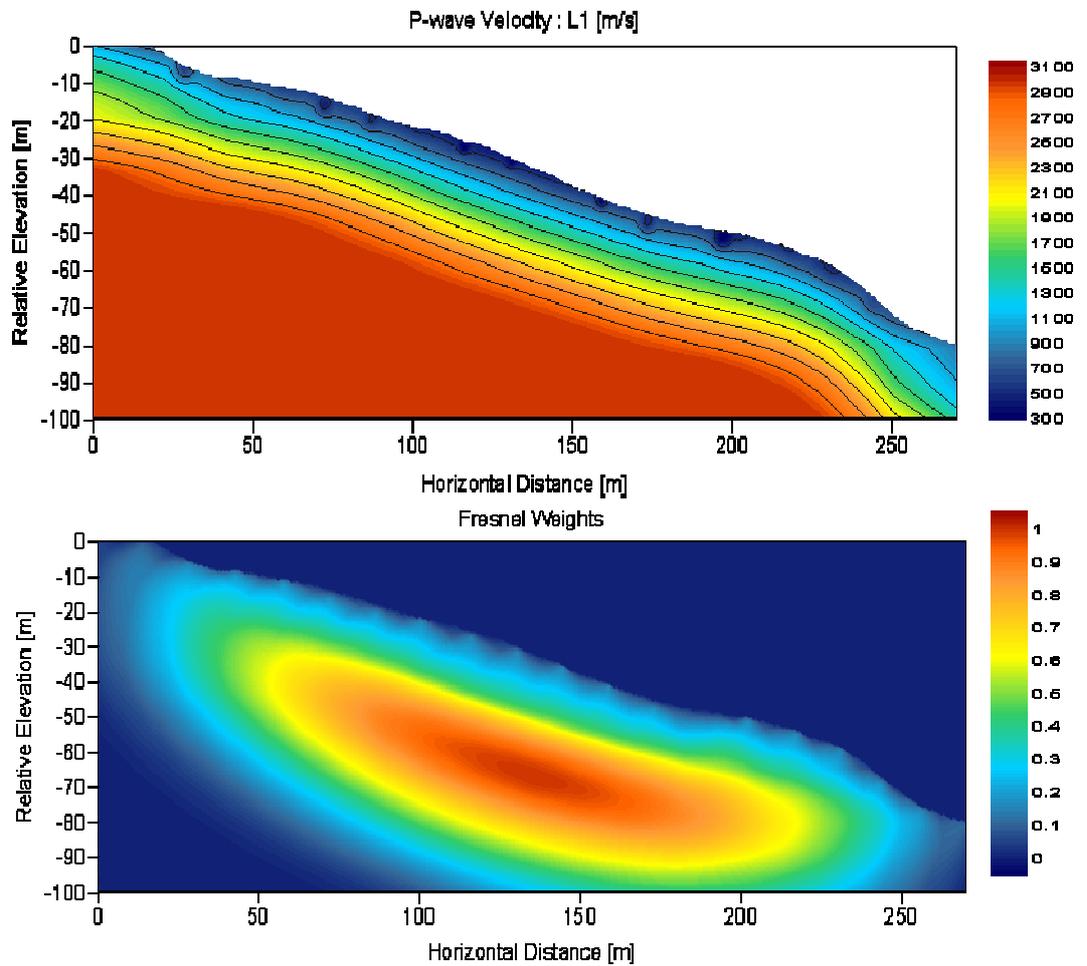
Wyllie M.R.J., Gregory A.R., Gardner L.W. (1956). - Elastic wave velocities in heterogenous and porous media. – *Geophysics*, 21, 41-70.

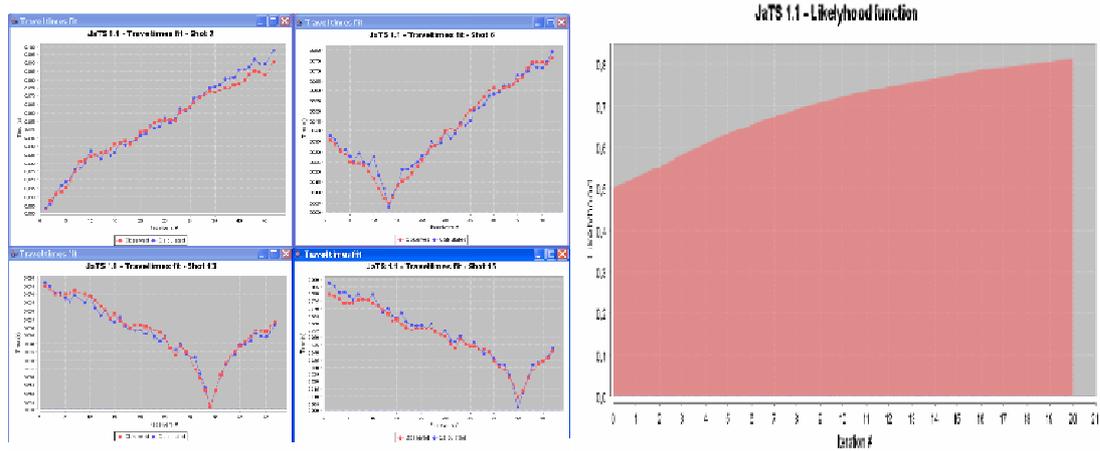
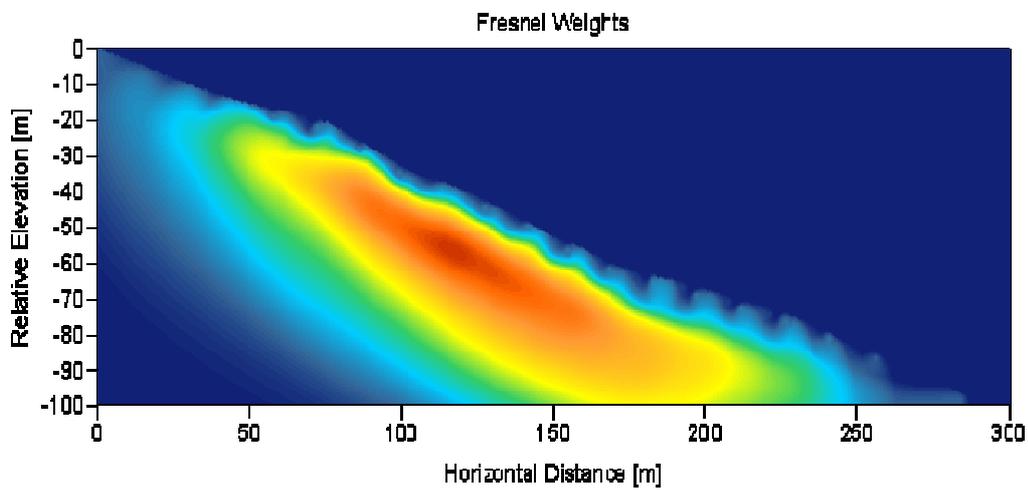
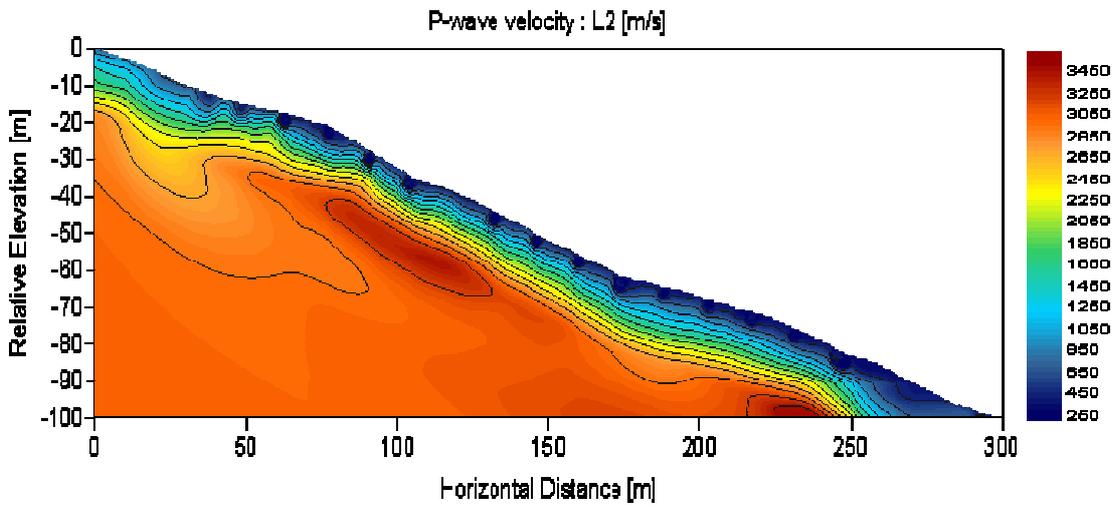
Zadeh L.A. (1965). – Fuzzy sets. – *Inform. And Control*, 8, 338-353.

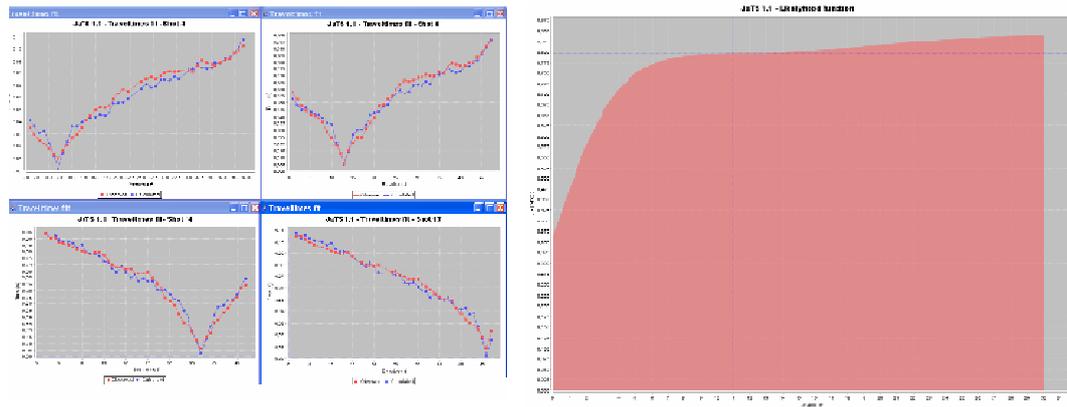
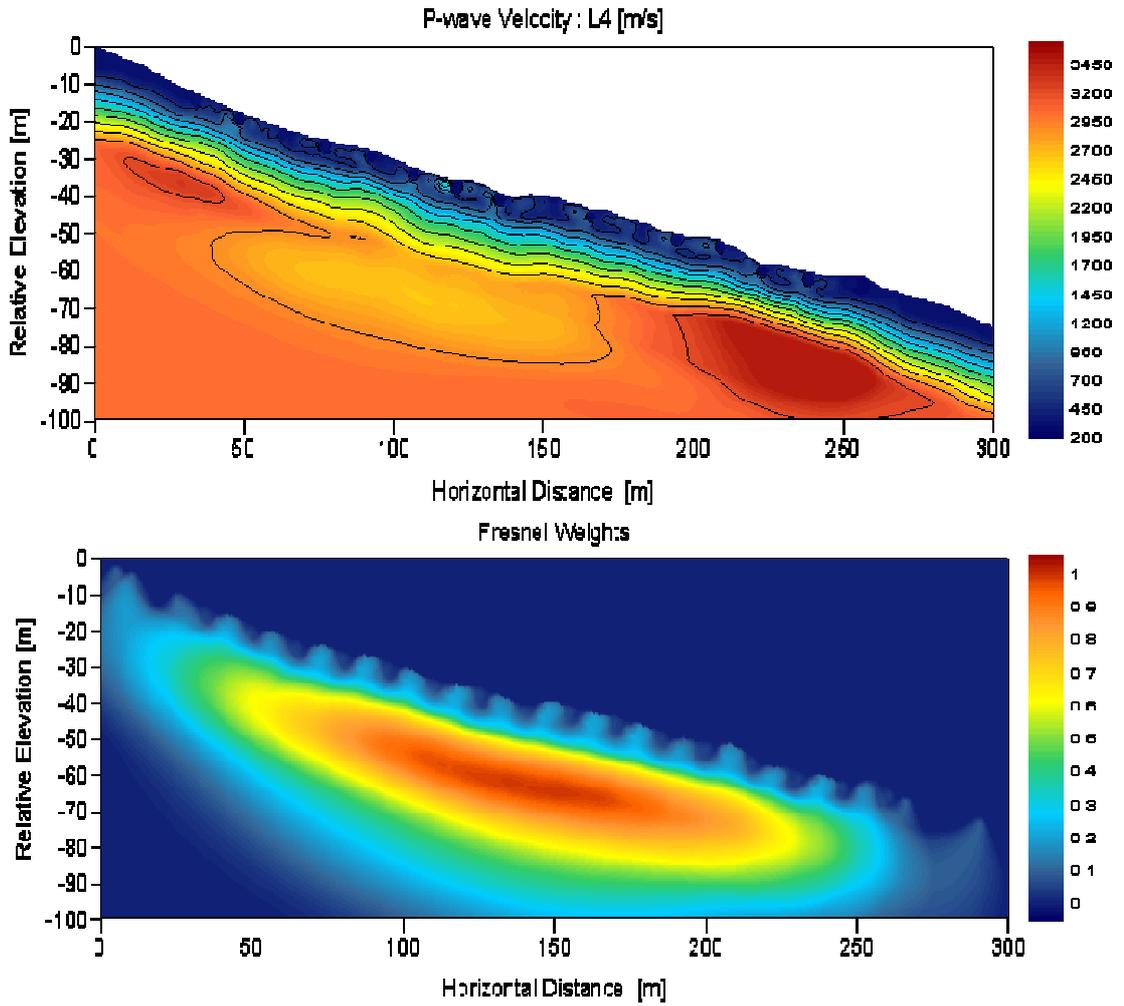
Zimmermann H.J. (1991). – Fuzzy sets and its applications. – Kluwer, Boston, USA, 544 p.

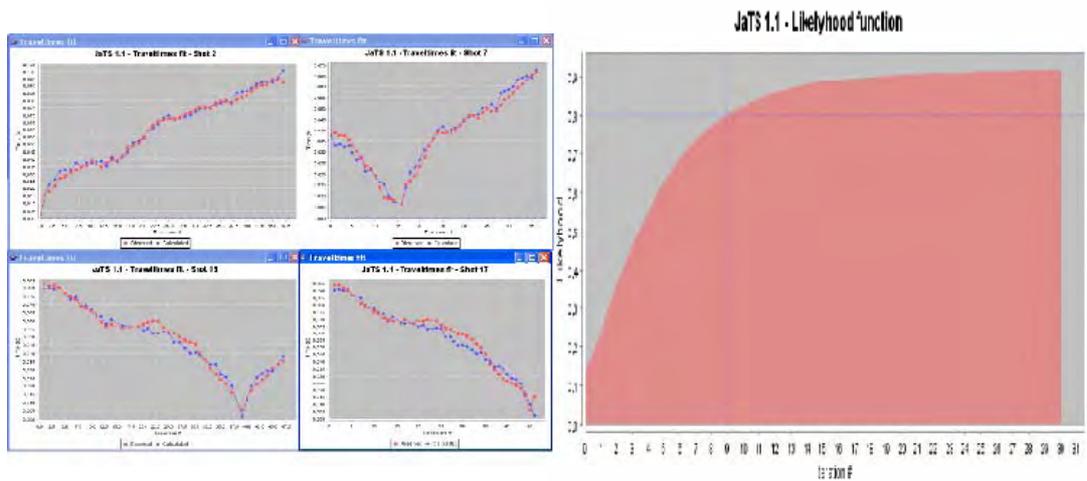
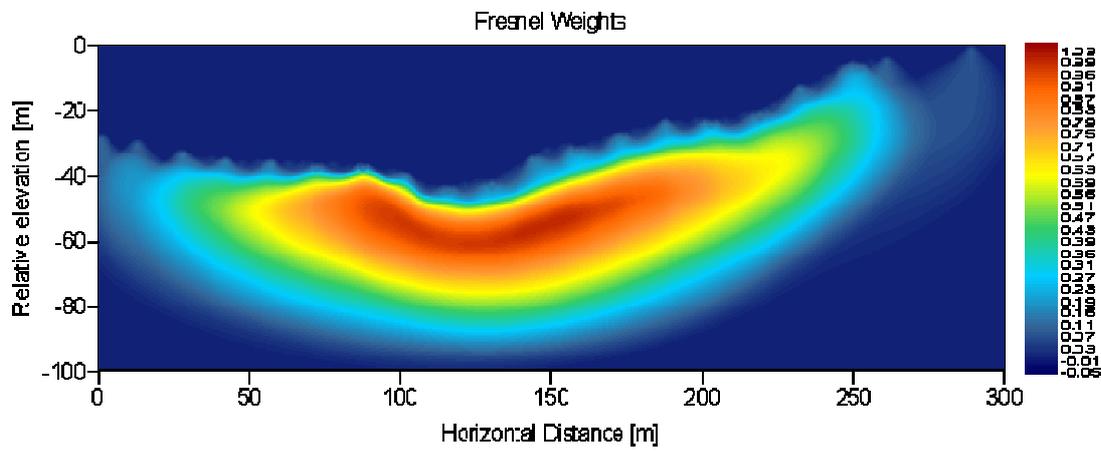
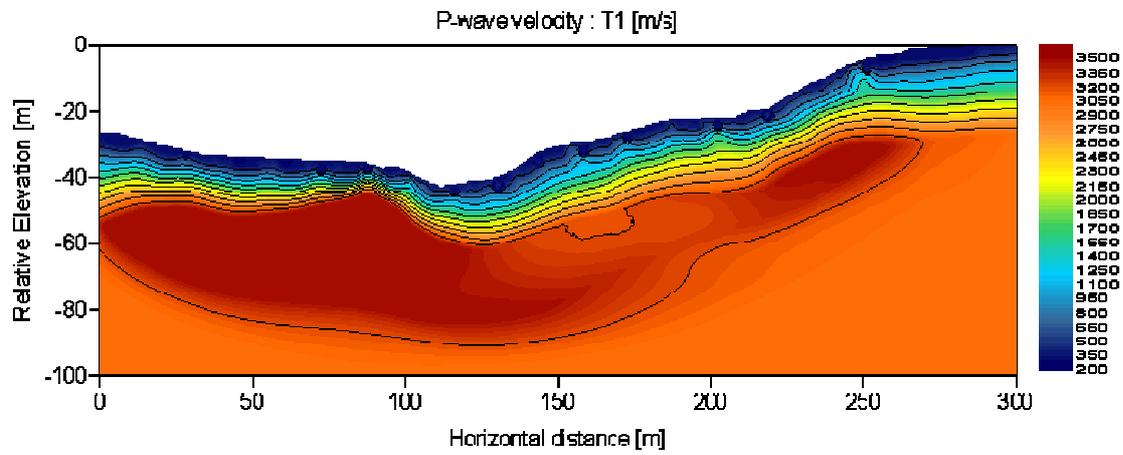
Zoback M.D., Barton C.A., Brudy M., Castillo D.A., Finkbeiner T., Grollimund B.R., Moos D.B., Peska P., Ward C.D. Wiprut D.J. (2003). – Determination of stress orientation and magnitude in deep wells. *Int. J. Rock Mech. Min. Sci.*, 40, 1049-1076.

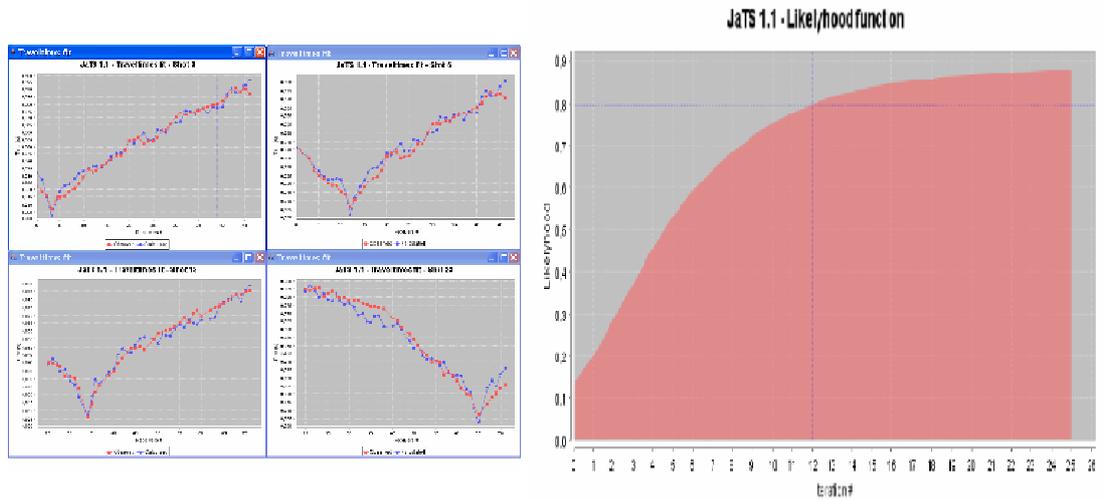
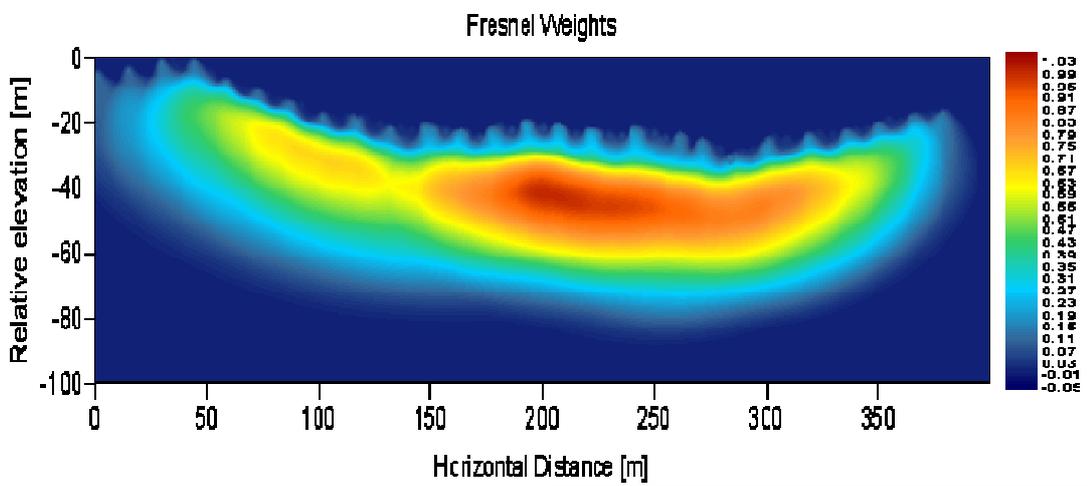
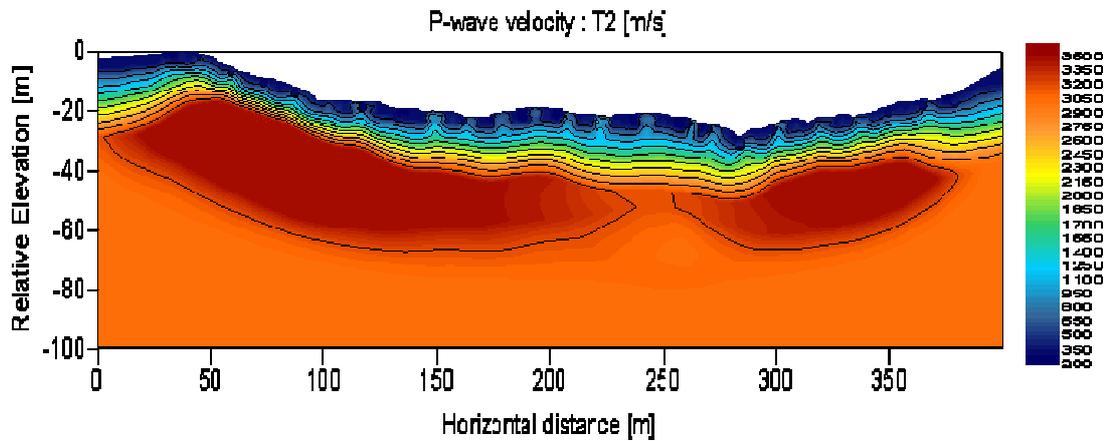
Annexe 1 : Tomographies du champ de vitesse Vp avec fonctions de « vraisemblance »



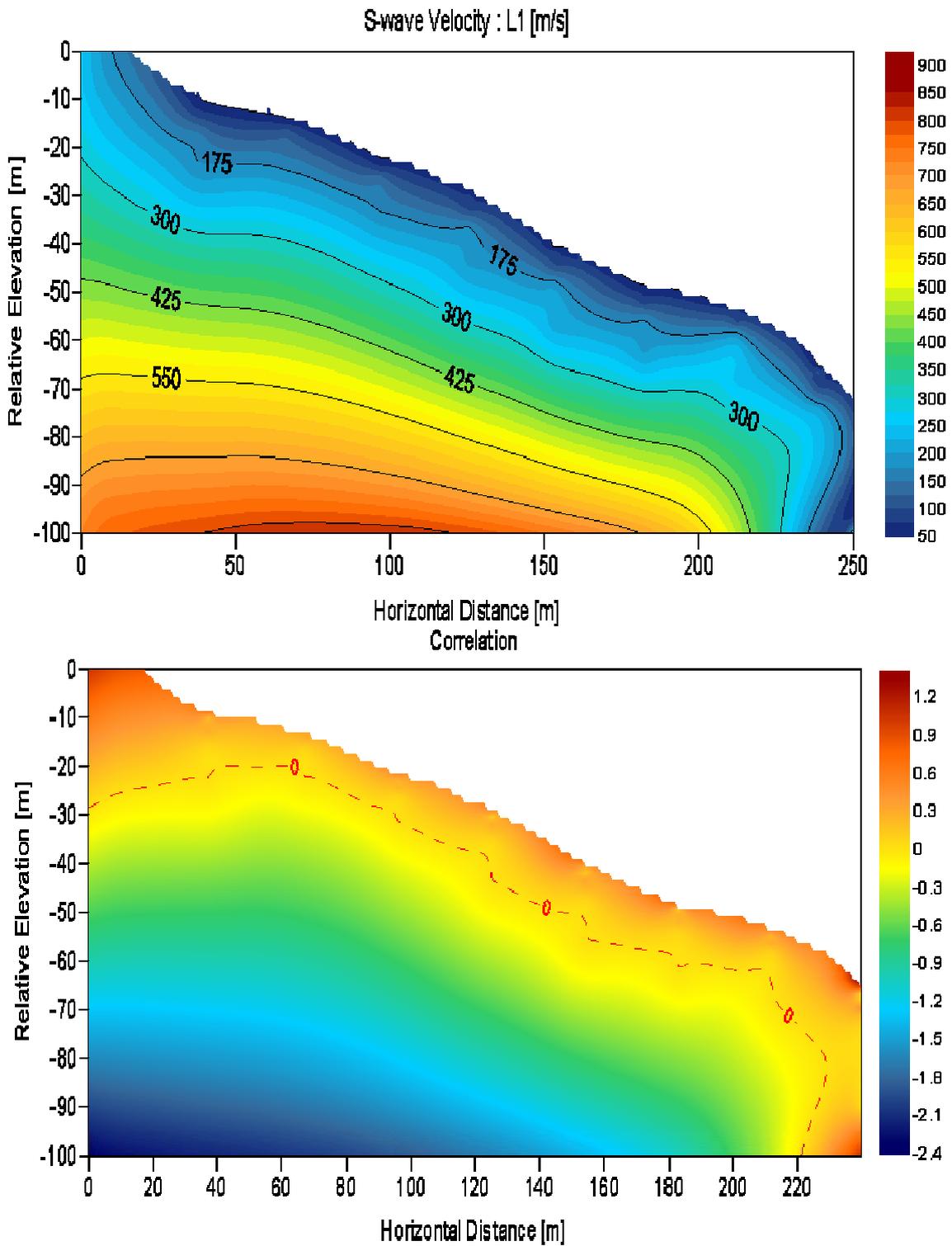


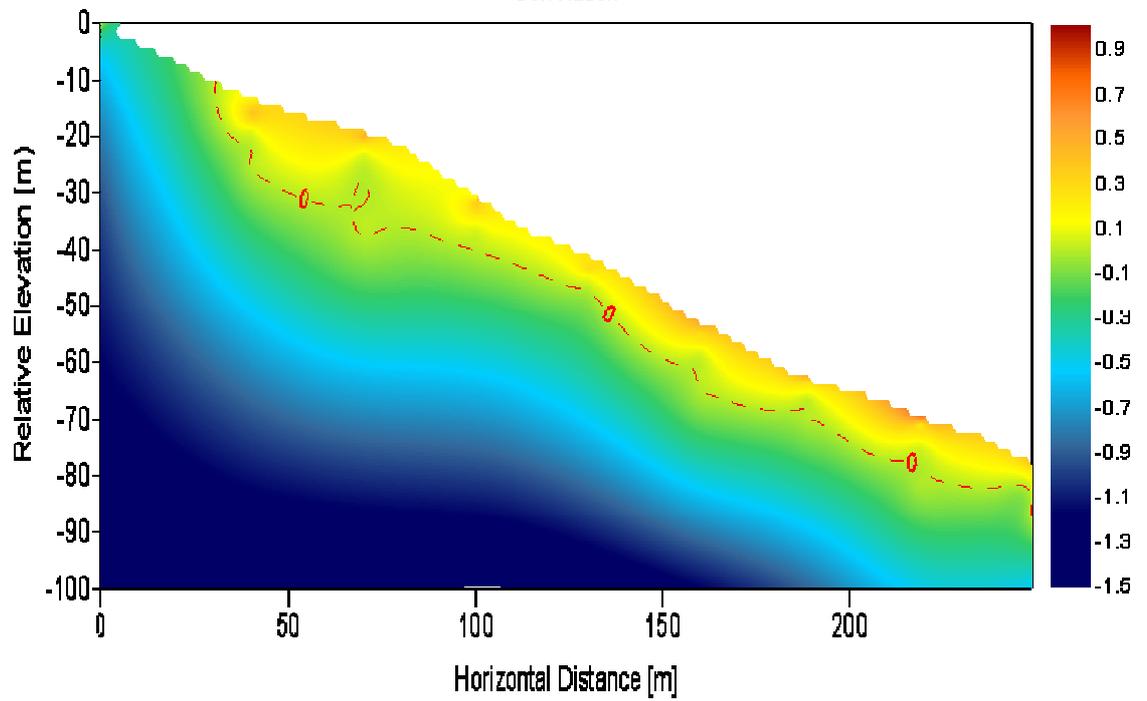
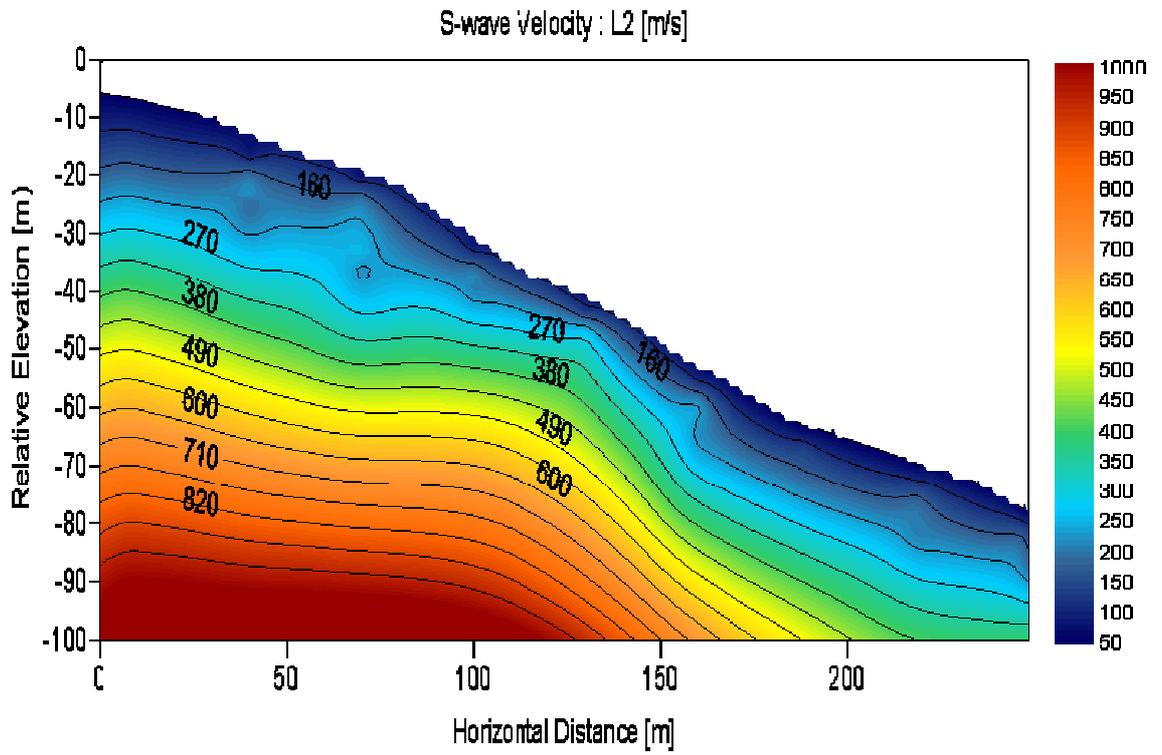


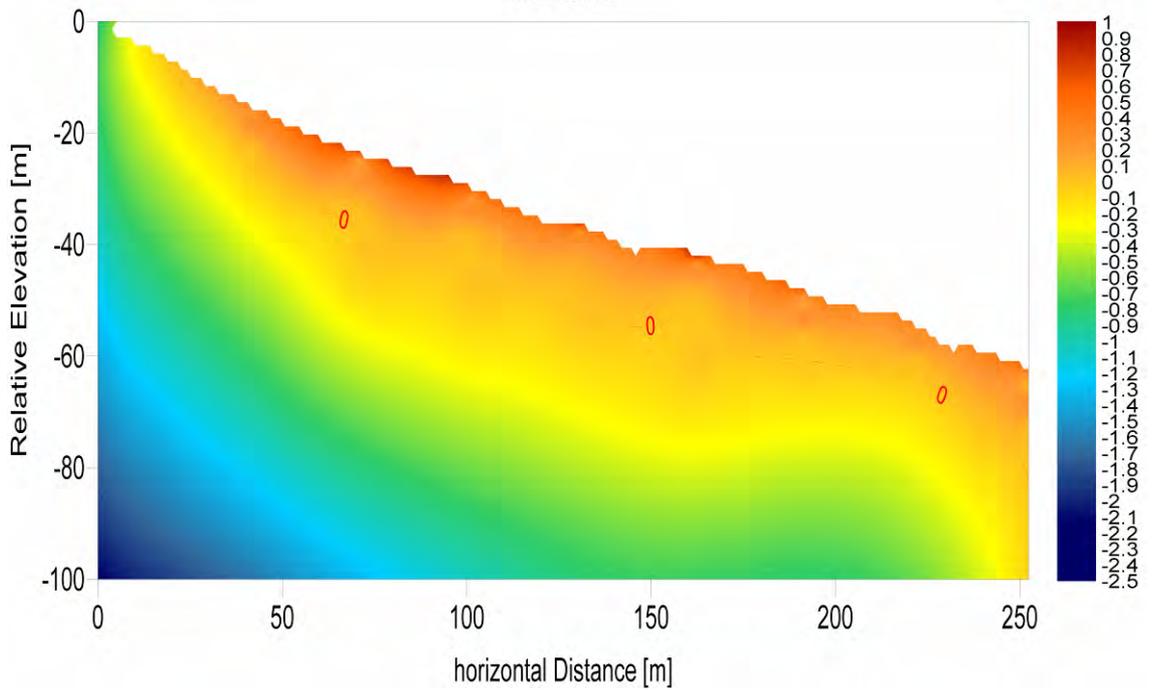
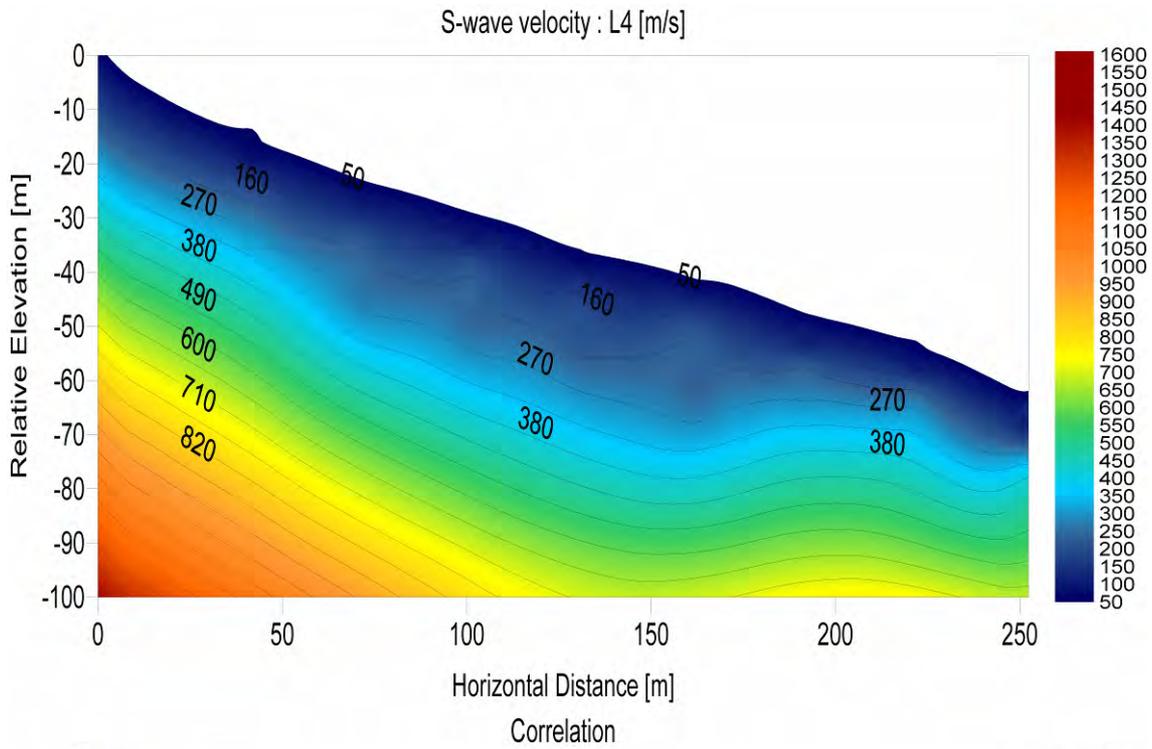


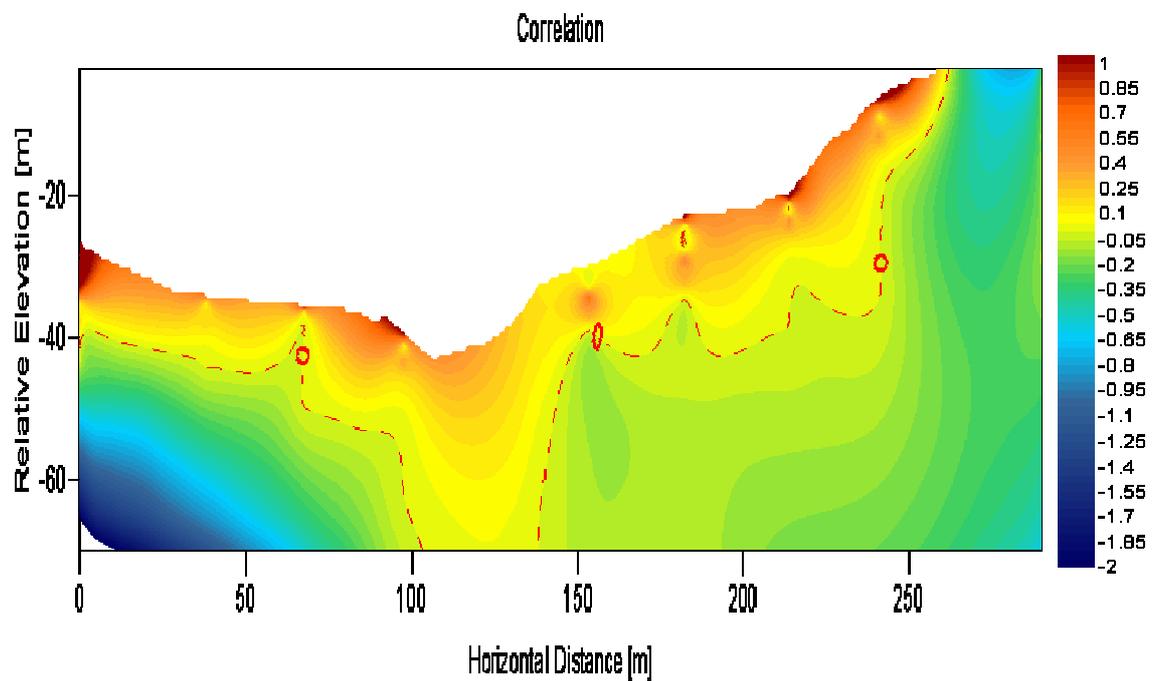
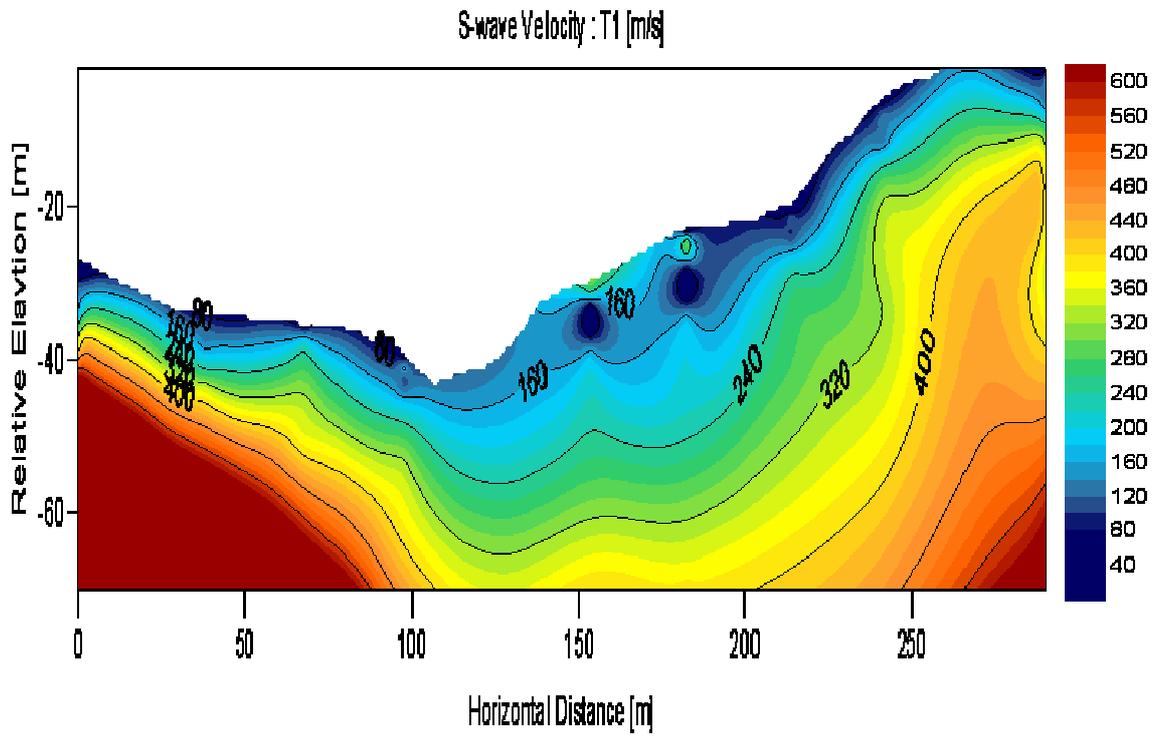


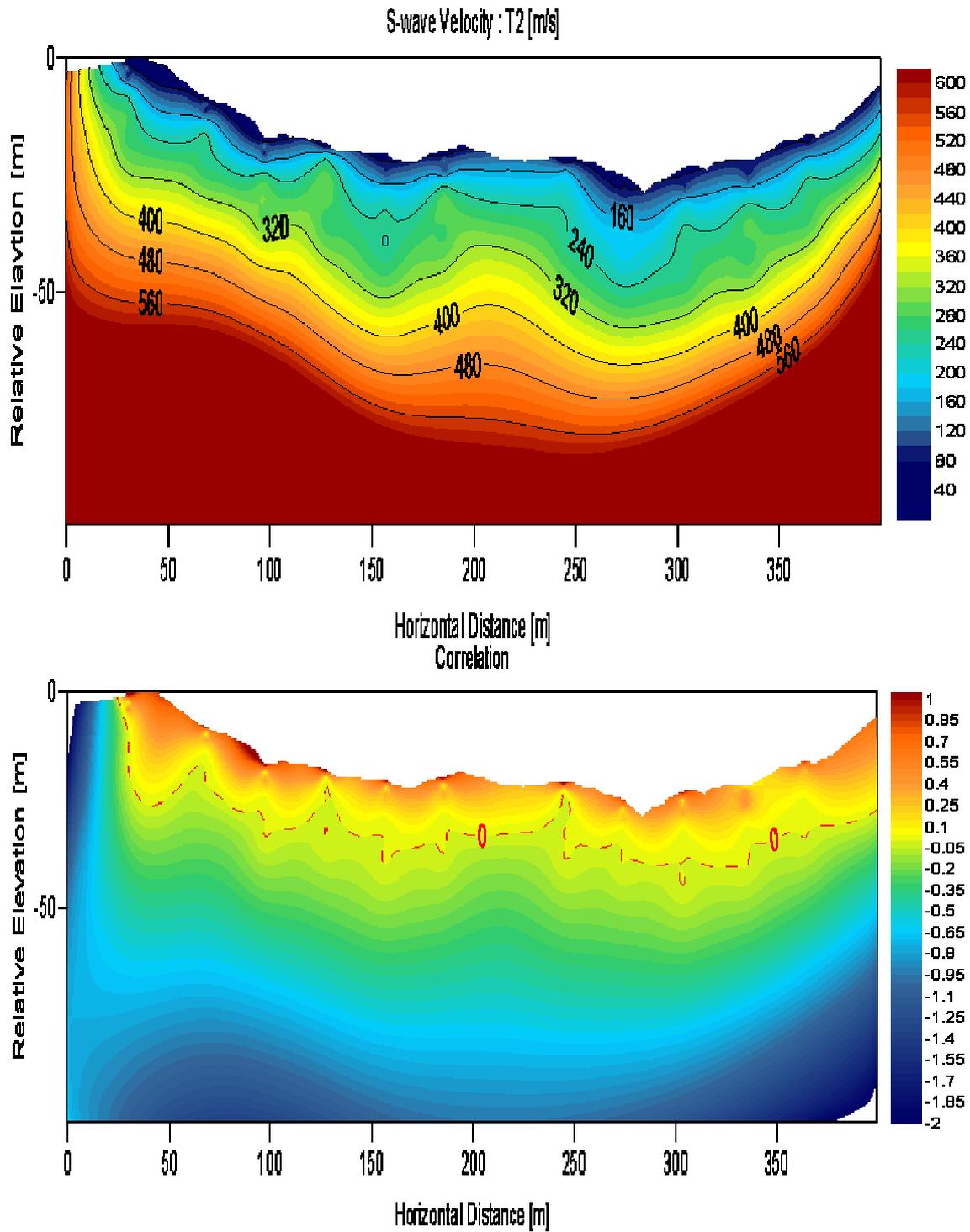
Annexe 2 : Tomographies du champ de vitesse Vs avec fonctions de corrélation



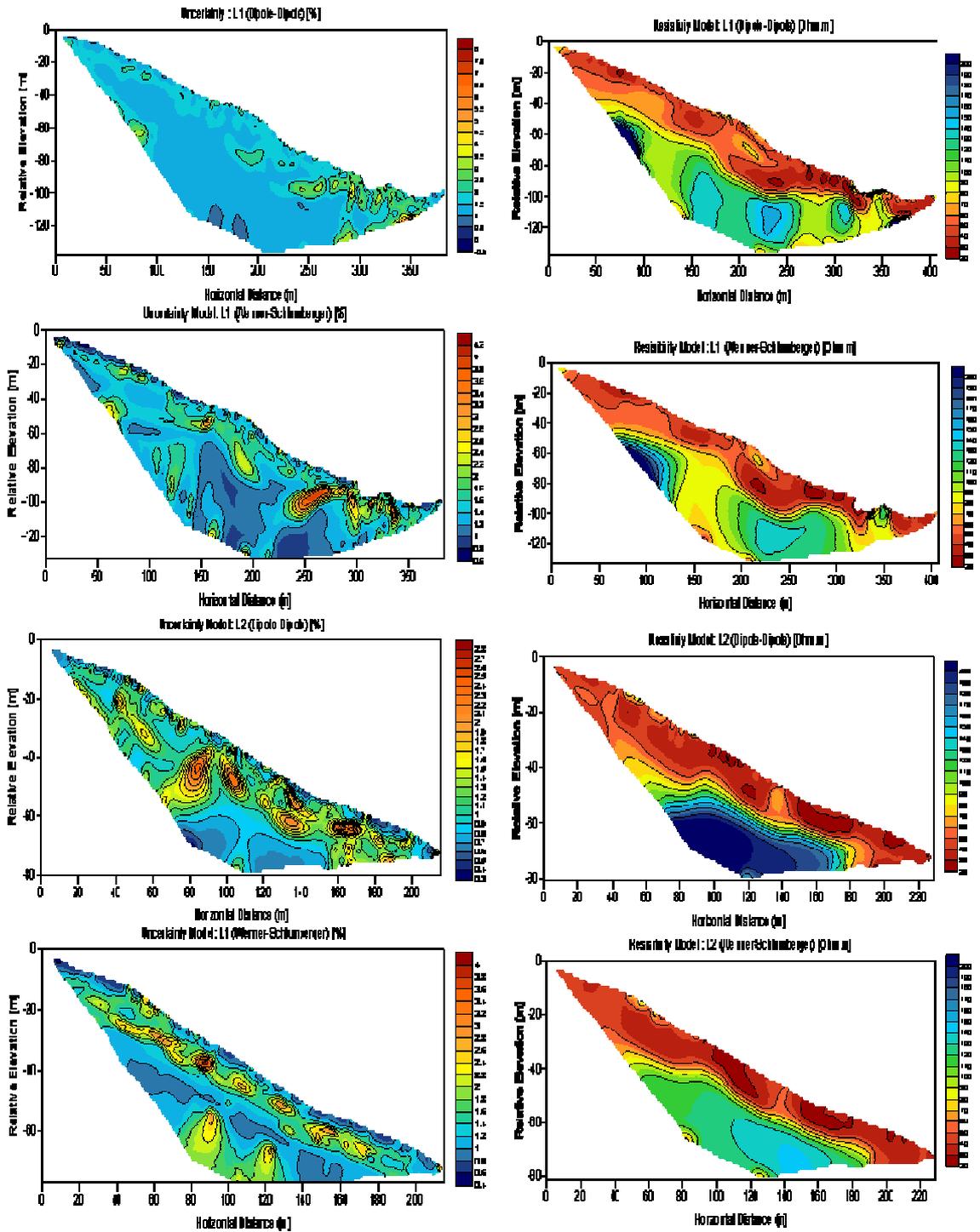


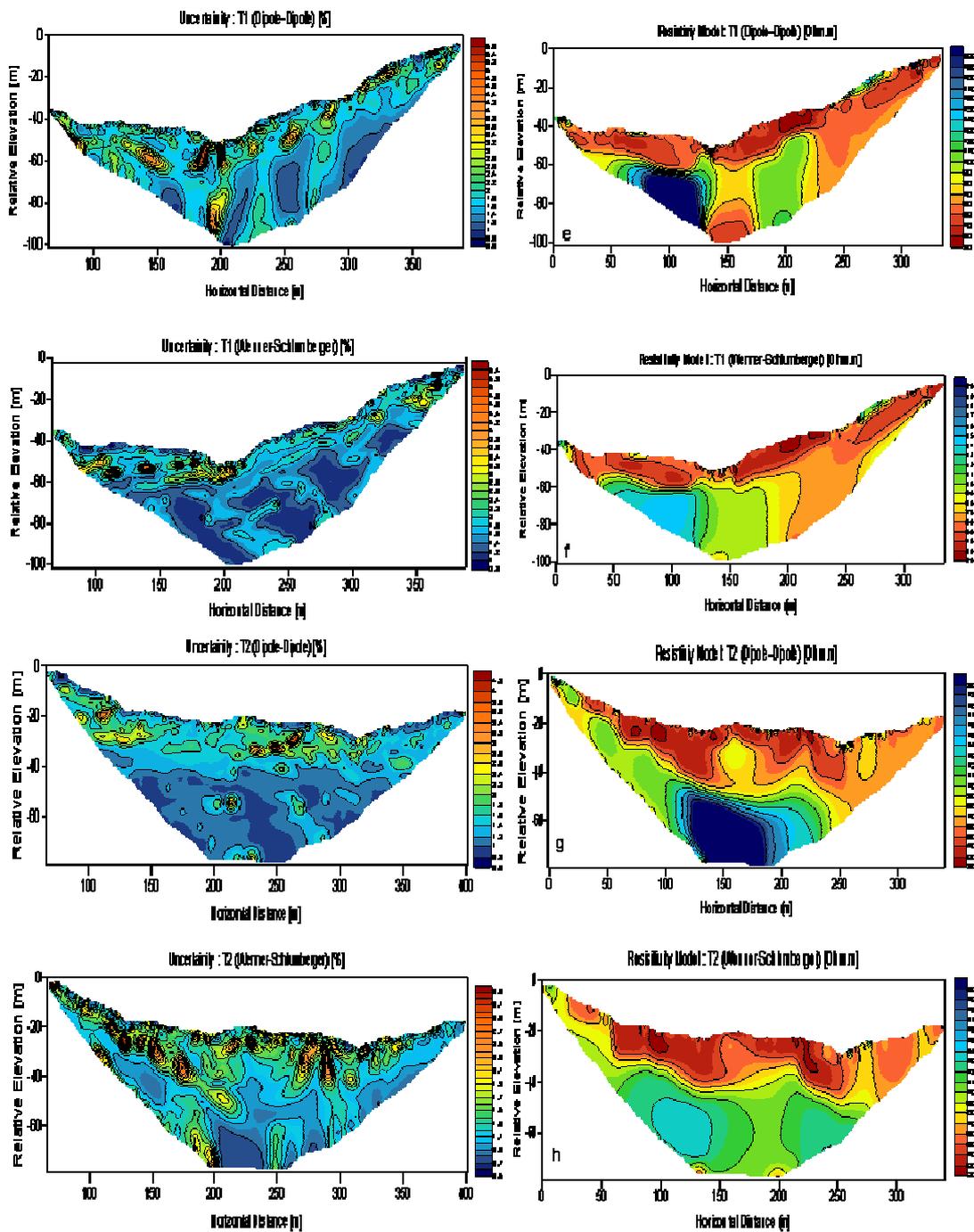






Annexe 3 : Tomographies de la résistivité électrique Rho avec fonctions de vraisemblance





Annexe 4 : Liste des programmes créés ou modifiés pour le traitement des données

MATLAB :

- mainLAVAL.m : modification du programme main.m créé par Grandjean (2007) pour l'utilisation sur les données de Laval.
- mainLVALETTE.m : modification du programme main.m créé par Grandjean (2007) pour l'utilisation sur les données de La Valette.
- CrossplotV2.m : Programme de calcul et de représentation de la corrélation Vp/ profondeur et Vp/ Rho
- SurfWrite.m : crée un fichier **.xyz**, utilisable par SURFER, contenant les données des modèles calculés par mainX.m.

Scripts BASH :

- Cut_v2b.sh : permet d'extraire les 13 premières traces des fichiers au format **.su**. Utilisé sur les données sismiques de Laval.
- TransfoVptoVs.sh : modifie les headers des fichiers **.su**, concatène tous les fichiers de tir modifiés et crée les fichiers contenant une fenêtre de trace.
- TcalculDiagDisp.sh : calcul les diagrammes de dispersion à partir des fichiers contenant une fenêtre de trace.

Annexe 5 : Annexe Financière

Coût personnel	Détails	Coût
Logement	380€/mois	2280€
Transports en commun	27€/mois	162€

Coût professionnel	Détail	Coût
Location PC	-	384€
Missions	2*630€	1260€
Temps ingénieur	-	25500€

TOTAL	-	29586€
-------	---	--------

Annexe 6 : Valorisation I : participation à la publication scientifique suivante :

Hydrological properties determination and waterflows monitoring in mudslides from geophysical data fusion based on a fuzzy logic approach

¹G. Grandjean, ¹C. Hibert, ¹F. Mathieu, ²J. Travellotti, ²Malet J.P. and ³Garel E.

¹BRGM, ARN, Orleans, France

²EOST, Strasbourg, France

³Université d'Avignon, Avignon, France

Abstract – Geophysical methods such as seismic surveying or electrical resistivity imaging appear to be well adapted to investigate landslide structures and their related mechanisms. They allow direct and non-intrusive measurements, i.e., acoustic P-wave, shear S-wave velocities, electrical resistivity, related to physical parameters that are considered as essential to define the properties of reworked moving material.

Both geophysical methods were applied at the Laval landslide, part of the Draix test site (South-East of France)). Seismic and Geoelectric data were recorded every 3 hours during an artificial rainfall experiment, along a 48 meters long profile. The P-wave velocity field and the electrical resistivity field were inverted from recorded data by using suitable algorithms. P-wave velocity and electrical resistivity tomographies are here presented and discussed in term of reliability. Preliminary interpreted results show a correlation between seismic velocity and electrical resistivity data, confirming that the simultaneous use of both methods gives complementary information in the structure and the hydrological properties of the landslide. Seismic data provide information on the variations of fissure density and porosity whereas the electrical resistivity data provide information on the variations of water content within the landslide. In order to present a deeper and more quantitative interpretation leading to the hydrological properties changes in the materials, a geophysical data fusion strategy based on fuzzy subsets theory is applied. The computed fuzzy cross-sections based on hydrological hypotheses show the possibility for the material in the specific raining area to be saturated in water. Then data fusion process is repeated on the tomographies for each time of acquisition. The relative difference between obtained fuzzy cross-sections is calculated and reveals the behaviour of the water flow within the landslide during the rainfall experiment.

INTRODUCTION: STATE OF THE ART AND SCIENTIFIC ISSUES

French Alps are affected by numerous active landslides, mainly located in clay-shale deposits. These unstable areas are characterized by either movements occurring along discrete shearing surface [6][22] or by continuous deformations depending on local constraints, slope gradient and subsurface material properties [3][27]. They are generally composed of heterogeneous clay-rich clastic materials, nearly saturated in water during the wet seasons. The objective of this work is to propose an original method for characterizing the geometry, the moisture distribution and water flows in clay-rich landslides by analysing and combining several geophysical parameters with the help of the Fuzzy Set theory.

Non-intrusive and indirect geophysical methods such as seismic refraction and electrical resistivity imaging are well adapted for studying the mechanical behaviour of landslides [23]. The combined interpretations of seismic travel times and electrical apparent resistivities can reveal the mechanical and hydrological properties of a terrain sub-surface. Three physical models are here considered: the acoustic P-wave velocity (V_p) providing information on the state of the soil matrix; the electrical resistivity (ρ) giving indications on the porous media and S-waves velocity (V_s) providing information on hydrological parameters when Spectral analysis of Surface Waves is used. According to previous studies [35] [8] [18] [13] a multi-

methods approach is proposed to increase the level of information on the mudslide structure according to the following statements: V_p and V_s are particularly sensitive to the nature of the material and to the density of fissures [5][12][23]; ρ is strongly dependent on the water content (saturation state) of the material [26][34];

Grandjean and al. [16] have studied the correlation between V_p and ρ on the active "Super-Sauze" mudslide with the intention of determining whether a specific geomechanical behaviour can be characterized. This work showed that a cross-plot between inverted V_p and ρ values may distinguish several soil materials of different geomechanical behaviours. Referring to geomorphological observations, Grandjean and al. [14][18] demonstrated also that one type of geomechanical behaviour was related to the amount of soil porosity induced by cracking and fracturing, and one another type was related to the water saturation state of the porous medium. Indeed, the increase in the V_p values appeared to be related to a decrease in porosity with depth. These results led Grandjean and al. [17] to propose a new quantitative method able to reveal different geomechanical behaviours by using the Fuzzy theory to merge multi-parameters geophysical data. This methodology produced so encouraging results to define clay-rich landslide structure and mechanical behaviour that we decided to test its efficiency on another site.

This study thus reports an attempt to use a similar methodology to determinate the structure and the hydrological behaviour of the Laval landslide during an induced water

infiltration experiment. The main objectives which were assumed to be complete with this work are: 1) to confirm the good reliability of the data fusion by fuzzy logic method to determine the structure of clay-rich landslides. 2) to valid this methodology in order to determine the hydrological behaviour of the landslide. 3) to monitor the water infiltration within this landslide. This work has been realised from data recorded on the Laval landslide, localized in one of the four Draix catchments (France).

GEOMORPHOLOGY AND STRUCTURE OF THE LAVAL LANDSLIDE

The Laval landslide is located in the Bouinenc valley, near Draix (Alpes-de-Haute-Provence, France). This site is instrumented and monitored by the Cemagref for studying hydrological and erosion processes in mountain domains since 1984.

Laval landslide's surface is around 0.86 km². The base of the landslide is at an elevation of 850m and the highest point is at 1250m. The average slope is 58% and the rate of vegetation coverage is 32%. The basin has characteristic badlands morphology with multiple V-shape gullies incised by erosion and flank slopes varying from 30° to 70°. In general the weathered soil layer is thin (a few centimetres to a metre). Summer times are dry with occasional storms. Maximum precipitation and runoff occur in spring and autumn. Short but intense rains produce the major runoff events, mostly as a result of rainfall exceeding

infiltration. There is no significant groundwater, although the soil moisture store supplies a baseflow in the main channels for some days after a storm. The mean annual runoff/rainfall ratio is about 21% for the Laval basin [4]. The landslide has developed in black marls, known as "Terres Noires", with shades varying from black to grey. Stratigraphic studies [2] have shown that the "Terres Noires" can be subdivided into two units, both essentially marly, separated by a harder median marker layer : the lower unit (upper Bajocian to lower Bathonian) consist of black marls, cut into fine platelets; The marker layer (upper Bathonian and lower Calovian) is harder, acts as a good reference layer, and consists of clayey, occasionally dolomitic limestone, with a brownish patina; the upper unit (lower Callovian to the middle Oxfordian) also consists of marls cut into platelets, with carbonated nodules [1][7].

Erosion in the Laval basin follows the cycle of soil weakening by freeze/thaw and wetting/drying action, particle detachment during rainfall events and removal of material by channel flow. Annual sediment yield has been determined as 127 t.ha⁻¹.yr⁻¹ for the Laval basin [4].

GEOPHYSICAL INVESTIGATIONS

The geophysical prospection was done using small-scale seismic and electrical devices along a 48 meters long profile. A rainfall experiment was conducted on a representative plot of about 120 m² (7 x 14 m) for 4 days with a rainfall intensity of around 15 mm.h⁻¹ (Fig.1b). The soil

profile was in unsaturated conditions at the start of the experiment. Geophysical measurements were performed a 3 hours time resolution during the rain experiment according to Grandjean and al. [19].

The reliability of the geophysical tomographies representing geophysical parameters (V_p , V_s and ρ) was quantified by the mean of likelihood functions. The main advantage of applying such criteria for estimating the reliability of inverted-models lies in the normalization of the functions. An error-model based was applied for tomogram on Gaussian functions ranging asymptotically from 0 to 1. Some adaptations were necessary to homogenise the functions because different strategies for inverting the data were used. The acquisition device used, the processing method carried out and the way the likelihood functions were estimated are described in the following sections.

Seismic P-wave tomography

The acquisition system involved 48 channels seismic equipment featured by 40 Hz geophones and a handy-hammer source. Seismic shots were done every meter and began at geophone 48 (highest point of the profile) but bad acquisition conditions stop the firing session after the 36th shot. This caused some difficulties during the processing step so that we extrapolated the values on the 13 first meters of the seismic tomograms. Data processing and inversion of the first arrival travel time were undertaken using the JaTS seismic tomography software [15]. This code use Fresnel volumes to compute wavepaths and a

Simultaneous Iterative Reconstruction Technique (SIRT), reformulated with a probabilistic approach, to estimate the P-wave velocity field. A L_2 norm likelihood function is computed for each iteration in order to estimate the convergence of the process. Inverted acoustic velocities along the profile vary from 300 m.s^{-1} to 1800 m.s^{-1} . We can therefore distinguish three layers on the final model: a low velocity layer with velocity ranging from 300 m.s^{-1} to 600 m.s^{-1} , a second thinner layer with velocities going from 600 m.s^{-1} to 1200 m.s^{-1} and the third one with high velocities, ranging from 1200 m.s^{-1} to 1800 m.s^{-1} (Fig2a.). On the higher part of the profile the tomogram shows a rising of the third layer. According to previous work and model established from geotechnical boreholes on similar landslides, the two first layers are assimilated to the regolith since the third layer correspond to the marly bedrock [28].

On the other hand, no traveltime difference induced by the increasing saturation of the soil was observed, indicating that seismic wave propagation cannot be used alone to monitor water flows at the site scale [19].

In order to focus the tomogram interpretations on well-resolved zones of the mudslide, a quantity equivalent to a correlation function has been estimated although a reliable correlation function is difficult to obtain with SIRT algorithms. For this purpose, the Fresnel wavepaths density plot was first computed as the sum of elementary Fresnel wavepaths featuring each source-receivers pair. In addition to this spatial information, the reliability of the inverted model has been estimated by normalizing the

Fresnel wavepaths density plot with the final likelihood value reached at the final iteration of the inversion process [18] and given by (Eq.1):

$$L_{Vp} = \exp \left(\frac{-\sum_N \left(\frac{t^c - t^0}{\sigma} \right)^2}{2} \right) \quad (\text{Eq.1})$$

Where N is the number of Fresnel wavepaths, t^c and t^0 refer respectively to computed and observed travel times and σ is the *a priori* uncertainty on the observations. This likelihood function is supposed to represent the quantitative reliability featuring place of the Vp tomogram (Fig.2b).

Electrical resistivity tomography

The electrical apparent resistivity profile was acquired along the seismic profile, using a Wenner-Schlumberger array. The profile was 48m long, and electrodes were distant from about 1 meter of each other.

Data processing and inversion were carried out according to Loke [27] implementing a damped least-squared Gauss-Newton algorithm. The inverted tomograms show a very low and few contrasted model of resistivity, ranging from 10Ω.m for the deepest part in the profile centre and the layer under the surficial one, to 150 Ω.m at the surface. Lateral variations are observed, with a resistivity going from 20 Ω.m to 150 Ω.m on some layers (especially the

surficial one) (Fig.2c). The direct comparison of the tomograms observed at different time steps shows very low changes and consequently it's hard to directly interpret the influence of the watering on the soil using only these tomograms.

The reliability of the resistivity tomogram has been computed with the Loke's software. The error ϵ on inverted resistivity was used to deduce the corresponding likelihood function L_p according to the Gauss error theory which expressed the density probability law ϕ as a function of the standard deviation error distribution σ (Eq.2):

$$L_p = \sigma \sqrt{2\pi} \phi \text{ with } \frac{1}{\sigma \sqrt{2\pi}} \exp \left(\frac{-\epsilon^2}{2\sigma^2} \right) \quad (\text{Eq.2})$$

The image of (Fig.2d) allows distinguishing in the inverted resistivity model the parts featured with a high reliability from those poorly constrained. The high reliability is here on the surficial part of the studied area, at about 8 meters below the mudslide surface, the reliability falls at 10%. This can be easily explained by the geometry of the array measurements.

Spectral analysis of surface waves (SASW)

SASW is of increasing interest in the geophysical community [39] because it offers a non-invasive means of evaluating soil shear modulus with depth [32]. This method can be easily

implemented along linear sections to obtain a two-dimensional shear-waves velocity profile of shallow layers [30]. Before the inversion step, each seismic record needs to be transformed into a dispersion image [33] from which the frequency-phase velocity curve (e.g. dispersion curve) is estimated. In laterally contrasted media, dispersion images have to be computed in a more local manner with respect to the 1D assumption required by the Levenberg-Marquardt inversion method proposed by Herrmann [21]. To tackle this problem, the 2M-SASW technique (Multifold Multichannel SASW [16]) has been used on the same seismic data used previously for P-wave tomography. To obtain a 2D section, the 1D shear-wave velocity profiles inverted for each local dispersion curves were interpolated along the seismic line using a krigging algorithm (Fig.2c). Reliability of inverted Vs profiles are directly given by the diagonal values of the correlation matrix [21] defined in the inverse problem by (Eq. 3):

$$L_{Vs} = \text{diag}(R), \quad (\text{Eq. 3})$$

With

$$R = W^{-1} V (\Lambda^2 + \sigma^2 I)^{-1} \Lambda^2 V^T W$$

Where W is the weight matrix, V and Λ are defined by the singular value decomposition of the inverse generalised function $G=U \Lambda V^T$ and σ refers to the damping factor used for

the regularization. These values were at the basis of the likelihood distribution presented in figure 2f after interpolation as for the Vs profiles and represented on a 2D section.

P-wave velocity and resistivity correlation

In order to compare more than qualitatively resistivity versus P-wave velocity, these two geophysical parameters are represented on (Fig.3). The data used for computing this cross-plot were extracted from the tomograms recorded at the end of the experiment. Values were taken in each virtual borehole from the surface to a relative elevation of -18.6m. The values were taken every 30 cm along each profiles.

(Fig.3a and 3b) lead to two main observations:

- The more the virtual borehole is near to the uphill side of the profile (increasing x values), the more the resistivity is high. This can be explained by the topography of the studied site, which causes flowing of water downward to the valley.

- The P-wave velocity increases with depth. This must be linked with the fall of the cracks density with depth. Indeed the existence of tension vertically distributed within the bulk brings on a cracks density higher on the landslide surficial parts [28].

These two deductions will help us to define hypotheses for the fusion process.

P-wave velocity and S-wave velocity exploitation for hydrological properties

Many authors demonstrated that seismic velocities could be linked with porosity and particularly seismic slowness. Wyllie and al. [38] has established an empirical function: $1/V=A + B\Phi$, with A and B constants which are dependant of lithology and differential pressure. These coefficients aren't determined for black marls and no differential pressure measurements were taken during the experiment. Nevertheless, Dvorkin and al. [11] showed that a Vs versus Vp cross-plot for marl well log data falls onto an experimental Vs versus Vp trend originally designed for calcite. Plus, Domenico [9] demonstrated that in calcite-rich rocks, the difference ($\Delta=1/Vs-1/Vp$) is sensitive to porosity changes: the more this difference is high the more the medium is porous. This led us to compute a new model by calculating the slowness difference and representing the variation of porosity within the landslide (Fig.4).

Areas with high value (>0.002) in this model should point out material wherein the porosity should be highest than in the rest of the landslide. It is probable that in case of water infiltration these zones would be preferred pathways for water flow. In the next section, such potential infiltration zones are identified by using geophysical data fusion and are correlated to the slowness difference plot

FUZZY THEORY AND PROPOSED MODELLING STRATEGY

One of the particularities of geophysical data is their uncertainty and inaccuracy when they are interpreted for geological and geotechnical applications [24]. To correctly deal with data fusion principles, correct descriptions of data and especially a quantification of their quality have to be taken into account. Useful terms to induce the fuzzy set theory are therefore introduced below [25]:

- Uncertainty is the degree of conformity of the nature of data compared to the reality. This nature is a qualitative description related to the quantitative value and can be related to a concept that geomorphologists have identified from field observations;

- Inaccuracy measures the quantitative imperfection of a data value. This measure can be considered as the difference between a measurement and its prediction estimated from a probabilistic model; in that case, the imperfection is the standard deviation of the probability law;

- Ambiguity can be due to the above cited imperfections, and expresses the capacity of the data to lead to different interpretations. The maximum of ambiguity between two solutions generally leads to a conflict that can only be reduced by adding external constraints. The typical example in the geophysical inverse problem is the non-uniqueness of the solution: from a single dataset, a ill-posed problem can generate two or more solutions with the same degree of confidence.

Different mathematical tools allow data imperfection to be

considered such as the probability, evidence and possibility theories; In this paper, probability theory is supposed to be known to analyse geophysical data. Therefore, only the basics of the possibility theory are exposed as a new approach to manipulate the uncertainty related to geological and geomechanical interpretations.

The possibility theory has been introduced by Zadeh [40] and fully presented by Dubois and Prade [10] and Zimmermann [41]. The possibility theory considers a reference space S defined in R^n , and subset X of S defined by a belonging function μ (Eq. 4):

$$\mu(x) = \begin{cases} 1 & \text{if } x \in X \\ 0 & \text{if } x \notin X \end{cases}$$

(Eq. 4)

To extend this definition for gradual belongings, the subset X is defined by (Eq. 5):

$$\{(x, \mu(x)), x \in X\} \quad \text{and} \quad \forall x \in S, 0 \leq \mu(x) \leq 1$$

(Eq.5)

The fuzzy set theory indicates that intersection and union of two fuzzy sets can be defined by the minimum (min) and maximum (max) of the belonging function μ and ν :

$$\forall x \in S, (\mu \cap \nu)(x) = \min[\mu(x), \nu(x)]$$

(Eq.6a)

and

$$\forall x \in S, (\mu \cup \nu)(x) = \max[\mu(x), \nu(x)]$$

(Eq. 6b)

This summary is helpful to understand the possibility theory basically defined with these concepts. A possibility distribution is a function π defining the belonging of each element of S for a given hypothesis, and is defined by (Eq. 7):

$$\pi : S \rightarrow [0,1] \\ \sup(\pi(x)) = 1$$

(Eq. 7)

This condition states that at least one element of S is possible. If we consider C being a subset of S , the construction of a possibility measurement Π from a possibility distribution (and the reverse) is therefore (Eq. 8):

$$\forall X \in C, \Pi(X) = \sup\{\pi(x), x \in X\} \\ \Leftrightarrow \forall x \in S, \pi(x) = \Pi(\{x\})$$

(Eq.8)

Finally the combination of two possibility distributions is given by (Eq.9) where \wedge is the intersection operator:

$$\pi(x) = \pi_1 \oplus \pi_2 = \frac{\pi_1(x) \wedge \pi_2(x)}{\sup(\pi_1(x) \wedge \pi_2(x))}$$

(Eq. 9)

In the “Draix-Laval” geophysical dataset, the problem consists in applying fusion theory to increase the amount of information from each tomography without overestimating the quality and reliability of the results. Therefore, datasets, hypotheses and meta-hypothesis are distinguished:

- datasets: Seismic velocities and the resistivity fields (Fig.2a, 2c and 2e) are featured by likelihood distributions derived from the inversion codes. These likelihood data are quantitative and can be modeled by a probabilistic approach. For each point of the tomogram, the inaccuracy of inverted P-wave velocity and resistivity is described by a likelihood value;

- hypotheses: hypotheses refer to several interpretations derived from the geophysical data. They are qualitative and define the possibility functions by the belonging of observed soil strata to several types of lithology, hydrological proprieties or geomechanical behaviour;

- meta-hypotheses: meta-hypotheses result from a fusion of the hypotheses and define the belonging of

soil data to different geomechanical or hydrological interpretations.

On the basis of geomorphological observations and according to the tomographies computed in the previous sections, the presence of soil strata characterized by hydrological proprieties is hypothesized. As these macro descriptions are related to the hydrological behaviour of the mudslide, three hypotheses refer to the possibility functions expressed by (Eq.7) (Fig.5)

- Hypothesis h_1 defines the possibility π_1 of the soil strata to be densely affected by cracking due to the traction forces occurring during sliding. The Density of cracking is correlated with the variation of the P-waves velocity observed at the subsurface; From the geomorphological knowledge of the mudslide, the soil strata is respectively fissured and not fissured if the P-waves velocity is lower than 300 $m.s^{-1}$ and greater than 1500 $m.s^{-1}$. The uncertainty is assumed to be linear between these two values;

- Hypothesis h_2 defines the possibility π_2 of the soil strata to be saturated in water according to the observed values resistivity. From the geomorphological knowledge of the mudslide and from field observations, the soil strata is respectively saturated and not saturated if the electrical resistivity is lower than 10 $\Omega.m$ and greater than 100 $\Omega.m$. The uncertainty is assumed to be linear between these two values;

- Hypothesis h_3 defines the possibility π_3 of the soil strata to have a relatively higher porosity than the supposed average porosity for the material in the landslide. According to

the slowness model, the soil strata has respectively a relative low porosity and high porosity for slowness differences of 0.00055 s.m^{-1} and 0.0022 s.m^{-1} .

As in Grandjean and al. [18], the proposed strategy, based on the three above-cited hypotheses, is controlled by relationships between geophysical parameters and the related geomechanical, and hydrological behaviours. These relationships were roughly estimated from petrophysical handbooks [20][36] and from correlation between tomogram values at the surface and field observations.

The last information that has to be integrated concern the likelihood functions. Nifle and Reynaud [31] demonstrated that data fusion between possibility and probability functions has a mathematical sense only in the framework of evidence theory. In our case the fusion of a possibility function and a likelihood function is therefore expressed by a new function:

$$\pi^*(x) = \pi(x) \vee (1 - L(x)) = \max(\pi(x), 1 - L(x))$$

(Eq.10)

Where \vee is the union operator, $\pi(x)$ refers to the possibility functions defined in (Eq.7) and $L(x)$ refers to the distributions of the likelihood values computed for each inversions process.

**APPLICATION: NO RAIN
SIMULATION CASE**

The first application of this methodology on the “Draix-Laval” landslide was dedicated to determine a model of the possibility for water saturation within the landslide. The strategy was chosen to compute two fusion models: a first one combining electrical resistivity and P-wave velocity, a second one to improve the limitation of the possibly saturated zone and to focus on the superficial layers; this was obtained by fusionning P-wave velocity, resistivity and slowness differences. The estimation of hypothesis h_1 , h_2 and h_3 by reformulating the (Eq.10) according to the characteristic of the studied site led to the following equations:

$$\begin{aligned} \pi_1^*(Vp(x, z)) &= \pi(Vp(x, z)) \vee (1 - L_{vp}(x, z)) \\ &= \max(\pi_1(x), 1 - L_{vp}(x, z)) \end{aligned}$$

(Eq.11a)

$$\begin{aligned} \pi_2^*(\rho(x, z)) &= \pi_2(x, z) \vee (1 - L_\rho(x, z)) \\ &= \max(\pi_2(x, z), 1 - L_\rho(x, z)) \end{aligned}$$

(Eq. 11b)

$$\begin{aligned} \pi_3^*(\Delta(x, z)) &= \pi_3(x, z) \vee (1 - L_\Delta(x, z)) \\ &= \max(\pi_3(x, z), 1 - L_\Delta(x, z)) \end{aligned}$$

(Eq. 11c)

where (x, z) refers to the spatial axes of the geophysical cross-sections, Vp refers to the P-waves velocity, ρ refers to the apparent resistivity and Δ to the slowness difference.

Applying (Eq.9) to the new possibility functions defined by equations (Eq.11a, 11b and 11c) allows fusing these two new quantities. These functions allow deepening data interpretations by defining meta-hypothesis describing the geophysical cross-section in a more hydrological way. The meta-hypothesis can be considered as arbitrary but give a connection between the quantitative approach of geophysics and the necessity for engineering geologist to obtain an integrated diagnosis. The geophysical data and to the possibility functions led us to the following meta-hypotheses:

Meta-hypothesis H^*_1 defines the possibility of the material to be saturated in water (related to low resistivity) and to have a high quantity of cracks (revealed by low P-waves velocities).

In terms of possibility theory, the meta-hypothesis H^*_1 may be expressed by a function Π_1 (Eq. 12):

$$\Pi_1 = \pi_1^* \oplus \pi_2^* \quad (\text{Eq.12})$$

The figure (Fig.6) shows the result of this equation computing. The possibility model shown on this figure reveals a surficial layer with a possibility value between 0.8 and 1.0 under which one appears a layer with lower possibilities values ranging from 0.4 to 0.6. The surficial layer has a heterogeneous thickness going from 0.1 meters at the base of the landslide to 10 meters at a distance of 35 meters

from the base. It is highly probable that the majority of water flows will happen in this layer. The lower layer may be geotechnically interpreted as the bedrock of the landslide. This result reduce the size of the saturated zones shown on the resistivity tomogram (low resistivity zones constitute most of the tomogram), and confine them to the top layer of the landslide. This clearly demonstrates the improvements geophysical data fusion by fuzzy logic can provide to hydrophysical interpretations.

To improve the focus on the possibly saturated zone, the hypothesis h_3 is fusioned with h_1 and h_2 and lead us to a new meta-Hypothesis H^*_2 . As H^*_1 , H^*_2 defines the possibility of the material to be saturated but now include a parameter directly linked with the material porosity. H^*_2 defines the possibility of the media to be saturated in water, affected by cracks and to have a relatively high porosity.

In term of possibility theory, the meta-hypothesis H^*_2 may be expressed as function Π_2 (Eq.13):

$$\Pi_2 = \pi_1^* \oplus \pi_2^* \oplus \pi_3^* \quad (\text{Eq.13})$$

The model computed from Eq.13 and displayed on (Fig.7) is more constrained than the previous one. Indeed, the P-wave velocity is linked with the presence of cracks but is relatively low sensitive to water saturation whereas S-wave velocity is sensitive to water saturation. Consequently the model presented on

(Fig.7) discriminates saturated and cracked zones from unsaturated cracked zone. The inclusion of the slowness difference in the fusion model refined the localization of the possibly saturated surficial zones. This causes the model to be more accurate on specific part of the landslide, but also induces loss of information, particularly on the deepest layers.

We can extract two important information of this model: between distance 17 and 46m the possibly saturated layer is 1-to-3 m thin and appeared to follow the topography. Between 10 and 20 m, a high probability zone with an irregular shape appeared. This zone, because of its probable high porosity, may act as a drain within this part of the landslide.

APPLICATION: RAIN SIMULATION EXPERIMENT CASE.

The fuzzy logic fusion methodology was here applied using resistivity model at different time of the experiment and P-wave velocity tomogram. For unconsolidated sediments the S-wave velocity generally decreases only slightly with increasing water saturation [36][37], consequently the S-wave velocity tomogram was not included in the fusion process to monitor the water infiltration within the landslide.

A new possibility function was computed for each time-dependent resistivity model. The hypotheses h_1 , h_2 and the meta-hypothesis H^*_1 remain the same as the ones defined in the case with no water infiltration. Variations of

the possibility function based on that meta-hypothesis will show the flowing process in the mudslide. A raise of the possibility value will indicate that water saturation increases and consequently that a flowing is likely happening in the zones highlighted by the rising. Once the possibility functions were computed for each time, the relative difference of them is calculated between times 1 and 3, 3 and 5, 5 and 7, 7 and 9 and finally times 9 and 11. The figure (Fig.8) shows the resulting sequence. On this figure, the pathways that water has followed during the experiments are clearly highlighted. (Fig.8a) shows the superficial infiltration six hours after the start of water arrival. The variations of the possibility function on the borders left and right of the model are probably due to artefacts linked with the electrical data inversion. Six hours later (time 5, Fig.8b), the water has vertically infiltrated the top layer of the mudslide, but still remain confined under the surface watering zone. Possibility function stop to increase in this zone between time 5 and 7 but starts at the left edge of this zone (Fig.8c). This may be interpreted as the beginning of a water flow going down to the base of the landslide. Between time 7 and 9, the water is still flowing to the valley bottom but seems to be guide by a drain and to adopt a “c-shape” flow pathways (Fig.8d). Finally (Fig.8e) shows a stable situation with low variations. At time 11, adding water didn't result in any changes, the material is saturated. Figure 8 also confirms two points:

- The base layer defined by the blue-black contact could be the bedrock as no variations occurred within this layer with time. This limit corresponds to the one identified in (Fig.6) by $H^*_1 = 0.65$

- The structure identified on (Fig.6) for $H^*_2 > 0.8$ is actually a drain as it is visible in (Fig.8d)

-The yellow structure of (Fig;8a) is in good agreement with the one identified for $H^*_2 > 0.7$ in (Fig.7)

CONCLUSION

A combined geophysical approach based on seismic and electrical measurements has been conducted on the Laval landslide in order to determine its structure and its hydrological properties. The interpretation of P-wave velocity (V_p) and S-wave velocity (V_s) provides information on the state of compaction of the layer and on the porosity of the material. The electrical resistivity (ρ) gives important indications on the water content variations. Measurement of these parameters was regularly repeated in time during a watering experiment. Geophysical tomograms were then computed from geophysical data and interpreted to understand hydrological proprieties of the studied mudslide.

To valorise as much as possible the dataset, a fusion process of the two geophysical parameters is first proposed in order to verify the possibility of some hypotheses on the hydrological behaviour of the site, inverted parameters reliability being taken into account in the processing. The H^*_1 meta-hypothesis exclusively applies were tension cracks are present causing the porosity and so water saturation to be high. Such places appear in the surficial layer of the

landslide, for a thickness going from 0.1 meters to 10 meters. More than just inform us on the water content of layers, this result provides structural information admitting that hydrological behaviour could discriminate geological layers. Computing of the H^*_2 hypothesis includes a third quantity related to porosity and defined by the difference between the inverted seismic velocities: $1/V_p$ and $1/V_s$. The computation of these second meta-hypothesis results in a more constrain model, and revealed a drain which existence is confirmed by the water infiltration observations.

The data fusion process was finally applied to all the dataset recorded during the watering experiment. The relative difference between the possibility function obtained by fusion for each time is calculated. The resulting model sequence reveals the infiltration pathways the water has followed within the landslide during the watering experiment. It also confirms the hydrological properties picked out by the two first fusion images.

These results shows that fusion based on fuzzy set theory is an efficient tool for integrating geophysical interpretations and for understanding the hydrological behaviour of landslides. Especially, this method constitutes a strongly objective multi-parameters method compared to the qualitative methods classically used in geophysical interpretations. The integration of likelihood functions in the fusion guarantees that only reliable data are considered. However, the different inversion and reconstruction algorithms for computing geophysical tomograms give different way (resolution matrix, error distribution,

wavepaths density) for considering the reliability of the inverted model. Efforts have to be made for homogenising these different quantities. Implementing a joint inversion method to estimate the geophysical parameters constitutes another promising perspective. Finally, in order to refine belonging functions, additional works in the petrophysics of clastic clay-rich rocks should also constitute the next step in our developments.

ACKNOWLEDGMENTS

This work was realised thanks to a collaboration between BRGM, IPG of Strasbourg and the University of Avignon (France), with the support of the french Nation ANR project ECOUPREF. The author would like to thank Cemagref for its support during the field experiments and the people who spread so many efforts for making them a success.

References

- [1] Antoine P., Giraud A., Meunier M. and T. Van Asch (1995). – Geological and geotechnical of the “Terres Noires” in southeastern France: Weathering, erosion, solid transport and instability. – *Engineering Geology*, 40, 223-234.
- [2] Artru P. (1972).- Les “Terres Noires” du bassin rhodanien: stratigraphie,

sédimentologie, géochimie. Thèse d'état, Université Claude-Bernard Lyon-I.

- [3] Baum R.L., Messerich J. & Fleming R.W. (1998). – Surface deformation of slow-moving,

clay-rich landslides, Honolulu Hawaii. – *Env. Eng. Geoscience*, 4, 283-306.

- [4] Borges et al. (1993). - Modélisation de l'érosion sur deux bassins versants expérimentaux des Alpes du sud. - Doctorat Mécanique, Université Joseph Fourier Grenoble I. 205 p.

- [5] Brückle E. & Parotidis M. (2000). – Seismic velocities of large rockslide masses ; In : Proc. 62nd Europ. Ass. Geoscientists & Eng Conf. & Tech. Exhibition, Glasgow, Scotland.

- [6] Brunsten D. & Ibsen M.-L. (1996). – Mudslide. In: landslide recognition: identification,

movement and causes. – Wiley, Chichester, United Kingdom, 103-119.

- [7] Cras A., Marc V., Travi Y. (2007). – Hydrological behaviour of sub-Mediterranean alpine

headwater streams in a badlands environment. – *Journal of Hydrology*, 339, 130-144.

- [8] Cutlac O. (2005). – Multi-method geophysical surveys for the study of Holocene landslide deposits. In: Proc. EGS-AGU-EUG Joint Assembly, New Orleans, USA. – Ext. Abstr. NS23B-08.

- [9] Domenico S.N. (1984). – Rock lithology and porosity determination from shear and

- compressional wave velocity. – *Geophysics*, 48, 1188-1195.
- [10] Dubois D; & Prade H. (1980). – *Fuzzy sets and systems: theory and applications*. – Academic press, New York, 224 p.
- [11] Dvorkin J., walls J.D., Mavko G. (2001). – *Rock Physics of Marls*. – SEG Technical Program Expanded Abstracts, 1784-1787
- [12] Glade T., Stark P. & Dikau R. (2005). – Determination of potential landslide shear plane depth using seismic refraction. A case study in Rheinhessen, Germany. – *Bull. Geol. Environ.*, 64, 151-158.
- [13] Godio A., De Bacco G. & Strobbia C. (2003). – Geophysical characterisation of a rockslide in an alpine region. – *Proc. EGS-AGU-EUG Joint Assembly, Nice, France, Vol. 5*, 12480.
- [14] Grandjean G. (2006). – Imaging subsurface objects by seismic p-wave tomography: numerical and experimental validations. – *Near Surface Geophysics*, 4,275-283.
- [15] Grandjean G. & Sage S. (2004). – JaTS: a fully portable seismic tomography software based on Fresnel wavepaths and a probabilistic reconstruction approach. – *Comp. & Geosciences*, 30, 925-935.
- [16] Grandjean G. & Bitri A. (2007). – 2M-SASW: multifold multichannels seismic inversion of local dispersion of Rayleigh wave in laterally heterogeneous subsurfaces: application to the Super-Sauze mudslide (France). – *Near Surf. Geophys.*, 30, 925-935.
- [17] Grandjean G., Bitri A., Pennetier C., Méric O. & Malet J.-P. (2006).- *Caractérisation de la structure interne et de l'état hydrique de glissements argilo-marneux par tomographie géophysique : l'exemple du terrain de Super-Sauze*. – *C. R. Acad. Sci.* 338, 587-595
- [18] Grandjean G., Malet J.-P., Bitri A. & Méric O. (2007). – Geophysical data fusion by fuzzylogic for imaging the mechanical behaviour of mudslides. – *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 2, 127-136.
- [19] Grandjean G., Mathieu F., Travelletti J., Malet J.-P., Garel E. (2008) – Hydrogeophysical monitoring of water flows in a shallow landslide: the Laval infiltration test experiment. – *Geophys. Res. Abstr.*, Vol. 10, EGU General Assembly 2008.
- [20] Guéguen Y., Palciauskas V., (1992). – *Introduction à la physique des roches*. – Hermann, Paris, France, 299p.
- [21] Herrmann R.B. (2002). – *Computer programs in seismology*. – Department of Earth and Atmospheric Sciences, Saint Louis University, USA.
- [22] Hungr O., Evans S.G., Bovis M.J. & Hutchinson J.N. (2001). - A review of the classification of landslides of the flow type. - *Environ. Eng. Geoscience*, 7, 221-238.
- [23] Johnston J.J. & Ambos E.L. (1994). – Three-dimensional landslide structure from seismic

refraction data analysis: a case study from Blind Canyon, northern Santa Ana

Mountains, California. – SEG, Tech. Program, Extr. Abstr., 799-801.

[24] Jongmans D. & Garambois S. (2007). – Geophysica investigation of landslides: a review. – Bull. Soc. Geo. Fr., 178, 2, 101-112.

[25] Klir G.J. & Folger T.A. (1988). – Fuzzy sets, uncertainty and information. – Prentice Hall,

Englewood, Cliffs, USA. 257 p.

[26] Lapenna V., Perrone A., Pietro L., Piscitelli S., Rizzo E. & Sdao F. (2000). – 2D resistivity and 3D self(-potential tomographies in the study of the Giarossa landslide (southern Italy). – Proc. EEGS-ES, Bochum, Germany, EL-0314.

[27] Loke M.H. (1994). – The conversion of two dimensional resistivity data. PhD Thesis, Univ. of Birmingham, Birmingham, UK, 122p.

[28] Malet J.-P. (2003). – les "glissements de type écoulement" dans les marnes noires des Alpes du sud. Morphologie, fonctionnement et modélisation hydro-mécanique. – Thèse de

Doctorat, Univ. Louis Pasteur, Strasbourg I, France, 394 p.

[29] Maquaire O. et Al. (2002). – Caractérisation des profils de formations superficielles par

pénétration dynamique à énergie variable : application aux marnes noires de Draix

(Alpes-de-Haute-Provence, France). – C. R. Geoscience, 334, 835-841.

[30] Miller R.D., Xia J., Park C.B. & Ivanov J. (1999). – Multichannel analysis of surface waves to map bedrock. – Leading Edge, 18, 1392-1396.

[31] Nifle A. & Reynaud R. (2000). – Double representation of information and hybrid

combination for identification systems. – Proc. 3rd Int. Conf. on Information Fusion,

Paris France, Vol.1, 23-30.0

[32] O'Neill A., Dentith M. & List R. (2003). – Full-waveform P-SV reflectivity inversion of

surface waves for shallow engineering application. – Expl. Geophys., 34, 158-173.

[33] Park C.B., Miller R.D. & Xia J. (1998). – Imaging dispersion curves of surface waves on

multi-channel record. – SEG Ext. Abstr., New Orleans, USA, SEG Ed., 1377-1380.

[34] Park S.G., Asano S., Matsuura S., Okamoto T. & Kim J.H. (2005). – Geoelectrical laboratory and field studies of groundwater occurrence in a landslide area: a case study from

Japan. – Expl. Geophys., 36, 86-91.

[35] Reynolds J.M. (2002). – Application of geophysics to landslide investigations. – in: Landslides and landslide management in North Wales. – the national Museum and Galleries of Wales, Cardiff, 28-30.

[36] Schön J.H. (1996). – Physical properties of rocks. Fundamentals and principles of

petrophysics. – Handbook of geophysical explorations: Seismic exploration, 18.

– Pergamon, Oxford, United Kingdom, 583 p.

[37] Stümpel H., Kähler S., Meissner R., Milkereit B. (1984). – The use of seismic shear waves and compressional waves for lithological problems of shallow sediments. - Geophysical Prospecting, 32 (4), 662-675

[38] Wyllie M.R.J., Gregory A.R., Gardner L.W. (1956). - Elastic wave velocities in heterogenous and porous media. – Geophysics, 21, 41-70.

[39] Yaramanci U. (2004). – Seismic surface waves in near surface geophysics. – First Break,

Nov. 2004, 4-6.

[40] Zadeh L.A. (1965). – Fuzzy sets. – Inform. And Control, 8, 338-353.

[41] Zimmermann H.J. (1991). – Fuzzy sets and its applications. – Kluwer, Boston, USA, 544 p.

Figures

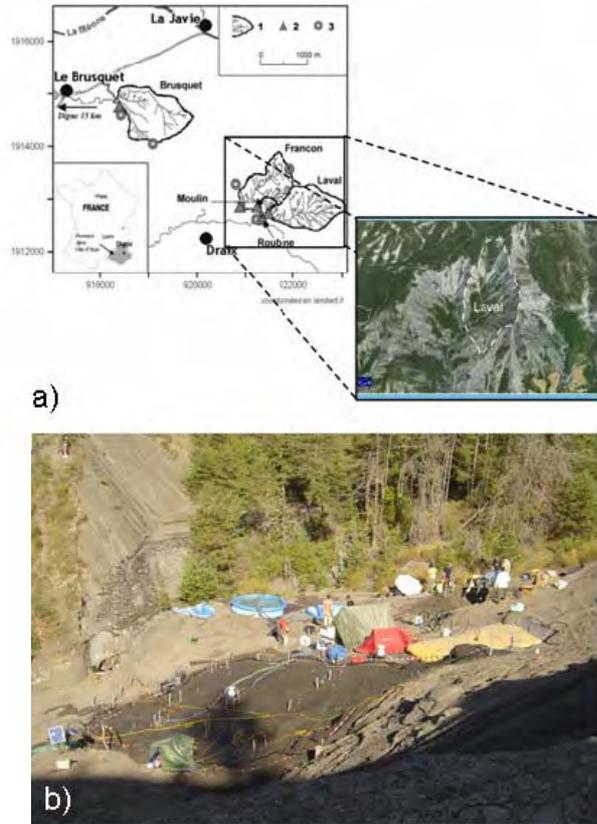


Fig. 1. – a) Location and aerial photograph of the mudslide; b) Photograph of the experimental devices and the studied area.

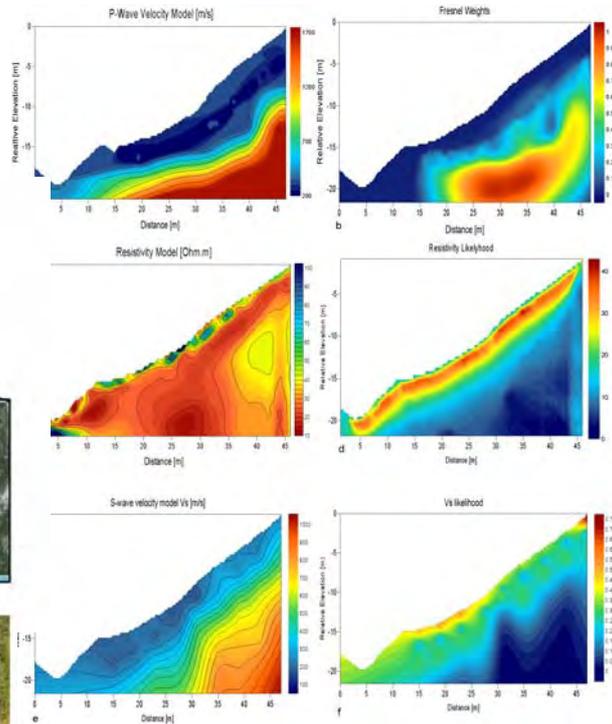


Fig. 2. – Interpretations of the geophysical tomographies. a). (P)-waves velocity tomography inverted from the seismic first arrivals; b). V_p likelihood function indicating the places where the inverted velocities are reliable (highest value); c). Electrical tomography inverted from apparent resistivity values; d). Likelihood function indicating the places where the inverted resistivity values are reliable (highest value); e). (S)-wave tomography inverted from SASW; f). V_s likelihood function indicating the places where the inverted velocity values are reliable (highest value).

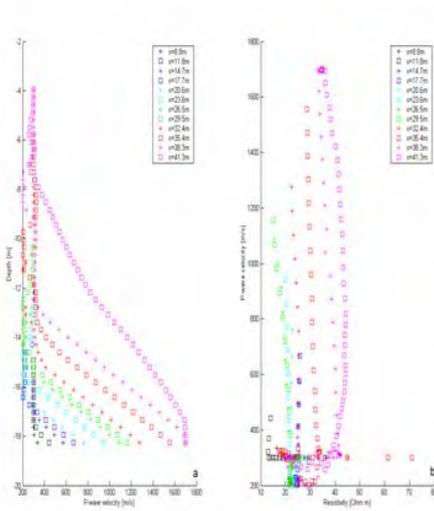


Fig.3. – a). Depth versus P-wave velocity; b). P-wave velocity versus Resistivity for several vertical slices in the tomogram model

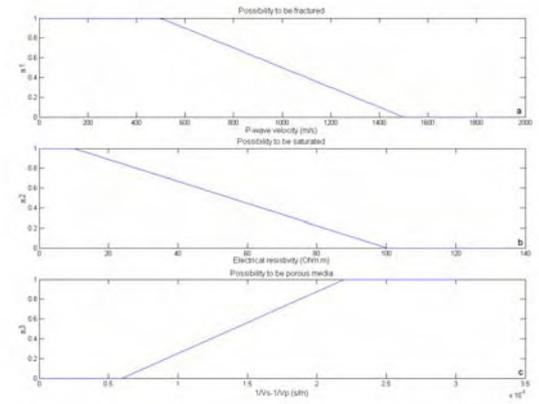


Fig. 5. – Belonging functions showing possibility distributions π_1 , π_2 and π_3 corresponding to three hypotheses. a). h_1 : “possibility for traction cracks”; b). h_2 : “possibility for soil water saturation”.; c). h_3 : “possibility for relative high porosity”.

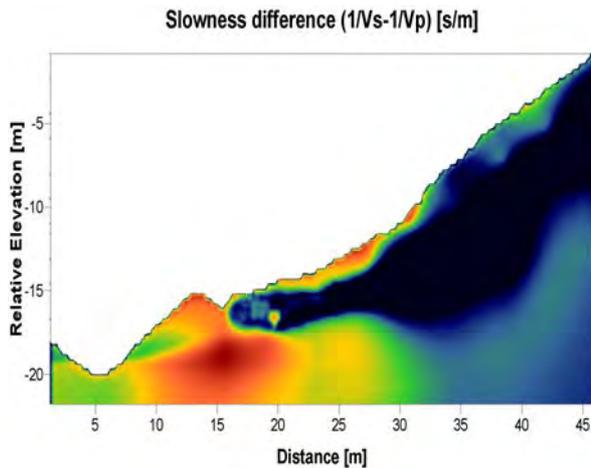


Fig. 4 – Slowness difference plot (1/Vs-1/Vp).

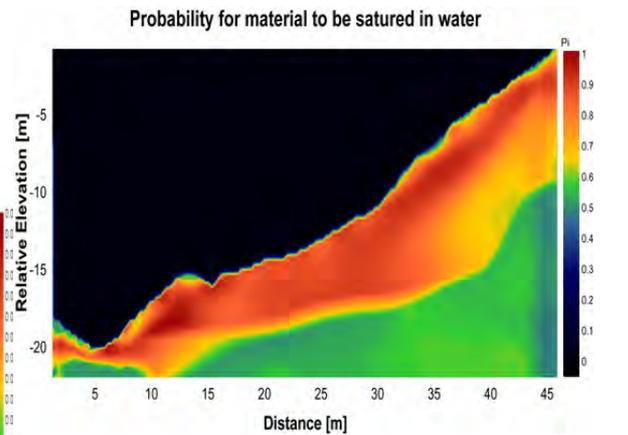


Fig. 6. – Possibility distribution for the meta-hypothesis H^*_1 .

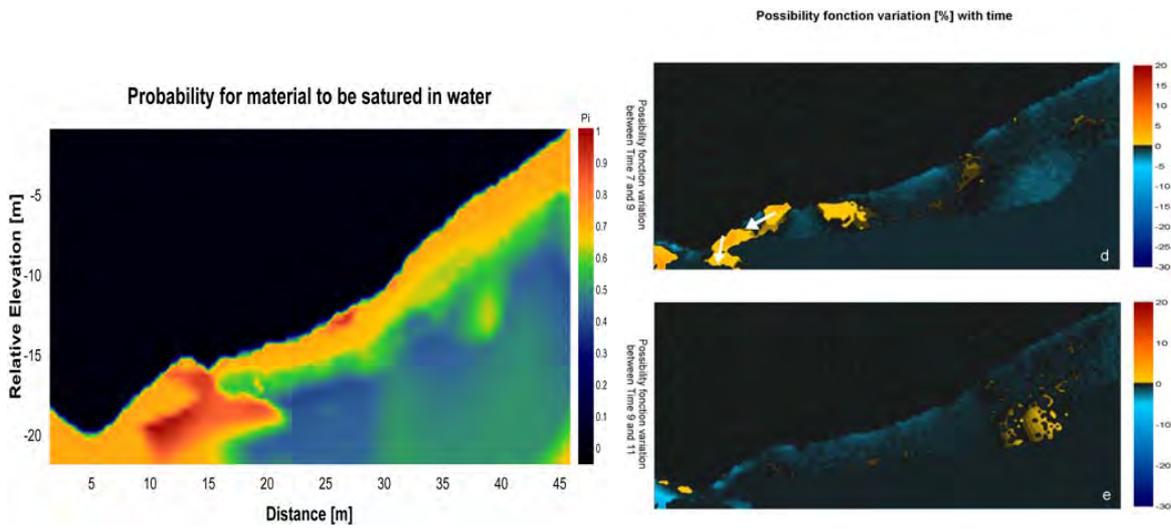
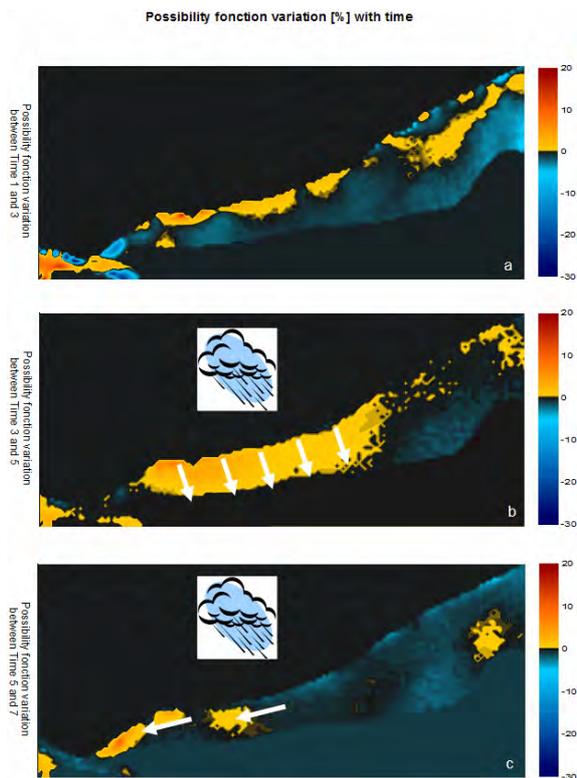


Fig.7. – Possibility distribution for the meta-hypothesis H^*_2 .

Fig. 8. – Variations of the possibility function. a). variation between time 3 and 1; b) variation between time 5 and 3; c) variation between time 7 and 5; d) variation between time 9 and 7; e) variation between time 11 and 9.



Annexe 7 : Valorisation II : participation à la publication scientifique suivante :

Prospection Géophysique sur le glissement de terrain de La Valette (version abrégée soumise pour l'AGAP 2008)

¹Hibert C., ¹Bitri A. ¹Grandjean G., ²Mallet J-P., ¹François B., ²Travelletti J.

¹BRGM, Orléans, France

²EOST, Strasbourg, France

Résumé : *Cet article présente les résultats d'une prospection géophysique effectuée sur le glissement de terrain de type coulée de La Valette (Alpes-de-Haute-Provence, France). Les paramètres géophysiques étudiés sont les vitesses des ondes sismiques P et S ainsi que la résistivité électrique du sous-sol. Les données ont été acquises le long de 6 profils. Leur interprétation combinée permet de déterminer la structure interne du massif, et notamment de localiser la surface de glissement.*

Summary: *Geophysical methods were applied at the La Valette landslide (Alpes-de-Haute-Provence, France), an earth flow type landslide. Such landslides are featured by either movements occurring along discrete shearing surfaces (Brunsden et al., 1996; Hungr et al., 2001) or by continuous deformation depending on local constraints and covered topography (Baum et al., 1998; Malet et al., 2000). Composed by heterogeneous materials, more or less water saturated, their morphology reveals three spatial units, identified from the top to the bottom: -the main escarpment, -the transit zone and -the accumulation lobe. Such landslides are featured by velocities comprised between 0.005 and 0.03m a day.*

Non-intrusive geophysical methods such as seismic refraction and electrical resistivity imaging are well adapted for studying the mechanical behaviour of landslides. Three physicals parameters are considered: P-wave velocity (V_p) provides information on the state of the soil matrix; the electrical resistivity (ρ) gives indications on the porous media, S-waves velocity (V_s) provides information on hydrological parameters. According to previous studies a multi-methods approach is proposed to increase the level of information on the mudslide structure according to the following statements: V_p and V_s are particularly sensitive to the nature of the material and to the density of fissures ρ is dependent on the water content (saturation state) of the material.

Introduction

L'objectif de cette étude est de caractériser la structure de glissements de terrain à partir de paramètres géophysiques tels que la résistivité électrique (ρ), la vitesse acoustique (V_p) et la vitesse de cisaillement (V_s) d'ondes sismiques, trois paramètres considérés comme essentiels pour définir les propriétés de matériaux remobilisés et en mouvement. Des données géophysiques ont été acquises lors d'une campagne de prospection sur le glissement-coulée de La Valette (Alpes-de-Haute-Provence, France). Les glissements de ce type sont affectés soit par des mouvements se produisant le long de surfaces de cisaillement discrètes (Brunsden et al., 1996; Hungr et al., 2001), soit par une déformation qui dépend des contraintes locales et de la topographie recouverte (Baum et al., 1998; Malet et al., 2000). De composition hétérogène, plus ou moins saturés en eau, ces glissements présentent une morphologie qui est la plupart du temps divisée en trois unités spatiales, identifiées du sommet à la base comme suit : l'escarpement principal, la zone de transit et le lobe d'accumulation. La vitesse de mouvement généralement relevée pour de tels massifs est comprise entre 0.005 et 0.3 mètres par jour. Les déformations du glissement peuvent apparaître à la suite d'une érosion lente et continue de la surface par des précipitations saisonnières, qui, lorsque l'eau pénètre les fissures des sédiments, réduit leur rigidité mécanique et forme un écoulement gravitaire. L'intensité et l'occurrence des ces phénomènes sont contrôlées par la densité de fissuration et la pression interstitielle exercée par l'eau.

Les méthodes non-intrusives et indirectes qu'offre la prospection géophysique, telles que la tomographie par réfraction sismique ou l'imagerie électrique sont bien adaptées à l'étude de la structure des glissements de terrain. L'interprétation combinée des temps de trajet des ondes sismiques et de la résistivité électrique apparente peut nous informer sur les comportements géomécaniques du sous-sol du terrain étudié. Dans cette étude, trois modèles physiques ont été considérés : La vitesse des ondes acoustiques P donne des informations sur la fracturation et la porosité du sous-sol, la résistivité électrique nous renseigne sur la teneur en eau et en argile, alors que la vitesse des ondes de cisaillement S donne des indications géotechniques quand est utilisée l'analyse spectrale des ondes de surface (Spectrale Analysis of Surface Waves, SASW). En se basant sur des études précédentes, une approche multi-méthodes est proposée afin d'augmenter tant qualitativement que quantitativement le niveau d'information sur les propriétés du glissement.

Présentation du site

Le glissement de La Valette est localisé au nord-ouest de la ville de Barcelonnette, sur le flanc droit de la vallée de l'Ubaye. Son volume est estimé à 3.5 millions m³. Il s'étend sur une longueur de 1809 m de son plus haut point, à une altitude 1900m, à sa base, à une altitude 1300m, avec une largeur maximum de 290m. Depuis 1992 la vitesse moyenne de glissement est surveillée et estimée à 3-4 cm par jour (Mallet, 2003). Ce glissement s'est développé dans une formation de marne noire datée du Callovo-Oxfordien, et connue sous le nom de "Terres-noires" avec une teinte variant du noir au gris. Cette formation est largement affectée par l'érosion et les processus environnementaux, induisant un transport de matériaux rocheux important et favorisant l'instabilité du glissement. La surface est irrégulière et affectée par des fractures planes et des fissures superficielles, et comporte des ravines dans lesquelles de nombreux débris rocheux se sont accumulés. Des études géophysiques précédentes, réalisées par Besson et Mermet (1984) ainsi que Evin (1992), ont estimé la surface de glissement à une profondeur maximale de 20-25m. Cette surface de glissement correspond au toit du socle marneux, caractérisé par une couche plus dure et plus compacte. Cette étude présente de nouveaux modèles de champ des vitesses sismiques et de la distribution des résistivités électriques afin d'améliorer notre connaissance du glissement de terrain de La Valette. Les données géophysiques furent acquises le long de six profils (Fig. 1).

Acquisition et traitement des données

Les profils sismiques ont été réalisés selon deux directions orthogonales : trois profils de 235 m colinéaires avec l'axe du glissement (L1, L2, et L4), et deux transverses (T1 et T2) d'une longueur respective de 235 m et 340m. Le dispositif pour les profils de 235m comprend 48 géophones espacés de 5m, le profil de 340m comprend 72 géophones avec le même espacement. Les tirs ont été effectués à l'aide d'une source explosive à un intervalle de 15m (20 tirs pour les profils de 235m, 26 pour celui de 340m). Le traitement et l'inversion des données ont été réalisés à l'aide du logiciel de tomographie sismique JaTS (Grandjean and Sage, 2004). Ce programme utilise les volumes de Fresnel pour calculer les trajets des ondes sismiques, et utilise un algorithme de reconstruction itérative simultané (Simultaneous Inversion Reconstruction Technique, SIRT), reformulé selon une approche probabiliste, pour modéliser le champ de vitesse V_p . Une fonction de probabilité basée sur la norme L_2 est calculée pour chaque itération afin d'estimer la convergence du processus d'inversion. Les tomographies (Fig.2 a, c et e) résultantes de l'inversion montrent des vitesses variant entre 250 m.s⁻¹ et 3500 m.s⁻¹, et révèlent une structure composée de 3 couches, comme observé sur d'autres glissements s'étant développés dans le même contexte géologique (Grandjean and al., 2006, 2007, 2008) : une couche superficielle avec des vitesses allant de 250 m.s⁻¹ à 900 m.s⁻¹; une deuxième couche, de transition, présentant des vitesses comprises entre 900 m.s⁻¹ et 2500 m.s⁻¹; une troisième couche, correspondant au socle marneux, avec des vitesses allant de 2500 m.s⁻¹ à 3500 m.s⁻¹. Bien que sur le profil L1 la zone de transition entre le socle marneux et la couche supérieure apparaît suivre la topographie, une géométrie plus complexe de cette zone ressort des profils L2 et L4. De plus, le toit du socle est plus profond sur le profil L1 que sur le L2. Ce point est confirmé par la tomographie issue du profil T1, où une remontée de zones à forte vitesse est observée sur le côté Ouest (gauche) du profil.

La vitesse des ondes de cisaillement S a été déterminée en utilisant l'analyse spectrale des ondes de surfaces (SASW). Cette méthode peut être aisément implémentée le long de sections linéaires pour obtenir un modèle à deux dimensions du champ de Vs pour des couches peu profondes. Avant l'étape d'inversion, chaque enregistrement sismique nécessite d'être transformé en un diagramme de dispersion à partir duquel la courbe "vitesse de phase-fréquence" (e.g. Courbe de dispersion) est estimée. Dans un milieu latéralement contrasté, les diagrammes de dispersion doivent être calculés d'une manière plus locale en respectant l'hypothèse requise par la méthode d'inversion de Levenberg-Marquardt proposée par Herrmann (2002). Pour résoudre ce problème, la technique dite 2M-SASW (Multifold Multichannel SASW) (Grandjean et Bitri, 2007) a été utilisée sur le même jeu de données sismiques que celui utilisé pour obtenir les tomographies de la Vp. Pour obtenir un modèle 2D, les profils 1D de la Vs obtenus après inversion des chacune des courbes locales de dispersion ont été interpolés le long du profil sismique en utilisant un algorithme de courbure minimum. Les tomographies (Fig.2 b, d et f) révèlent une Vs variant de 70 m.s⁻¹ à 1000 m.s⁻¹. Par analogie avec le modèle Vp, on remarque une structuration en trois couches du modèle Vs, définies par trois différentes gammes de vitesse : une première couche superficielle avec des vitesses allant de 70 m.s⁻¹ à 350 m.s⁻¹ pouvant être la partie active du glissement; une seconde couche, avec des vitesses allant de 350 m.s⁻¹ à 600 m.s⁻¹, étant probablement la couche de transition avec le socle marneux, lui-même caractérisé par des vitesses s'étalant de 600 m.s⁻¹ à 1100 m.s⁻¹, ce qui correspond à la troisième couche. De même que le modèle Vp, la géométrie de la zone de transition semble plus complexe sur les profils L2 et L4, que sur le profil L1, le toit du socle marneux apparaît plus profond sur le profil L1 que sur le profil L2 et le profil T1 présente une remontée des zones à forte vitesse du côté Ouest.

Six profils électriques ont aussi été mis en place. Trois profils longitudinaux, L1, L2 et L3, d'une longueur respective de 415m (84 électrodes), 235 m (48 électrodes) et 415 m (84 électrodes). Trois profils transverses T1, T2 et T3, d'une longueur respective de 350 m (71 électrodes), 355 m (72 électrodes) et 355 m (72 électrodes). L'intervalle entre chaque électrodes est de 5 m. Pour chaque profil, la résistivité électrique apparente a été mesurée avec deux dispositifs : Dipôle-dipôle et Wenner-Schlumberger. Le filtrage des données a été fait à l'aide du logiciel PROSYS. Le traitement et l'inversion des données ont eux été effectués à l'aide du logiciel RES2DINV dans lequel est implémenté la méthode de Loke (1994) basée sur un algorithme d'inversion par moindres-carrés amortis de type Gauss-Newton. Les modèles issus des profils transverses révèlent une distribution de la résistivité électrique très contrastée (Fig.3 a, b, c et d), avec des résistivités variant de 20 Ω.m à 200 Ω.m. Cependant nous pouvons extraire deux informations : le socle marneux, révélé par une résistivité supérieure à 100 Ω.m, est atteint pour une profondeur maximale de 25 m. La géométrie du toit du socle est caractérisée par une dissymétrie, avec une remontée de cette limite sur la partie Ouest (gauche) des profils alors que celle-ci disparaît à l'Est (droite) du profil. Les profils L1 et L2 permettent de déterminer la structure longitudinale de la base marneuse au sein du glissement (Fig.3 e, f, g, h.). De même que pour les profils transverses, nous estimons que le socle est atteint pour une valeur de la résistivité qui dépasse 100 Ω.m. L'observation de ces profils nous confirme que la profondeur maximale à laquelle le toit du socle est atteint est de 25 m. De plus, la résistivité du socle identifié sur le profil L2 est plus forte que celle sur L1 : Ceci pourrait être dû à la dissymétrie observée sur les profils transverses. Les données recueillies le long des profils L3 et T3 n'ont pas été inversées du fait de la mauvaise qualité de celles-ci.

L'interprétation jointe des tomographies amène une discussion sur la structure du glissement. Sur les modèles de champ des vitesses sismiques se distinguent trois couches, ayant des vitesses augmentant avec la profondeur ce qui reflète l'augmentation de la compaction des strates en se rapprochant du socle marneux. En effet, plus le milieu est affecté par des fissures plus les vitesses sismiques sont faibles. Les modèles de résistivité électrique permettent d'identifier deux couches, ayant une résistivité qui augmente avec la profondeur, ce qui est lié à une diminution du contenu en eau et par conséquent induit une diminution de la fracturation et de la porosité avec la profondeur. Ces corrélations entre des paramètres géophysiques et comportements géomécaniques nous permettent de déterminer la profondeur et la géométrie du toit du socle marneux qui définit la surface de glissement. Cette géométrie apparaît cohérente sur les différentes tomographies pour un profil donné. Le socle est atteint pour une profondeur maximale de 25 m et présente une dissymétrie causant une remontée du toit de celui-ci vers la surface du côté Ouest et un plongement du côté Est.

Cette étude sera poursuivie par une nouvelle prospection géophysique et des mesures directes effectuées par forages. Le comportement géomécanique du glissement sera étudié d'une manière plus objective et quantitative que celle présentée ici, en utilisant une technique de fusion des données, basée sur une approche par logique floue.

Figures :

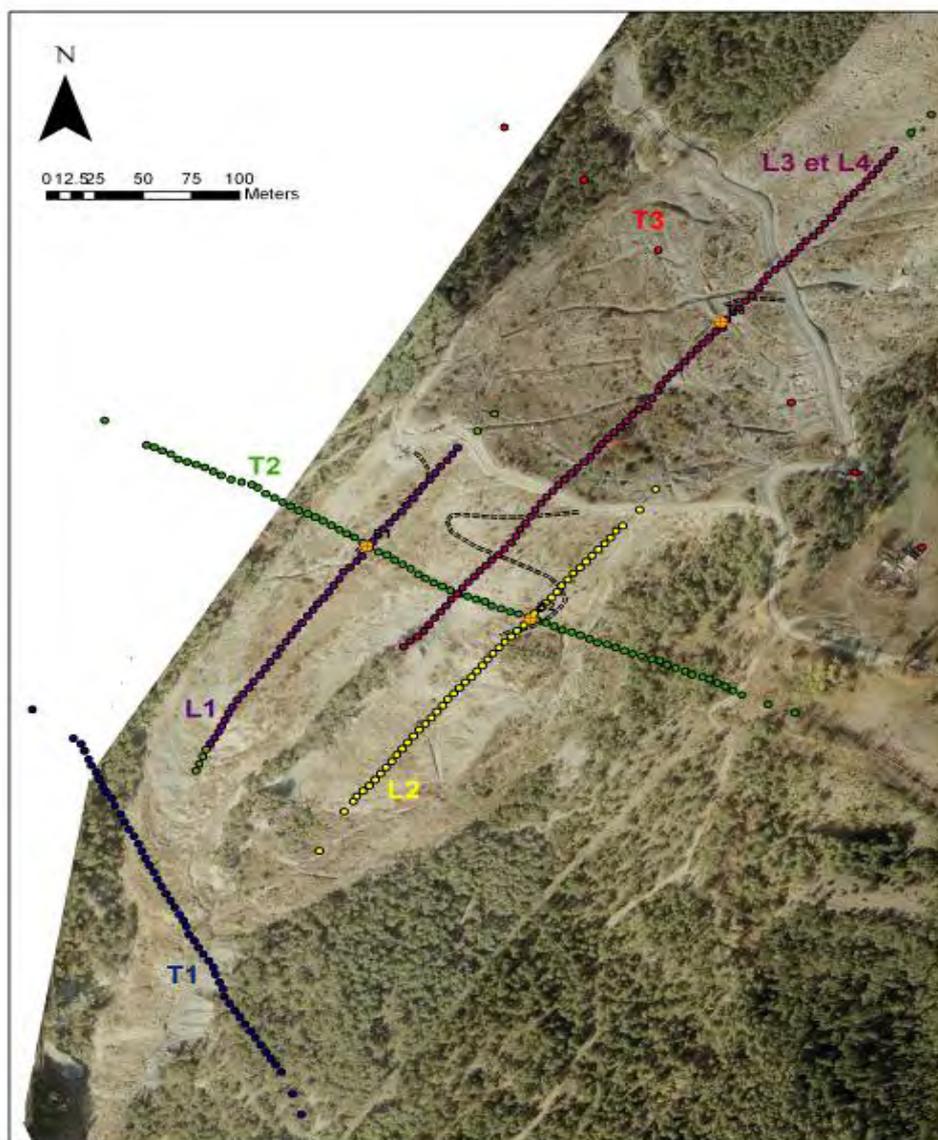


Fig.1 – Photographie aérienne du glissement coulée de La Valette et localisation des profils.

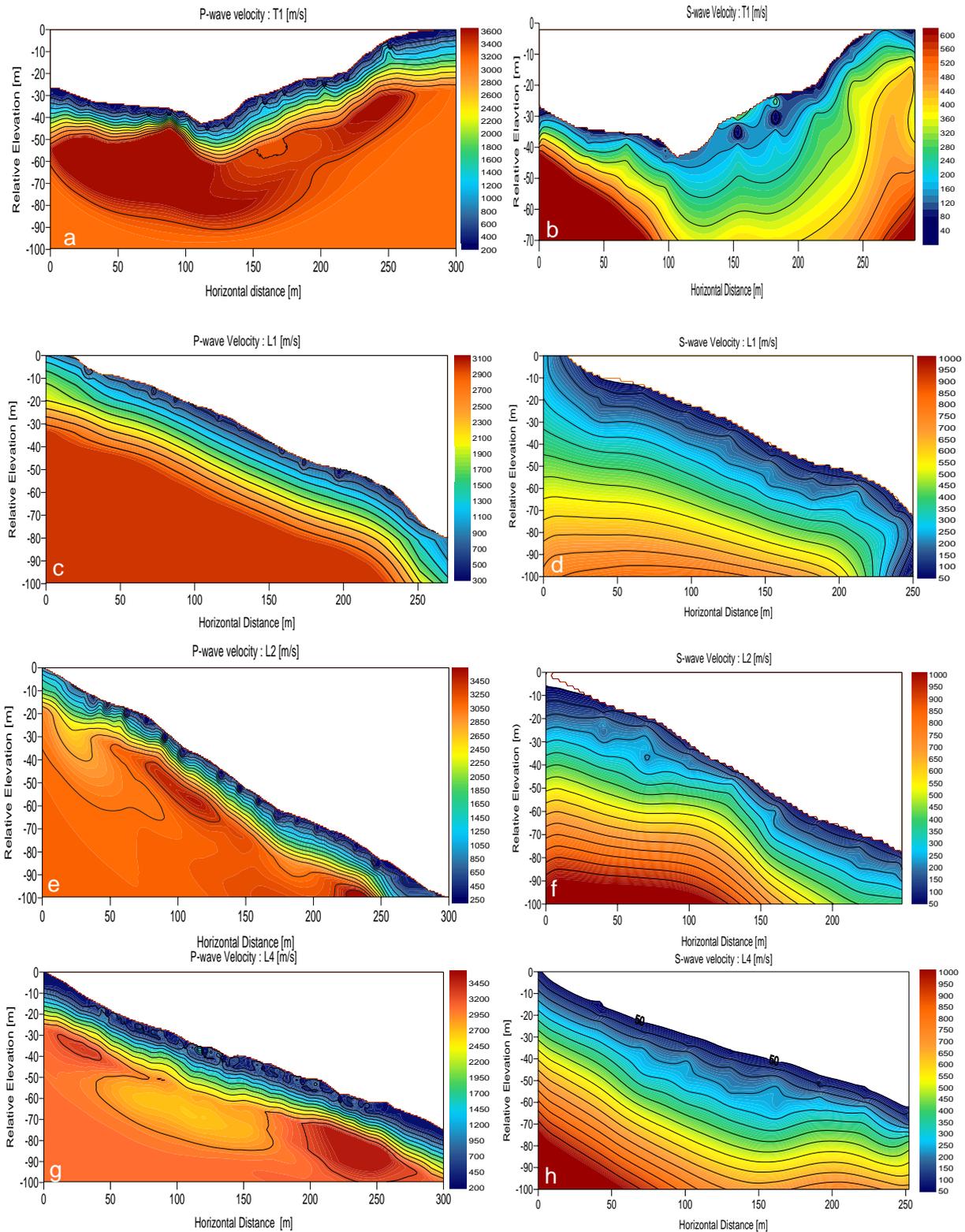


Fig.2 – c) Modèle de vitesse des ondes P : profil L1. d) Modèle de vitesse des ondes S : profil L1. e) Modèle de vitesse des ondes P : profil L2. f) Modèle de vitesse des ondes S : profil L2. g) Modèle de vitesse des ondes P : profil L4. h) Modèle de vitesse des ondes S : profil L4.

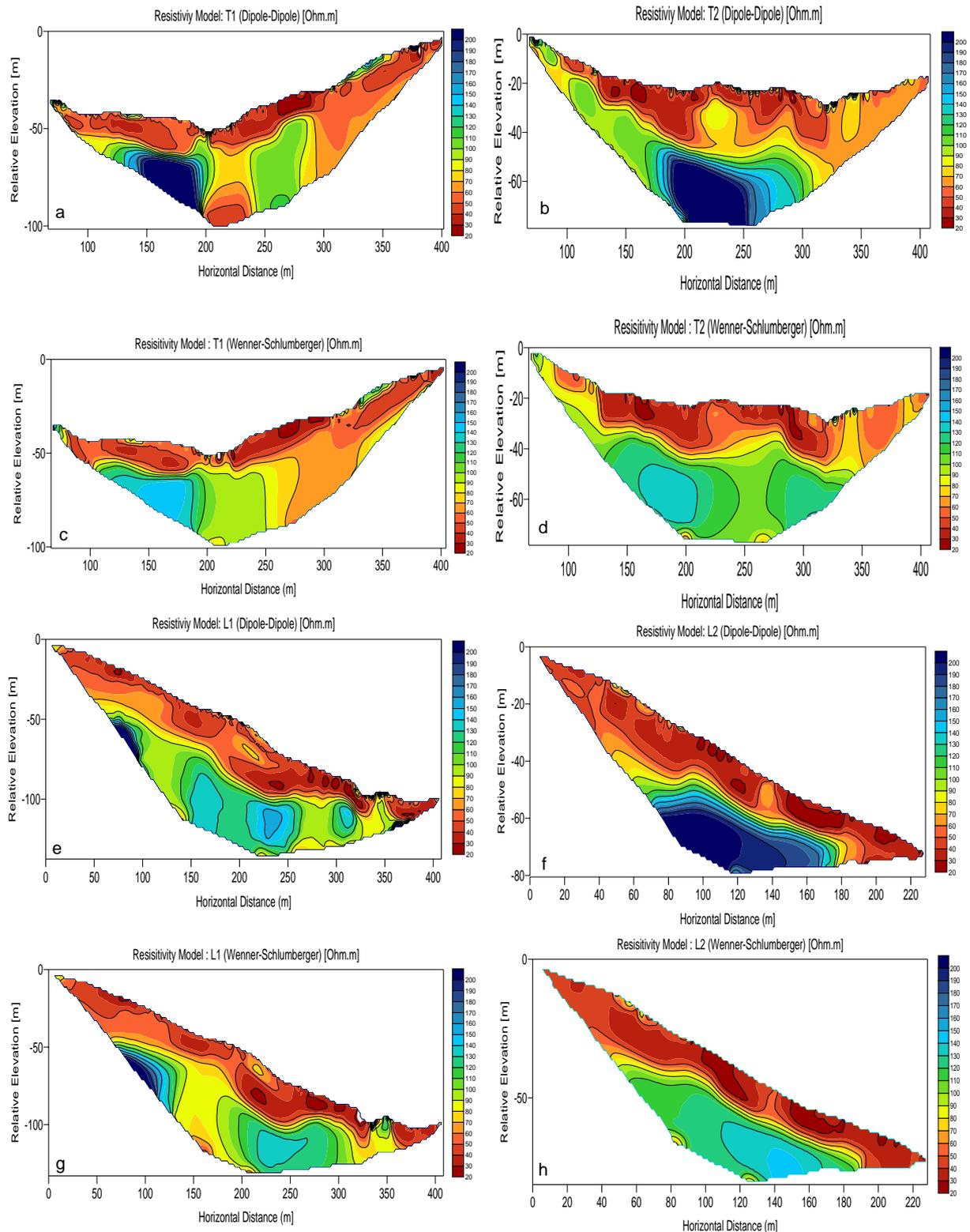


Fig.3 – a) Modèle de résistivité électrique, dispositif dipôle-dipôle, profil T1. b) Modèle de résistivité électrique, dispositif dipôle-dipôle, profil T2. c) Modèle de résistivité électrique, dispositif Wenner-Schlumberger, profil T1. d) Modèle de résistivité électrique, dispositif Wenner-Schlumberger, profil T2. e) Modèle de résistivité électrique, dispositif dipôle-dipôle, profil L1. f) Modèle de résistivité électrique, dispositif dipôle-dipôle, profil L2. g) Modèle de résistivité électrique, dispositif Wenner-Schlumberger, profil L1. h) Modèle de résistivité électrique, dispositif Wenner-Schlumberger, profil L2.

BIBLIOGRAPHIE

Baum R.L., Messerich J., Fleming R.W. (1998). – Surface deformation of slow-moving, clay-rich landslides, Honolulu, Hawaii. – *Environ. Eng. Geosci.*, 4, 283-306.

Besson M., Mermet M. (1984). – Etude du glissement de terrain de La Valette par prospection sismique. – Rapport de Centre d'Etude Techniques de l'Équipement Alpes-Méditerranée-Corse, Aix-en-Provence, 29p.

Brunsdon D., Ibsen M.L. (1996). - in : Dikau R., Brunsdon D., Schrott L., Ibsen M.L. (Eds.), *Landslide Recognition: Identification, Movement and Causes*, Wiley, Chichester, UK, 103-119.

Evin M. (1992). – Prospection sismique en partie basse du glissement de La Valette. – Rapport du Service de Restauration des Terrains en Montagne, Division Blanche-Ubaye, Barcelonnette, 36p.

Grandjean G. (2006). – Imaging subsurface objects by seismic p-wave tomography: numerical and experimental validations. – *Near Surface Geophysics*, 4, 275-283.

Grandjean G. & Bitri A. (2007). – 2M-SASW: multifold multichannels seismic inversion of local dispersion of Rayleigh wave in laterally heterogeneous subsurfaces: application to the Super-Sauze mudslide (France). – *Near Surf. Geophys.*, 30, 925-935.

Grandjean G. & Sage S. (2004). – JaTS : a fully portable seismic tomography software based on Fresnel wavepaths and a probabilistic reconstruction approach. – *Comp. & Geosciences*, 30, 925-935.

G. Grandjean, C. Pennetier, A. Bitri, O. Meric, J.-P. Mallet. (2006) – Caractérisation de la structure interne et de l'état hydrique de glissement argilo-marneux par tomographie géophysique : l'exemple du glissement-coulée de Super-Sauze. – *C.R. Geosciences*.

Herrmann R.B. (2002). – *Computer programs in seismology*. – Department of Earth and Atmospheric Sciences, Saint Louis University, USA.

Hungr O., Evans S.G., Bovis M.J., Hutchinson J.N. (2001). – A review of the classification of landslides of the flow type. – *Environ. Eng. Geosci.*, 7, 221-238.

Loke M.H. (1994). – The inversion of two dimensional resistivity data. PhD Thesis, Univ. of Birmingham, Birmingham, UK, 122p.

Malet J.-P. (2003). – Les "glissements de type écoulement" dans les marnes noires des Alpes du sud. Morphologie, fonctionnement et modélisation hydro-mécanique. – Thèse de Doctorat, Univ. Louis Pasteur, Strasbourg I, France, 394 p.

Malet J.-P., Maquaire O., Klotz S. (2000). – The Super-Sauze flowslide (Alpes-de-Haute-Provence, France) : triggering mechanisms and behaviour. – in : *Proc. VIIIth Int. Symp. On Landslides*, vol. 2, Thomas Telford, Cardiff, 999-1006.



Centre scientifique et technique
Service ARN-RMT
3, avenue Claude-Guillemin
BP 36009 – 45060 Orléans Cedex 2 – France – Tél. : 02 38 64 34 34