



Université Louis Pasteur – Strasbourg I  
Institut de Physique du Globe, UMR 7516 ULP-CNRS

### **Rapport de stage**

Master 2 Géosciences, Environnement et Risques  
Mention Risques Technologiques et Naturels  
Parcours Risques Naturels  
2007/2008

**- Julien PONTON -**

**Caractérisation hydro-géophysique par tomographie électrique d'un glissement de terrain argileux de type "coulée" à l'échelle de la parcelle et du versant.**

Jury:

M. Jean-Philippe MALET, Maître de stage, Institut de Physique du Globe de Strasbourg, IPGS

Mme Anne-Véronique AUZET, Responsable de formation, Institut de Mécanique des Fluides de Strasbourg, IMFS

M. Michel GRANET, Institut de Physique du Globe de Strasbourg, IPGS

# Sommaire

## Remerciements

I. Introduction.....	8
II. Présentation du thème de recherche.....	9
1. Problématique.....	9
2. Etat de l'art en hydrogéophysique appliquée aux glissements de terrain.....	10
3. Axes de recherche.....	11
III. Prospection hydro-géophysique par tomographie de résistivité électrique.....	12
1. Paramètre géophysique mesuré : la résistivité électrique.....	12
1.1 Définition.....	12
1.2 Propriétés physiques des matériaux qui affectent la résistivité électrique.....	13
1.3 Loi d'Archie.....	14
2. La méthode de tomographie de résistivité électrique.....	15
2.1 Principe.....	15
2.2 Dispositifs et acquisition des données.....	17
3. Traitement et modélisation des données.....	17
3.1 Introduction.....	17
3.2 Concept d'inversion en géophysique.....	17
3.3 Méthodologie de l'inversion.....	18
3.4 Filtrage des données avant l'inversion.....	18
3.5 Inversion des données dans RES2DINV.....	19
3.6 Paramétrages d'inversion utilisés.....	20
3.7 Qualité du modèle.....	22
IV. Etude hydro-géophysique en conditions expérimentales.....	24
1. Glissement de terrain de Super-Sauze (Juillet 2007) et de Laval (Octobre 2007).....	24
1.1 Descriptions des expérimentations.....	24
1.2 Acquisitions des données.....	26
1.3 Méthodologie d'analyse des données.....	27
1.4 Paramètres d'inversion.....	28
1.5 Résultats et interprétation.....	29
2. Glissement de terrain de Super-Sauze - Juillet 2008.....	26
2.1 Description de l'expérimentation.....	26
2.2 Acquisition des données.....	27

2.3 Méthodologie d'analyse des données.....	28
2.4 Paramètres d'inversion.....	29
2.4 Résultats et interprétation.....	29
V. Etude hydro-géophysique à l'échelle du glissement.....	45
1. Introduction.....	45
2. Localisation des profils.....	46
3. Acquisition des données.....	46
4. Paramétrages d'inversion.....	47
5. qualité du modèle.....	47
6. Résultats et interprétation.....	47
VI. Conclusion .....	52
Bibliographie .....	53
Annexes .....	55

## Remerciements :

Je remercie mon maître de stage Jean-Philippe Malet, Julien Travelletti, thésard à l'IPGS, auprès de qui j'ai beaucoup appris en 6 mois de stage. J'ai également été ravi de côtoyer et de travailler avec les autres membres du laboratoire à Strasbourg et sur le terrain à Barcelonnette, Clément et les gars du BRGM d'Orléans, ainsi que Colin et ses collègues du RTM de Barcelonnette.

## Synthèse :

Le but de cette étude est d'appliquer la technique de tomographie de résistivité électrique afin d'étudier :

- les processus hydrologiques d'écoulement préférentiel dans le sous-sol à l'échelle de la parcelle,
- la structure interne du glissement de terrain d'un point de vue géologique et hydrologique.

La première partie de ce stage (entre mi février et mi juillet) a porté d'une part sur la familiarisation avec la méthode et d'autre part sur l'étude des données géophysiques et hydrologiques issues des campagnes de terrain sur les glissements de Super-Sauze en Juillet 2007 et de Laval en Octobre 2007. Ces données ont été acquises lors de simulations de pluie destinées à étudier le comportement hydrologique en termes d'écoulements préférentiels du sous-sol à l'échelle d'une parcelle (14x7 m) équipée. Le traitement et la modélisation des fichiers de données de résistivités apparentes, obtenues au cours des simulations, a permis de réaliser des tomographies permettant d'étudier les variations de la résistivité électrique du sous-sol au cours du temps.

Une mission de terrain a ensuite été réalisée entre les 15 et 30 juillet sur le glissement de Super-Sauze. Les données acquises lors de cette période ont servies :

- à étudier les variations de résistivités liées à des écoulements préférentiel au niveau de trois parcelle d'infiltration localisées chacune dans une partie du glissement ayant des caractéristiques différentes. Ces données ont été acquises par un dispositif électrique dipôle-dipôle de 24 électrodes espacées de 0.5 m durant les deux jours de simulation de pluie propres à chaque parcelle. La modélisation en mode "time-lapse" de ces fichiers a permis de suivre les variations dans le temps des valeurs de résistivité électrique.

L'analyse des trois paramètres : variations des résistivités électriques, des niveaux piézométriques et des conductivités électriques de l'eau du sous-sol, a permis de mettre en évidence l'importance des caractéristiques initiales du milieu dans la réponse du sol en termes de variations de la résistivité électrique. Ainsi, en tenant compte des facteurs d'incertitude, l'étude des processus d'écoulement préférentiel par tomographie électrique est plus ou moins adaptée et efficace en fonction des propriétés hydriques et électriques du sol.

- à étudier la structure interne du glissement en différenciant des couches de gammes de résistivités différentes, et à l'intérieur de ces couches, d'identifier des zones susceptibles d'être le siège d'écoulements préférentiels.

L'analyse des tomographies a permis de différencier nettement deux couche que l'on peut d'après la littérature associées à la coulée active (couche "conductrice") et à l'ensemble "corps mort" et substratum (couche "résistante"). En surface, les contrastes entre la coulée et les versants sont bien nettes. En profondeur, la frontière entre les deux couches est quelques fois difficilement interprétable en raison de l'incertitude du modèle en profondeur. Au sein de la coulée, des zones pouvant s'apparenter à des aquifères ou à des zones d'écoulement préférentiel.

## Liste des figures

Figure 1 : Principe de la construction d'une pseudo-section de résistivité apparente (UNIL,EPFL,Lausanne).

Figure 2 : exemple de pseudo-sections réalisées avec un dispositif dipôle-dipôle et Wenner-Schlumberger (Res2Dinv manual)

Figure 3 : fichier de mesure de résistivités apparentes \*.bin ouvert dans prosys II

Figure 4 : onglet "filtering data" de Prosys II

Figure 5 : distribution des blocs utilisés dans la modélisation  $\square$  et points de mesure  $\times$

Figure 6 : Exemple de l'inversion d'une même pseudo-section de résistivités apparentes utilisant les paramétrages "least-square smoothness constrain" et "robust constrain". (a) Pseudo-section de résistivité apparente (Wenner) d'un modèle synthétique avec un bloc (à gauche) de résistivité 100  $\Omega.m$  et un petit bloc rectangulaire (2  $\Omega.m$ ) inclut dans un milieu homogène (10  $\Omega.m$ ).

Figure 7 : Représentation des valeurs de la fonction de sensibilité pour les dispositifs les plus courants

Figure 8 : photo de la parcelle d'infiltration de Super-Sauze en juillet 2007

Figure 9 : Photographie de la zone d'expérimentation du glissement de Laval

Figure 11 : description des sites et des dispositifs électriques et sismiques lors des expérimentation d'infiltration provoquée sur les glissements de Super-Sauze et de Laval.

Figure 12: emplacement des parcelles A, B et C et aspect en surface

Figure 13 : Dispositif de la l'expérimentation : abri de la zone d'infiltration, simulateur de pluie, délimitation de la zone avec électrodes et piézomètres

Figure 14 : Valeurs des résistivités vraies de trois pseudo-sections de chacune des parcelle A, B et C.

Figure 15: matrice de l'incertitude en % des valeurs de résistivités (en haut) et de la matrice la sensibilité relative des modèles de la parcelle A (en bas)

Figure 16 : tomographies des valeurs de résistivités électriques calculées en mode "time-lapse" de la parcelle A entre le 20 et le 21/07/07

Figure 17 : schéma synthétique de l'infiltration provoquée de la parcelle A ; variations des niveaux piézométriques ; variations de la conductivité électrique dans les piézomètres A1,A2,A3,A4 ; chronologie des tomographies de résistivité électrique (l'échelle du temps est représentée de manière relative).

Figure 18 : matrice la sensibilité relative des mesures de résistivité et de l'incertitude de la parcelle A

Figure 19 : tomographies des valeurs de résistivités électriques calculées en mode "time-lapse" de la parcelle B entre le 22 et le 23/07/07

Figure 20 : schéma synthétique de l'infiltration provoquée de la parcelle B ; variations des niveaux piézométriques ; variations de la conductivité électrique dans les piézomètres B1,B2,B3,B4 ; chronologie des tomographies de résistivité électrique.

Figure 21 : matrice la sensibilité relative (en haut) et matrice de l'incertitude en % des valeurs de résistivités des modèles de la parcelle B(en bas)Figure 22 : tomographies des valeurs de résistivités électriques calculées en mode "time-lapse" de la parcelle B entre le 20 et le 21/07/07

Figure 23 : schéma synthétique de l'infiltration provoquée de la parcelle B ; variations des niveaux piézométriques ; variations de la conductivité électrique dans les piézomètres C1,C2,C3,C4,C5 ; chronologie des tomographies de résistivité électrique.

Figure 12: emplacement des parcelles A, B et C et aspect en surface

Figure 13 : Dispositif de la l'expérimentation : abri de la zone d'infiltration, simulateur de pluie, délimitation de la zone avec électrodes et piézomètres

Figure 14 : Valeurs des résistivités vraies de trois pseudo-sections de chacune des parcelle A, B et C.

Figure 15: matrice de l'incertitude en % des valeurs de résistivités (en haut) et de la matrice la sensibilité relative des modèles de la parcelle A (en bas)

Figure 16 : tomographies des valeurs de résistivités électriques calculées en mode "time-lapse" de la parcelle A entre le 20 et le 21/07/07

Figure 17 : schéma synthétique de l'infiltration provoquée de la parcelle A ; variations des niveaux piézométriques ; variations de la conductivité électrique dans les piézomètres A1,A2,A3,A4 ; chronologie des tomographies de résistivité électrique (l'échelle du temps est représentée de manière relative).

Figure 18 : matrice la sensibilité relative des mesures de résistivité et de l'incertitude de la parcelle A

Figure 19 : tomographies des valeurs de résistivités électriques calculées en mode "time-lapse" de la parcelle B entre le 22 et le 23/07/07

Figure 20 : schéma synthétique de l'infiltration provoquée de la parcelle B ; variations des niveaux piézométriques ; variations de la conductivité électrique dans les piézomètres B1,B2,B3,B4 ; chronologie des tomographies de résistivité électrique.

Figure 21 : matrice la sensibilité relative (en haut) et matrice de l'incertitude en % des valeurs de résistivités des modèles de la parcelle B(en bas)

Figure 22 : tomographies des valeurs de résistivités électriques calculées en mode "time-lapse" de la parcelle B entre le 20 et le 21/07/07

Figure 23 : schéma synthétique de l'infiltration provoquée de la parcelle B ; variations des niveaux piézométriques ; variations de la conductivité électrique dans les piézomètres C1,C2,C3,C4,C5 ; chronologie des tomographies de résistivité électrique.

Figure 24 : a) Structure interne de la zone d'accumulation de la coulée (croisement de toutes les méthodes d'investigation) et synthèse des caractéristiques hydro-mécaniques (Malet, 1998 ; Flageollet et al., 2000) ; b) localisation des transect B,C,D et E sur la coulée.

Figure 25 : interprétation jointe de cinq couples de sondage TDEM-électrique et calage sur ds sondages géotechniques du secteur est du transect C (Schmutz et al., 2000).

Figure 26 : photo aérienne du glissement et localisation des profils électriques structuraux

Figure 27 : configuration des dispositifs électriques des profils longitudinaux (n x 48 électrodes)

Figure 28 : Tomographies des profils : a) T2, b) L2, c) L1

Figure 29 : analyse des profondeur de la couche résistante au niveau des intersection entre les profils T2, L1 et L2

## Liste des tableaux :

*Tableau 1 : dosages des traceurs chimiques pour chaque parcelle*

*Tableau 2 : moyenne et écart-type de trois pseudo-sections inversées ( $\Omega.m$ )*

*Tableau 3 : paramètres d'inversion des résistivités électriques apparentes des parcelles A, B et C.*

*Tableau 4 : facteurs de qualité du modèle de résistivités vraies de la parcelle A*

*Tableau 5 : facteurs de qualité du modèle de résistivités vraies de la parcelle B*

*Tableau 6 : facteurs de qualité du modèle de résistivités vraies de la parcelle C*

*Tableau 7 : caractéristiques initiales des parcelles expérimentales*

*Tableau 8 : paramètres d'inversion des résistivités électriques apparentes des profils transverses et longitudinaux.*

*Tableau 9 : caractéristiques géophysiques des formations du bassin de Barcelonnette (Schmutz, 2001).*

## Liste des annexes :

Annexe 1 : Etude hydro-géophysique à l'échelle de la parcelle du glissement de terrain de Super-Sauze en Juillet 2007.

Annexe 2 : Etude hydro-géophysique à l'échelle de la parcelle du glissement de terrain de Laval en Octobre 2007.

Annexe 3 : Photos et illustrations détaillant les parcelles d'infiltration A, B et C

Annexe 4a : paramétrages d'inversion et facteurs de qualité des modèles des profils transverses et longitudinaux.

Annexe 4b : Tomographies des profils longitudinaux (L1, L2,L3) et transversaux (T2, T4, T5)

## I. Introduction

La compréhension du fonctionnement hydrologique d'une masse instable est un objectif majeur dans l'étude des mouvements de terrain. L'infiltration et la circulation d'eau au sein d'un terrain instable peuvent engendrer une altération progressive des caractéristiques mécaniques des matériaux qui augmente le risque de déclenchement des phénomènes de glissements de terrain et de coulées boueuses (Eberhardt et al., 2005).

L'eau est un facteur qui exerce, via différents processus, une action déstabilisatrice sur les versants caractérisée par:

- l'accroissement du poids volumique des sols par augmentation de la teneur en eau,
- le changement de comportement rhéologique : le sol peut passer progressivement de l'état solide à l'état de fluide visqueux,
- les circulations d'eau souterraines peuvent engendrer une altération progressive des terrains encaissants, avec une dégradation de leurs caractéristiques mécaniques,
- l'action mécanique défavorable qu'exercent les pressions de l'eau souterraines sur la cohésion de la masse instable.

Ainsi, l'eau présente au sein d'une masse instable est un paramètre essentiel contrôlant la dynamique du mouvement de terrain. L'influence de l'eau sur la masse instable croît avec sa proportion. Le mouvement peut être nul ou faible en dessous d'une certaine hauteur piézométrique, et au-delà d'un certain seuil, un déplacement important de la masse instable peut s'initier (Pouget et Livet, 1994). La teneur en eau du sol et le niveau de la zone saturée varient en fonction des apports extérieurs tels que les précipitations, l'évaporation. Certains facteurs ont également une influence sur la zone saturée et non saturée. Des paramètres structuraux du terrain tels que les fissures influent sur la hauteur de la nappe. Tantôt elles constituent des zones d'écoulement préférentiel qui alimentent la nappe et diminuent le délai entre la pluie et la réponse du glissement, tantôt elles jouent le rôle de drains abaissant localement le niveau piézométrique (J.P. Malet, 2003).

Le mémoire s'articule autour de l'étude d'un glissement en terrain argileux à l'échelle de la parcelle et à l'échelle du versant.

D'une part, le lien entre le fonctionnement hydrologique du glissement et les écoulements préférentiels est l'un des aspects essentiels de cette étude. Pour cela, des expérimentations localisées sur les glissements de Super-Sauze et de Laval ont été menées à l'échelle de la parcelle en différents emplacements sur la coulée : partie stable, active, plus ou moins saturée en eau etc. Ces expérimentations ont consisté à étudier les processus d'infiltration et d'écoulement lors de simulation de pluie en mesurant dans le temps les variations de paramètres hydrologiques et géophysiques. Dans le cadre de ce mémoire, le paramètre ayant été étudié le plus en détail est la résistivité électrique du sol en liaison avec le niveau piézométrique et la conductivité de l'eau de la pluie artificielle et celles mesurées dans les piézomètres ont également été étudiés.

D'autre part, l'étude s'est portée sur la caractérisation de la structure interne de la coulée de Super-Sauze à l'échelle du versant, grâce à des tomographies de résistivités électriques réalisées de la partie amont jusqu'à la partie aval du glissement, dans le sens de la pente et perpendiculairement à celle-ci. A l'échelle du glissement, l'étude des variations de la résistivité électrique du sous-sol a consisté à différencier des ensembles plus ou moins homogènes en termes de résistivité.

Ce travail a pour objectif l'étude du système hydrologique des glissements-coulées initiés dans des terrains argilo-marneux à travers l'analyse de paramètres hydrologiques et géophysiques.

Dans un premier temps, la problématique et les axes de recherche de ce mémoire seront présentés. Ensuite, un état de l'art sur les méthodes de prospection hydro-géophysique sera réalisé en exposant la

théorie liée à la méthode de la tomographie de résistivité électrique. Ensuite sera abordé le traitement des données, le concept d'inversion et la modélisation des tomographies. Enfin, les résultats et les interprétations seront présentés.

## II. Présentation du thème de recherche

### 1. Problématique

Ce travail s'inscrit dans un axe de recherche relatif aux risques naturels en montagne. Il se divise en deux parties.

En introduction, il a été dit d'une part que la dynamique d'un mouvement de terrain est essentiellement contrôlée par la présence d'eau au sein de la masse instable. D'autre part, que des paramètres structuraux de la masse en mouvement agissent sur la teneur en eau de la masse instable, paramètre essentiel de la dynamique d'un glissement de terrain.

La différence d'échelle et l'objectif de l'emploi de la méthode de tomographies de résistivités électriques ne sont pas les mêmes tant pour le dispositif utilisé sur le terrain que lors de l'inversion des données au laboratoire, selon que l'on se place à l'échelle de la parcelle et du versant.

Premièrement, la méthode de tomographie de résistivités électriques du sol est appliquée à l'échelle de la parcelle, afin d'étudier les variations du paramètre  $\rho$  (résistivité vraie) au cours du temps au niveau d'un ou de plusieurs profils, le long desquels les conditions hydriques du sol variaient d'un état initial plutôt "sec" variables selon sa teneur en eau à un état plus "humide". En plus de l'analyse de la variation de  $\rho$  soumis à une évolution de l'état hydrique du sol, les variations de  $\rho$  induites par l'évolution entre deux pluies artificielles caractérisées par des conductivités électriques différentes ont été observées.

En reformulant l'hypothèse que les paramètres structuraux du sol agissent sur l'écoulement et l'infiltration de l'eau au sein de la masse instable, l'idée a été d'observer l'évolution de ces processus hydrologiques.

Grâce aux tomographies de résistivités électriques, l'idée a été de caractériser spatialement les zones hydrologiquement actives censées constituer des zones d'écoulements ou d'infiltration préférentiels.

Les mesures de valeurs de résistivités électriques à l'échelle de la parcelle supposent qu'elles soient réalisées dans un milieu qui tend à être plus ou moins homogène en termes de nature hydrique, lithologique et structurale ou suppose tout du moins que les variations de  $\rho$  soient y de faibles amplitudes. A supposé que l'eau s'écoule ou s'infiltré de manière préférentielle dans le sol, on devrait donc dans ces zones observer des variations de  $\rho$  causées par l'augmentation de la teneur en eau dans le cas d'un milieu plutôt "sec", ou causées par les traceurs chimiques conducteurs dans un milieu quasi-saturé.

L'extension spatiale de faible ampleur de ces processus hydrologiques conditionne l'efficacité et donc les résultats de la méthode de tomographie électrique. C'est pourquoi il est nécessaire d'utiliser une méthode électrique la mieux adaptée à ce type d'étude. Parmi les dispositifs employés, les modes dipôle-dipôle et Wenner-Schlumberger ont été utilisés avec des espacements d'électrodes réduits pour optimiser la résolution des mesures.

Deuxièmement, la méthode de tomographie électrique a été appliquée à la reconnaissance d'ensembles plus ou moins homogènes en terme de résistivité électrique pouvant marquée la structure interne du glissement de terrain de Super-Sauze. De même que pour l'application de la méthode et de l'analyse des données à l'échelle de la parcelle, dans le cas de l'étude des variations spatiales des résistivités électriques à l'échelle du versant, un certain type de dispositif et de traitement des valeurs de résistivités apparentes doit être choisi. Ainsi, il est d'usage d'utiliser un dispositif Wenner-Schlumberger pour ce genre d'investigation. Afin d'optimiser le résultat de l'inversion et donc des

tomographies, le traitement des données doit être réalisé en utilisant les paramétrages appropriés que propose Res2Dinv pour ce genre d'étude.

De plus, l'objectif étant de différencier la masse en mouvement du substratum sous-jacent, les profils électriques ont été placés de telle manière à ce qu'ils recoupent en surface à la fois la langue du glissement et une partie stable du versant. Ceci afin de repérer en profondeur le contraste en termes de résistivité qu'il peut y avoir entre ces différentes unités.

## 2. Etat de l'art en hydrogéophysique appliquée aux glissements de terrain

Les méthodes de prospection géophysique sont pour la plupart d'entre elles présentent des avantages tels que :

- la flexibilité, la facilité et la rapidité de mise en œuvre sur tout type de terrain,
- leur caractère non-invasif, ...
- leur capacité à explorer un grand volume de sol.

Elles ont également quelques inconvénients dus à leur nature même :

- la diminution de la résolution avec la profondeur,
- la non-unicité des solutions pour une série de mesure et donc la nécessité d'effectuer une calibration des appareillages,
- les informations indirectes qu'elles procurent (paramètres physiques au lieu de paramètres géotechniques ou géologiques.)

Les méthodes utilisées doivent être adaptées aux problèmes à résoudre et aux quatre facteurs contrôlant essentiels qui doivent être pris en considération avant chaque prospection de terrain. Ces quatre facteurs sont :

- l'existence d'un contraste géophysique tel que la présence de limites géologiques, géophysiques.
- les caractéristiques de la méthode en elle-même (la profondeur d'investigation et la résolution),
- les mesures de prospection géophysiques doivent toujours être calibrées (contraintes) par des données géologiques ou géotechniques pour obtenir une interprétation fiable,
- la performance des techniques de prospection géophysique dépend fortement du rapport signal-sur- bruit.

Généralement, les principaux objectifs de la prospection géophysique appliquée au glissement de terrain sont :

- la reconstruction géométrique du corps du glissement (extension latérale et profondeur),
- l'identification des surfaces de cisaillement entre la masse instable et le bedrock,
- l'étude des circulations et des accumulations d'eau souterraine dans le corps du mouvement de terrain qui contrôlent la mise en mouvement de la masse instable (McCann et Foster, 1990 ; Bruno et Marillier, 2000 ; Gallipoli et al., 2000 ; Hack, 2000 ; Mauritsch et al., 2000 ; Lapenna et al., 2003).

Les méthodes électriques telles que les tomographies de résistivité électrique (ERT) sont bien adaptées à l'étude des circulations et des accumulations d'eau (Griffith et Barker, 1993 ; Loke et Barker, 1996 ; Giano et al., 2000 ; Schmutz et al., 2000, Bogoslovsky et Ogilvy, 1977; Patella et al., 1995; Bruno et al., 1998; Revil et al., 2002).

De plus, des méthodes d'inversion (Loke and barker, 1996 ; Patella, 1997) permettent d'optimiser l'interprétation des données et permettent ainsi de résoudre des problèmes géologiques complexes, tels que la définition des structures souterraines (i.e. failles, nappes, etc.), et d'étudier l'évolution spatio-temporelle des flux d'eau souterraine au sein du glissement

La méthode de tomographie de résistivité électrique apporte des informations sur les propriétés des matériaux de la sub-surface. La distinction en termes de résistivité entre les parties instables et stables (marges du glissement ou bedrock) est possible aux endroits où il y a différents indices de porosité, de saturation en eau du sol, de teneur en argile etc.

La mise en évidence de la géométrie et de la structure des mouvements de terrain peut être réalisée en mesurant les gradients physiques existant entre une roche en place et une roche remaniée. Ces différences concernent principalement la compaction, la teneur en eau, la porosité, la résistivité qui varie en fonction des deux paramètres précédents (Schmutz, 2001). Les variations de compaction caractérisant les changements de la structure interne d'un glissement peuvent être mises en évidence par les méthodes sismiques relatives à l'étude des vitesses sismiques et les variations de teneur en eau, porosité par les méthodes de prospection électriques. Ainsi, les méthodes les mieux adaptées sont l'électrique, l'électromagnétisme et la sismique. Dans les années 1970-1980, de nombreuses recherches ont été engagées pour tenter de définir les méthodes et les méthodologies géophysiques les mieux adaptées à l'étude des mouvements de terrain (Moore, 1972 ; Knights et Matthews, 1976 ; Muller, 1977, Lee et Mystowski, 1978 ; Cassinis et al., 1982 ; Kovari, 1988). Les méthodes électriques et sismiques ont été massivement employées et de nombreux résultats ont été par exemple présentés au Symposium sur les glissements de terrain de Lausanne en 1988 (Chiara et al. ; Hutchinson ; Wang et Maz ; Follacci et al. ; ...) et de Christchurch en 1992 (Bryant ; Gillonet al. ...) ou par Cummings et Clark (1988), Palmer et Weisgarber (1988). Un premier palier avait alors été atteint en recherche et mise au point de techniques d'investigation géophysique et d'outil d'analyse des données.

En 1990, McCann et Forster font un tour d'horizon des principales méthodes et techniques géophysiques employées pour l'étude de glissements et/ou de coulées. Ils s'agissaient de : la sismique réfraction et réflexion, la surveillance microsismique, la résistivité électrique, les méthodes électromagnétiques, les méthodes magnétiques et la géophysique de puits. En 1990 encore, seules la sismique réfraction et la résistivité électrique sont employées à cette époque pour la reconnaissance de la structure tridimensionnelle d'un glissement. Actuellement, nous bénéficions des avancées technologiques (capacité de calcul des ordinateurs) et de nouvelles méthodes de traitement en particulier en ce qui concerne les domaines électrique et électromagnétique (Grandis et al., 1999 ; Schott et al., 1999). C'est pourquoi de nouveaux essais méthodologiques sont tentés (Allen, 1997...).

Plus récemment, l'évolution des techniques d'acquisition et de traitement des données a permis d'améliorer la qualité et l'interprétation des résultats issus d'investigations géophysiques. Les méthodes appliquées seule auparavant commencent à être combinées lors de l'inversion des données. C'est le cas par exemple des informations sismiques et électriques qui peuvent être combinées par une méthode de fusion basée sur la logique floue (Grandjean et al., 2007). Les tomographies résultantes apportent des informations qui peuvent corroborer des hypothèses géomécaniques (déformation fragile ou plastique) faites sur le comportement mécanique de la coulée.

### 3. Axes de recherche

Les axes de recherche du mémoire au sein de cette problématique s'organisent :

- autour de la connaissance et de l'étude approfondie de certains processus hydrologiques (écoulement gravitaire et infiltration) contrôlant la recharge de la zone saturée dans le glissement (glissements de Super-Sauze et de Draix).
- autour de la connaissance et de l'étude des paramètres hydrologiques et hydro-géophysiques d'un glissement de terrain de type "coulée" à l'échelle du versant (glissement de Super-Sauze).

- A l'échelle du glissement :

- Le travail se portera sur l'étude des tomographies électriques dans le but de déterminer la structure interne du glissement et la topographie du substratum.

- A l'échelle de la parcelle:

Le travail se portera sur :

- l'optimisation du traitement et de la modélisation des tomographies de résistivité électriques afin de suivre la progression latérale et verticale des processus hydrologiques contrôlant l'apport d'eau au sein de la masse instable,
- l'analyse des données hydrologiques (niveau piézométrique, conductivité électrique, etc.) afin d'établir des corrélations entre les variations de ces paramètres et les variations des résistivités électriques.

## V. Prospection hydro-géophysique par tomographie de résistivité électrique

### 2. Paramètre géophysique mesuré : la résistivité électrique

#### 2.1 Définition

La résistance électrique  $R$  est définie par la loi d'Ohm en mesurant la différence de potentiel  $\Delta V$  induite entre deux points d'un conducteur par la circulation d'un courant électrique d'intensité  $I$  entre ces deux points:

$$R = \frac{\Delta V}{I}$$

D'après la loi d'Ohm, la différence de potentiel  $\Delta V$  induite dans un conducteur est proportionnelle au courant électrique  $I$  qui traverse ce conducteur. La résistance  $R$  est la constante de proportionnalité entre ces deux paramètres. La résistance  $R$  est exprimée en ohm ( $\Omega$ ), l'intensité du courant électrique  $I$  en Ampères (A) et la différence de potentiel en  $\Delta V$  en Volts (V).

La résistivité électrique est définie comme étant la mesure de la difficulté qu'a un courant électrique à traverser un milieu conducteur. La résistivité électrique vraie d'un volume cubique d'un matériau conducteur isotrope et homogène mesuré entre deux plaques conductrices et parallèles est donnée par:

$$\rho = \frac{RA}{L}$$

où  $\rho$  est la résistivité électrique du matériau exprimée en ohm-m,  $A$  est l'aire de la section transversale des plaques conductrices ( $m^2$ ) et  $L$  est la distance de séparation entre les deux plaques conductrices (m). La résistivité électrique est une propriété intrinsèque du matériau conducteur et elle ne dépend donc pas des dimensions des plaques conductrices et de leur distance de séparation.

La réciproque de la résistivité électrique  $\rho$  est la conductivité électrique  $\sigma$  et s'exprime en Siemens par mètre (S/m):

$$\rho = \frac{1}{\sigma}$$

De toutes les propriétés physiques des roches et des minéraux, la résistivité électrique est celle qui présente les plus grandes variations.

## 2.2 Propriétés physiques des matériaux qui affectent la résistivité électrique

Un des chemins les plus importants, et dans certains cas l'unique chemin du courant électrique à travers le système eau-sol est l'eau contenue dans les pores. Ainsi, plus la conductivité de l'eau des pores est forte, plus la conductivité du système est forte. La conductivité du fluide des pores dépend du type du fluide, des sels présents et de leur concentration, et de la température. La mobilité des ions dans la solution augmente quand la température augmente, et ainsi augmente la conductivité de la solution

### a) La porosité

La porosité d'un matériau contrôle sa résistivité électrique mais d'une façon moindre que la concentration des minéraux dissous dans l'eau interstitielle. La porosité  $\Phi$  d'un matériau est définie par le rapport du volume des vides sur le volume total d'un échantillon:

$$\phi = \frac{V_v}{V_T}$$

$V_v$  : volume des vides ;  $V_t$  : volume total et où le volume des vides  $V_v$  correspond à la somme des volumes occupés par l'air et l'eau contenu dans les pores d'un matériau.

La résistivité électrique augmente avec la diminution de la porosité. Lorsque la porosité diminue, la taille des grains du matériau ainsi que la taille des pores diminuent et la longueur des capillaires qui relient les pores augmente. La longueur effective  $L$  du trajet parcouru par le courant électrique est ainsi augmentée et la section transversale effective  $A$  est diminuée, puisque les pores sont d'une taille plus petite. D'après l'équation (a), puisque la résistance électrique est directement proportionnelle à la longueur du trajet suivi par le courant et inversement proportionnelle à la section transversale à la circulation du courant, la diminution de la porosité augmente donc la résistance et la résistivité électrique. En effet, la résistivité électrique est directement proportionnelle à la résistance.

$$\rho = \frac{RA}{L} \quad (a)$$

### b) La teneur en eau

Le contenu en eau peut être exprimé en terme du degré de saturation en eau  $S_e$  d'un matériau qui est défini par la fraction d'eau contenue dans les pores:

$$S_e = \frac{V_e}{V_v}$$

où  $V_e$  est le volume occupé par l'eau dans les pores d'un matériau et  $V_v$  est le volume total occupé par les pores ou le volume des vides.

La résistivité électrique est inversement proportionnelle au contenu en eau d'un matériau (b). La circulation du courant s'effectue au travers de l'électrolyte plus ou moins conducteur qui est présent dans les pores. Il ne peut pas circuler dans les particules isolantes du matériau. Par conséquent, plus le contenu en eau est élevé, plus les ions peuvent circuler facilement dans le matériau et plus la résistivité électrique du matériau est faible.

$$\rho = \frac{\rho_e a \phi^{-m}}{S_e^n} \quad (b)$$

### c) La présence d'argile

Les argiles possèdent une structure composée de feuillets microscopiques dont certaines surfaces sont chargées négativement. Des cations peuvent être adsorbés sur les faces des feuillets d'argiles, en étant peu liés et libres de se déplacer. Lorsque les argiles se retrouvent en présence d'eau, même en très faible quantité, les ions qui sont contenus dans l'eau peuvent être échangés avec les cations peu liés à aux argiles. Le courant électrique peut donc passer librement à la surface de l'argile et la résistivité électrique est alors très faible.

Par ailleurs, une argile complètement sèche possède une faible conductivité électrique car les échanges ioniques sont presque impossibles en absence d'eau. Tous les matériaux qui contiennent une certaine quantité d'argile possèdent une conductivité électrique plus élevée qu'en son absence.

### d) La salinité du fluide interstitiel

La salinité de l'eau interstitielle du milieu poreux est importante puisque le déplacement des ions des sels en solution, des charges électriques, est le médium par lequel le courant électrique se déplace dans le matériau. La conductivité électrique d'un électrolyte dépend de la quantité d'ions présents dans l'eau, mais également de la viscosité de l'eau qui affecte la vitesse de déplacement des ions dans l'eau.

### f) Température et viscosité

Les variations de résistivité électrique de l'électrolyte en fonction de la concentration des minéraux et de la température sont importantes. La viscosité du fluide varie en fonction de la température. Une augmentation de la température diminue la viscosité de l'eau. Les ions contenus dans l'eau deviennent alors plus mobiles. Cette augmentation de la mobilité des ions augmente leur vitesse de déplacement sous une différence de potentiel et il s'ensuit une augmentation de la conductivité électrique.

## 2.3 Loi d'Archie

### a) Sols non argileux

Dans la plupart des matériaux, la conductivité électrique se fait principalement par transport ionique à travers l'eau présente dans les pores de ces matériaux. C'est le phénomène de la conductivité électrolytique. La conductivité électrique d'un matériau poreux varie ainsi en fonction du volume et de l'arrangement des pores, ainsi que de la conductivité électrique de l'eau et du volume occupé par l'eau dans les pores. La loi empirique d'Archie (1942) met en relation la résistivité électrique  $\rho$  d'un matériau avec sa porosité  $\Phi$ , la résistivité électrique de l'eau interstitielle  $\rho_e$  contenue dans les pores et le degré de saturation des pores  $S_e$ , pour un matériau dépourvu d'argile, un sable propre (Telford et al., 1990):

$$\rho = \frac{\rho_e a \Phi^{-m}}{S_e^n}$$

où  $a$ ,  $m$  et  $n$  sont des constantes déterminées empiriquement. Le paramètre  $m$ , appelé exposant de cimentation, peut prendre des valeurs entre 1,3 et 2,5. Plus le degré de cimentation d'une roche est élevé, plus la valeur de cet exposant est grande. Pour un sable non consolidé, la valeur de  $m$  est minimale et d'environ 1,3 (Archie, 1942). La constante  $a$  varie entre 0,5 et 2,5. Le paramètre  $n$  est appelé exposant de saturation et possède normalement une valeur égale à 2 pour les roches (Telford et al., 1990).

### a) Sols non argileux

Depuis Archie (1942), plusieurs auteurs ont proposé de telles relations, toutes de nature expérimentale. Elles peuvent être mises sous la forme d'un polynôme du second degré dont la variable est la saturation en eau, les différents coefficients variant d'un auteur à l'autre suivant le cas d'application. La relation proposée par De Witte (1950) a été choisie lors d'études menées sur le bassin versant du Ringelbach (Schott et al, 1996). Elle tient compte de la présence d'argile et s'exprime de la façon suivante :

$$1/rt = (FSw)^2/rw + FSw(p/rw + p/rsh) + p^2/rsh$$

rt étant la résistivité de la formation, F la porosité, Sw le coefficient volumique de saturation en eau, rw la résistivité de l'eau, r la teneur volumique en argile et rsh la résistivité de l'argile.

## 3. La méthode de tomographie de résistivité électrique

### 3.1 Principe

Les méthodes de tomographie de résistivité électrique consistent à faire circuler un courant électrique dans le sol entre deux électrodes de courant et de mesurer la différence de potentiel induite entre deux autres électrodes, appelées électrodes de potentiel, à proximité des électrodes de courant. Puisque l'intensité du courant est connue et que la différence de potentiel est mesurée, il est alors possible de déterminer quelle est la résistivité apparente du sol étudié. Cette résistivité électrique apparente dépend de la configuration des électrodes de courant et de potentiel. La résistivité électrique apparente  $\rho_a$  peut être exprimée en fonction de la différence de potentiel et de l'intensité du courant (Ward, 1990):

$$\rho_a = K \frac{\Delta V}{I}$$

où K est appelé le facteur géométrique qui dépend de la configuration des électrodes.

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

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  $\Delta V$ . 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 détaillées plus loin. 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.

En modifiant la longueur totale de la configuration utilisée, des informations sur la résistivité électrique à d'autres profondeurs sont obtenues pour cette même ligne. Plus cette longueur est faible, moins grande est la profondeur de pénétration des lignes de courant dans le milieu et la résistivité électrique mesurée est alors seulement caractéristique des propriétés électriques des couches superficielles. À l'opposé, si cette longueur est grande, les lignes de courant pénètrent plus profondément dans le milieu, la résistivité électrique mesurée est alors représentative des propriétés électriques des couches profondes. Cette dernière mesure est peu affectée par les couches superficielles.

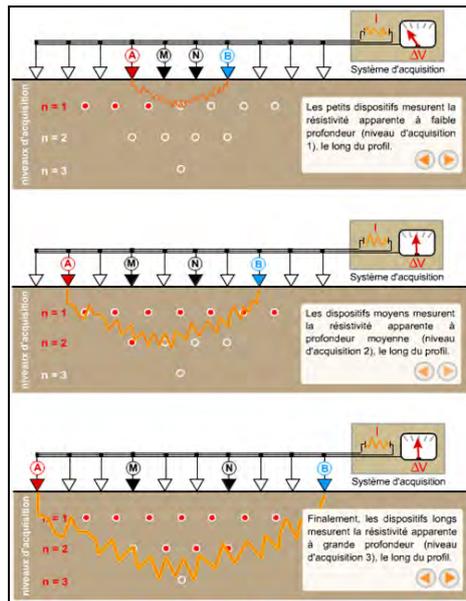


Figure 1 : Principe de la construction d'une pseudo-section de résistivité apparente (UNIL,EPFL,Lausanne).

Il faut noter que les résistivités que l'on mesure en prospection sont des moyennes relatives à de grands volumes de terrain en place. Ces moyennes sont d'ailleurs d'autant plus larges que les terrains sont profonds. 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.

Les données sont représentées à l'aide d'un graphique d'isolignes de résistivité électrique apparente en fonction de la distance le long de la ligne de levé et de la longueur totale de la configuration. Ce graphique d'isolignes est appelé pseudo-section de résistivité électrique apparente observée. Il s'agit d'une coupe 2D où les valeurs de résistivités électriques apparentes observées sont reportées en abscisse en fonction de la position centrale de la configuration le long de la ligne et en ordonnée en fonction de la profondeur estimée d'investigation de la coupe. Les pseudo-sections conduisent à une représentation en coupe déformée des propriétés électriques du milieu étudié. Il est par conséquent nécessaire de procéder à l'inversion des pseudo-sections pour obtenir un modèle synthétique de résistivité électrique vraie où les variations latérales et verticales de résistivité électrique vraie du milieu apparaissent.

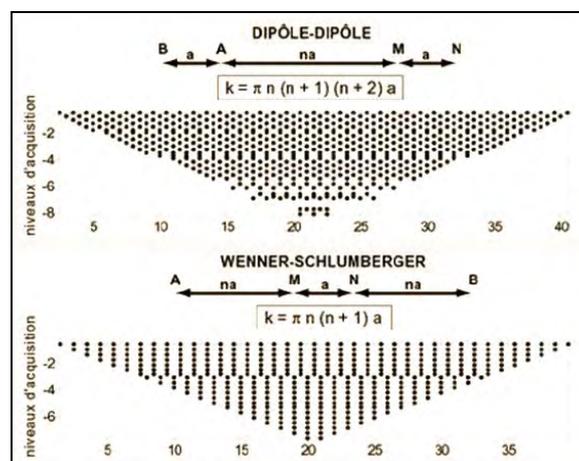


Figure 2 : exemple de pseudo-sections réalisées avec un dispositif dipôle-dipôle et Wenner-Schlumberger (Res2Dinv manual)

### 3.2 Dispositifs et acquisition des données

Une tomographie 2D nécessite un certain nombre d'électrodes (48 etc...) connectées à un câble multi-conducteurs et placées selon un profil. Un ordinateur portable, dans lequel est programmée la séquence de mesures, est relié à la boîte de commutation et sélectionne automatiquement les électrodes utilisées pour l'injection de courant et la mesure du potentiel.

Chaque électrode possède une adresse numérique unique dans le dispositif, ce qui lui permet d'être identifiée par l'ordinateur. Il existe un certain nombre de configurations qui présentent chacune des avantages ou des inconvénients par rapport aux autres.

Dans le cadre de cette étude, seuls les dispositifs Wenner-Schlumberger et Dipôle-Dipôle ont été utilisés.

- Le dispositif Wenner-Schlumberger :

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.

- Le dispositif Dipôle-dipôle :

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.

## 4. Traitement et modélisation des données

### 4.1 Introduction

Les valeurs obtenues sur le terrain sont des résistivités qui représentent des valeurs qui intègrent les résistivités d'un certain volume de sous-sol. A partir de ces valeurs, on cherche à retrouver les épaisseurs et résistivités vraies des différents corps en présence.

Pour réaliser ce travail, le logiciel Res2Dinv (Loke, 1997) permet par méthode itérative (Loke et Barker, 1996) de calculer un modèle correspondant aux données du terrain. Toutefois ce modèle n'est pas unique. Il est en effet possible de calculer à partir d'un même jeu de données de résistivités apparentes différents modèles, selon le paramétrage choisi.

### 4.2 Concept d'inversion en géophysique

Lorsque le milieu est homogène, la résistivité électrique apparente est une bonne approximation de la résistivité électrique vraie et elle peut être interprétée directement.

Dans le cas d'un milieu qui n'est pas homogène, tels que ceux que l'on rencontre le plus souvent dans la nature, la pseudo-section ne peut pas être interprétée directement, d'autant plus que celle-ci dépend également de la configuration des électrodes. La pseudo-section peut être produite dans le cas d'un profil en solutionnant la loi d'Ohm et l'équation de Laplace. Ce processus est appelé modélisation directe. Seules des interprétations qualitatives peuvent être effectuées à partir de celle-ci.

Pour obtenir une mesure quantitative de la résistivité électrique vraie, il est nécessaire de procéder à une procédure dite d'inversion. Lorsqu'un levé de résistivité électrique est réalisé, le but consiste à obtenir le modèle synthétique de résistivité électrique vraie du milieu étudié à partir de la pseudo-section de résistivité électrique apparente observée. Ce processus s'appelle l'inversion puisqu'il s'agit de l'inverse de la modélisation directe.

L'inversion est une méthode itérative automatique qui peut fournir un modèle de la résistivité électrique vraie afin de placer les structures à une profondeur adéquate. Par contre, la solution mathématique de l'inversion n'est pas unique car plusieurs modèles peuvent correspondre à la même pseudo-section. Le modèle qui correspond le mieux à la résistivité électrique apparente mesurée sur le terrain n'est donc pas nécessairement le bon (Frohlich *et al.*, 1994).

Il est nécessaire de bien connaître le milieu étudié pour être en mesure d'optimiser le processus d'inversion en choisissant adéquatement les paramètres d'inversion. La présence de bruit dans le signal ou de valeurs aberrantes peut également influencer les résultats d'une inversion. Dans ce cas, l'inversion présentera une image moins précise de la résistivité électrique vraie. Il est donc essentiel de considérer ces facteurs lors de l'interprétation des résultats. De plus, afin d'optimiser la qualité des résultats obtenues après inversion des données, il faut que celles-ci aient été recueillies avec soin lors de l'investigation sur le terrain.

### 4.3 Méthodologie de l'inversion

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]

### 4.4 Filtrage des données avant l'inversion

Les données brutes sortant du résistivimètre sont traitées avec le programme Prosys II.

#	El.array	Spa.1	Spa.2	Spa.3	Spa.4	Rho	Dev.	M	Sp	Vp	In	
<input checked="" type="checkbox"/>	100	Schlum. VES	20.00	35.00	25.00	30.00	58.42	0.0	0.00	-1.0	512.328	275.528
<input checked="" type="checkbox"/>	101	Schlum. VES	25.00	230.00	125.00	130.00	39.51	1.0	0.00	-1.0	1.024	170.924
<input checked="" type="checkbox"/>	102	Schlum. VES	25.00	220.00	120.00	125.00	39.14	1.0	0.00	-1.0	1.218	185.668
<input checked="" type="checkbox"/>	103	Schlum. VES	25.00	210.00	115.00	120.00	37.91	1.0	0.00	-1.0	1.138	161.256
<input checked="" type="checkbox"/>	104	Schlum. VES	25.00	200.00	110.00	115.00	37.96	0.0	0.00	-1.0	1.481	187.579
<input checked="" type="checkbox"/>	105	Schlum. VES	25.00	190.00	105.00	110.00	38.40	1.0	0.00	-1.0	1.739	193.488
<input checked="" type="checkbox"/>	106	Schlum. VES	25.00	180.00	100.00	105.00	37.87	0.0	0.00	-1.0	1.901	189.217
<input checked="" type="checkbox"/>	107	Schlum. VES	25.00	170.00	95.00	100.00	38.34	0.0	0.00	-1.0	2.222	191.177
<input checked="" type="checkbox"/>	108	Schlum. VES	25.00	160.00	90.00	95.00	39.80	0.0	0.00	-1.0	2.724	195.694
<input checked="" type="checkbox"/>	109	Schlum. VES	25.00	150.00	85.00	90.00	35.01	0.0	0.00	-1.0	2.829	198.002
<input checked="" type="checkbox"/>	110	Schlum. VES	25.00	140.00	80.00	85.00	29.14	0.0	0.00	-1.0	2.559	182.092
<input checked="" type="checkbox"/>	111	Schlum. VES	25.00	130.00	75.00	80.00	25.67	0.0	0.00	-1.0	2.928	197.047
<input checked="" type="checkbox"/>	112	Schlum. VES	25.00	120.00	70.00	75.00	19.17	0.0	0.00	-1.0	2.724	200.871
<input checked="" type="checkbox"/>	113	Schlum. VES	25.00	110.00	65.00	70.00	112.34	0.0	0.00	-1.0	19.878	200.121

Figure 3 : fichier de mesure de résistivités apparentes \*.bin ouvert dans prosys II

Les informations sont classées en colonnes :

- # références des données correspondant au bloc mémoire du résistivimètre,
- El-array : configuration des électrodes,
- Spa. 1/4: espacement des électrodes (X) en mètres par rapport à l'électrode de référence,
- Rho: valeur de résistivité (Ohm.m),
- Dev: déviation standard (facteur de qualité, en %),
- M: paramètre de charge utilisée en polarisation induite (0 pour les valeurs de résistivité),
- Sp: polarisation spontanée (mesurée juste avant l'injection en mV),
- Vp: voltage primaire mesuré (en mV),
- In: Intensité du courant injecté (en mA).

Dans l'onglet processing, il est possible d'effectuer un filtrage de certains paramètres des données susceptibles d'engendrer des erreurs dans le processus de modélisation en définissant les valeurs minimales et maximales de différents paramètres.

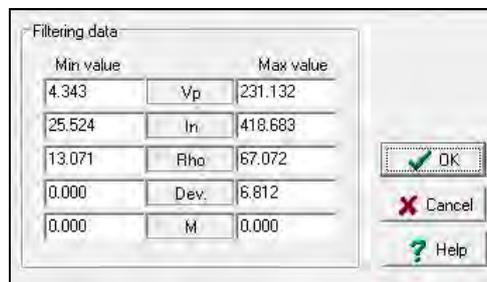


Figure 4 : onglet "filtering data" de Prosys II

A la sortie du programme, lorsque le fichier de données est enregistré en **\*.dat**, on obtient un fichier dont le nombre de lignes est directement lié au nombre de valeurs éliminées. C'est pourquoi, lorsque l'on filtre une série de fichiers de données issues d'un même dispositif électrique, on obtient à la sortie des fichiers **\*.dat** n'ayant pas nécessairement le même nombre de lignes. Cela ne pose pas de problème dans le cas de l'inversion d'une seule pseudo-section. Par contre, dans le cas de l'inversion en mode "time-lapse", cela pose problème car le nombre de valeurs de résistivités apparentes doit rigoureusement être le même pour chacune des sessions de mesure, afin de pouvoir éditer un fichier "time-lapse" que Res2Dinv puisse lire.

#### 4.5 Inversion des données dans RES2DINV

RES2DINV est un logiciel qui détermine automatiquement un modèle de résistivités vraies d'après les données de résistivités apparentes lors d'une prospection d'imagerie électrique du sous-sol (Griffith et Barker, 2003).

- Le modèle 2-D utilisé par le programme d'inversion est constitué de blocs dont la répartition et la taille sont définies par la distribution des données de la pseudo-section qui elle-même dépend de la configuration des électrodes. La profondeur de la rangée de blocs inférieure correspond approximativement à la profondeur des valeurs mesurées pour l'écartement maximal des électrodes (Edwards, 1977).

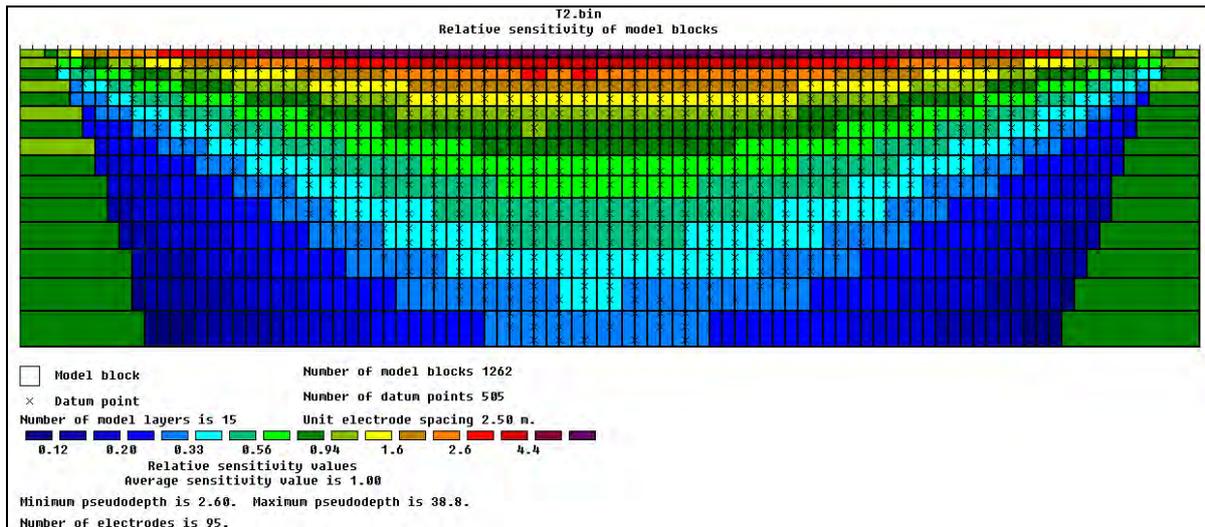


Figure 5 :distribution des blocs utilisés dans la modélisation  $\square$  et points de mesure  $\times$

La topographie doit être prise en compte dans l'inversion car son influence n'est pas négligeable. Le programme inverse les données en corrigeant l'effet de la topographie. Pour donner un modèle en résistivités vraies, le logiciel a besoin d'un certain nombre d'itérations. Généralement, il oscille entre 4 et 6. Ce n'est pas forcément le profil qui a le plus grand nombre d'itérations qui est le plus juste géologiquement. Res2Dinv détermine à partir de la pseudo-section de résistivités apparentes mesurées une pseudo-section de résistivités apparentes "calculées" à partir de laquelle il associe à chaque bloc du modèle une valeur de résistivité vraie.

#### 4.6 Paramétrages d'inversion utilisés

Il est possible dans le programme d'inversion d'effectuer différents paramètres afin de tenir compte des caractéristiques du terrain ou dans le but de parvenir à un résultat bien précis.

- **mode "least square inversion"** : la méthode conventionnelle "least-square inversion" tend à minimiser le carré de la différence des valeurs de résistivité apparentes et calculées. Cette méthode s'applique lorsque les données contiennent du bruit aléatoire ou « Gaussien ».
- **mode "Robust inversion"** : dans ce menu, il est possible de paramétrer la contrainte d'inversion des données "data inversion constraint" et la contrainte d'inversion du modèle "model inversion constraint".

Pour chaque option, "Data inversion constraint" et "Model inversion constraint", il est possible de choisir entre deux paramétrages :

-**"standard constraint"** : la contrainte "standard least-square constraint" tend à minimiser le carré de la différence entre les résistivités apparentes mesurées et calculées. Cette méthode s'applique lorsque les données contiennent du bruit aléatoire ou « Gaussien », mais l'est moins lorsque le bruit n'est pas aléatoire ou provient d'un matériel défectueux.

-**"robust constraint"** : ce paramétrage est moins sensible aux données bruitées mais propose une inversion avec une RMS sensiblement plus élevée. Le "cutoff factor" contrôle le degré de contrainte. Il permet de choisir le pourcentage à partir duquel les différences entre les valeurs calculées et mesurées sont considérées comme trop importantes, et réduit alors considérablement la différence entre les deux valeurs.

Le programme tend à minimiser la différence absolue dans les valeurs de résistivités. Ce paramètre tend à produire des modèles avec des interfaces bien dessinés entre les zones de résistivités différentes, et à l'intérieur de ces zones les gammes de valeurs de résistivités tendent à être les mêmes. C'est une méthode bien applicable pour délimiter des interfaces entre des unités géologiques, et notamment pour étudier en termes de variations de résistivités la structure interne d'un glissement de terrain.

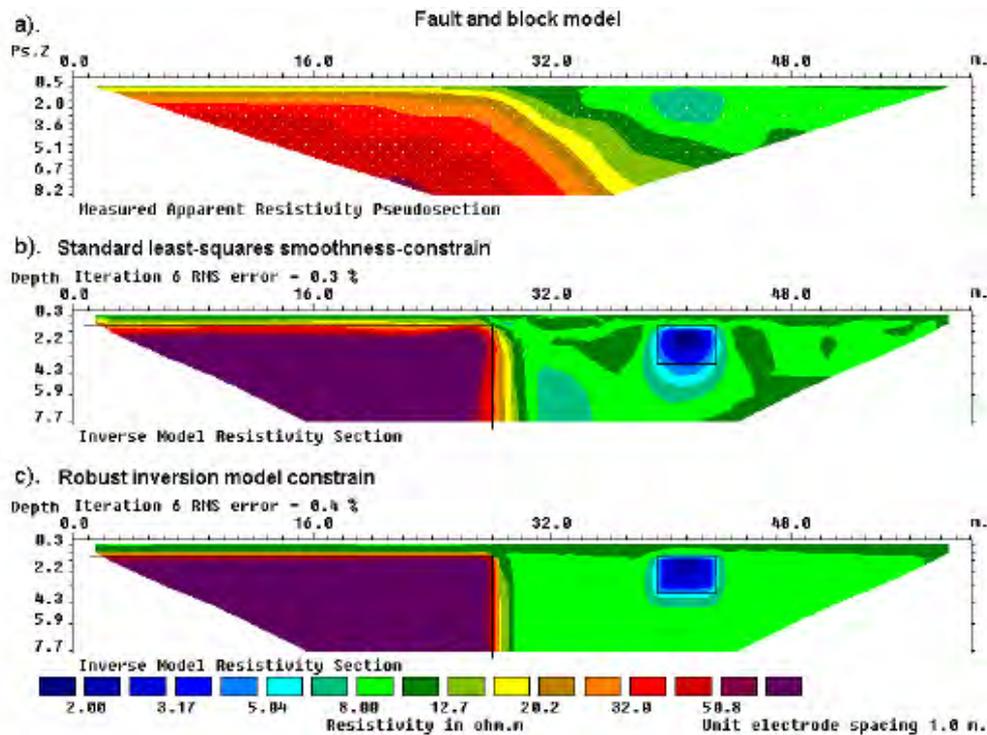


Figure 6 : Exemple de l'inversion d'une même pseudo-section de résistivités apparentes utilisant les paramétrages "least-square smoothness constrain" et "robust constrain". (a) Pseudo-section de résistivité apparente (Wenner) d'un modèle synthétique avec un bloc (à gauche) de résistivité 100  $\Omega.m$  et un petit bloc rectangulaire (2  $\Omega.m$ ) inclut dans un milieu homogène (10  $\Omega.m$ ).

- **mode "time-lapse"** : Le principe de cette méthode consiste à répéter plusieurs fois les mesures sur un même profil. Ensuite, après avoir créé un fichier \*.dat comportant les données de chaque pseudo-sections, les données sont inversées ensemble. Le logiciel Res2Dinv utilise la pseudo-section de référence pour contraindre l'inversion des pseudo-sections suivantes de manière à en minimiser les variations improbables qui pourraient avoir lieu si les pseudo-sections étaient inversées une à une. Dans ce mode, il est possible d'inverser une série de pseudo-sections en choisissant différents paramétrages que l'on choisit selon que l'on ait des a priori de terrain ou du résultat escompté.

**-“Select type of time-lapse inversion constrain”:**

D'une part, il est possible de choisir d'inverser les données sans contraintes de manière indépendante :

- **“no constrain”** : les pseudo-sections sont inversées indépendamment les unes des autres. Ce mode d'inversion d'une série de pseudo-sections n'est pas idéal lorsque l'on s'attend à ce que les pseudo-sections consécutives ne soient pas trop différentes les unes par rapport aux autres.

D'autre part, il est possible de choisir différents paramétrages qui contraignent l'inversion de manière à lier le modèle d'une pseudo-section à la modélisation de la pseudo-section de référence :

- **“minimise changes”** : cette fonction permet de minimiser les changements entre la pseudo-section de résistivités apparentes inversée et le modèle de référence,

- **“least-square smoothness constrain”** : ce paramétrage contraint l'inversion de telle manière à ce que les variations spatiales des résistivités calculées soient lissées selon la méthode des moindres carrés (deGroot-Hedlin and Constable 1990, Sasaki 1992). Il tend à minimiser le carré de la variation entre les valeurs mesurées et calculées.

Ce paramétrage a ainsi pour effet de produire un modèle avec une variation homogène des valeurs de résistivités. Un tel modèle convient le mieux dans les zones où les résistivités du sous-sol changent également de manière progressive. Dans le cas de corps avec des limites franches, tels que l'interface entre le substratum et le sol ou entre des corps massifs homogènes, cette méthode tend à rendre moins nettes les bordures de ces corps.

- **“robust smoothness constrain”** : contraint l'inversion de telle manière à ce que les variations absolues soient lissées.

#### 4.7 Qualité du modèle

##### a) RMS

A chaque pseudo-sections de résistivités calculées est associées une valeur RMS.

Le processus d'inversion du programme essaie de réduire la différence entre les valeurs résistivités apparentes mesurées et les résistivités apparentes calculées par le programme en ajustant les valeurs de résistivités associée à chaque bloc du modèle de résistivité vraie. La mesure de cette différence est donnée par le facteur d'erreur appelé RMS (Root-Mean-Squared). On considère qu'un modèle ayant une RMS inférieure à 3 est acceptable.

Certaines fois, le modèle ayant l'erreur RMS la plus basse peut montrer des variations de résistivité dans le modèle qui soient irréalistes et n'est pas géologiquement interprétable. La meilleure approche est de choisir le modèle à partir duquel la RMS ne change plus significativement. En général, il se situe entre les troisièmes et sixièmes itérations.

##### b) Fonction de vraisemblance ou d'incertitude

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

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

##### c) Fonction de sensibilité

A fonction de sensibilité permet de se faire une idée dans quelle mesure les variations de résistivité du terrain influence la mesure du potentiel. Plus la valeur de cette fonction est élevée à proximité des électrodes, plus elle influence la mesure de la différence de potentiel.

La contribution d'un élément de volume de terrain homogène à la différence de potentiel est donné par Roy & Apparao (1971). Ils définissent la différence de potentiel due à un élément de volume placé en  $(x, y, z)$ . La différence de potentiel est mesurée entre deux électrodes de potentiel à la surface d'un demi-espace homogène en terme de résistivité selon la fonction:

$$\Delta V = \frac{\rho \bar{I}}{4\pi^2} dz \left[ \frac{x(x-a)+y^2+z^2}{(x^2+y^2+z^2)^{3/2} \{ (x-a)^2+y^2+z^2 \}^{3/2}} - \frac{(x-a)(x-a-b-c)+y^2+z^2}{\{ (x-a)^2+y^2+z^2 \}^{3/2} \{ (x-a-b-c)^2+y^2+z^2 \}^{3/2}} \right. \\ \left. - \frac{x(x-a-b)+y^2+z^2}{(x^2+y^2+z^2)^{3/2} \{ (x-a-b)^2+y^2+z^2 \}^{3/2}} + \frac{(x-a-b)(x-a-b-c)+y^2+z^2}{\{ (x-a-b)^2+y^2+z^2 \}^{3/2} \{ (x-a-b-c)^2+y^2+z^2 \}^{3/2}} \right] dx dy$$

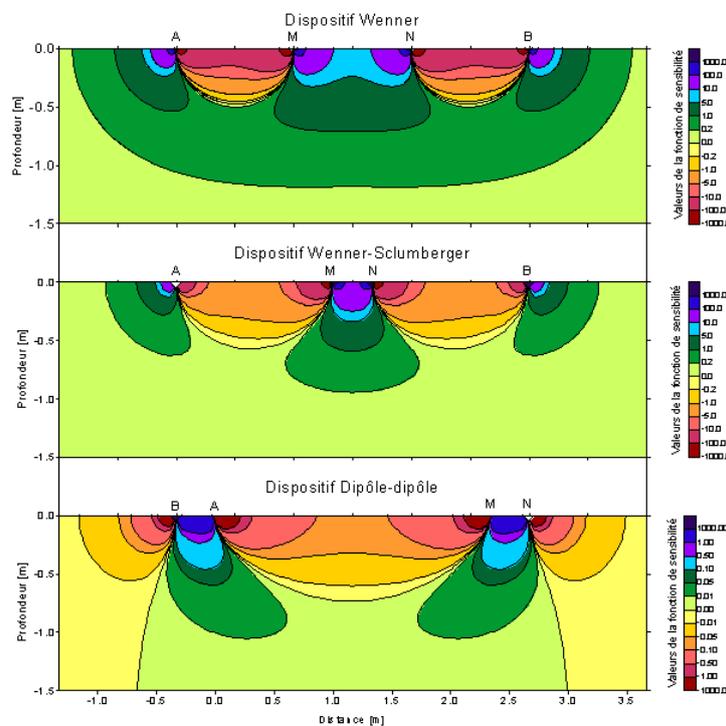


Figure 7 : Représentation des valeurs de la fonction de sensibilité pour les dispositifs les plus courants.

Cette fonction permet de se rendre compte de l'influence d'un volume unitaire sur la mesure de la différence de potentiel. En l'intégrant en fonction de la profondeur, on peut calculer les coefficients (Edwards, 1977) qui permettent d'inverser les pseudosections et d'obtenir des coupes 2D du sous-sol en résistivités et profondeurs

## VI. Etude hydro-géophysique en conditions expérimentales

### 1. Glissement de terrain de Super-Sauze (Juillet 2007) et de Laval (Octobre 2007)

#### 1.1 Descriptions des expérimentations

- Super-Sauze (juillet 2007) :

L'expérimentation de juillet 2007 à Super Sauze a consisté à simuler une pluie dans la partie active du glissement sur une période de plusieurs jours. La zone d'infiltration provoquée avait une superficie d'environ 100 m<sup>2</sup> (7x14m). Le sol était non saturé en eau en surface mais les pluies des jours précédents laissent penser que la teneur en eau à faible profondeur était importante. La manipulation a consisté à simuler une pluie dont la concentration en traceurs chimiques (NaCl et KBr) était contrôlée et à mesurer différents paramètres susceptibles de réagir à cet apport d'eau artificiel.



*Figure 8 : photo de la parcelle d'infiltration de Super-Sauze en juillet 2007*

Différents paramètres géophysiques (résistivité électrique, vitesse des ondes P), hydrologiques (teneur en eau, force de succion, niveau de la nappe...), et hydrochimiques (qualité de l'eau, conductivité) ont été observés avant, pendant et après l'expérience en différents endroits à l'intérieur et aux abords de la zone d'infiltration. La variation spatiale de la température à faible profondeur a été mesurée au moyen d'une fibre optique.

Les mesures géophysiques ont été menées régulièrement dans le temps afin de constituer un jeu de données de type "monitoring".

- Glissement de Laval (octobre 2007)

La simulation de pluie a été conduite sur une surface d'environ 100 m<sup>2</sup> (7 x 14 m) durant 4 jours, avec une intensité de précipitation d'environ 15mm.h<sup>-1</sup>. Le sol était initialement non-saturé en eau. Les mesures géophysiques ont été réalisées toutes les 3 heures pendant la simulation de pluie.



Figure 9 : Photographie de la zone d'expérimentation du glissement de Laval

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.

Dans le cadre du mémoire, seule l'étude de certains de ces paramètres sera abordée. Il s'agit de l'étude de la variation de la résistivité du sol, du niveau de la nappe, c'est-à-dire de l'interface entre la zone saturée et non-saturée, et de la conductivité de l'eau mesurée dans les piézomètres en relation avec celle de l'eau de pluie.

Le détail de l'ensemble des études réalisées au cours de cette expérimentation sont présents dans les articles et publications cités dans la partie « bibliographie ».

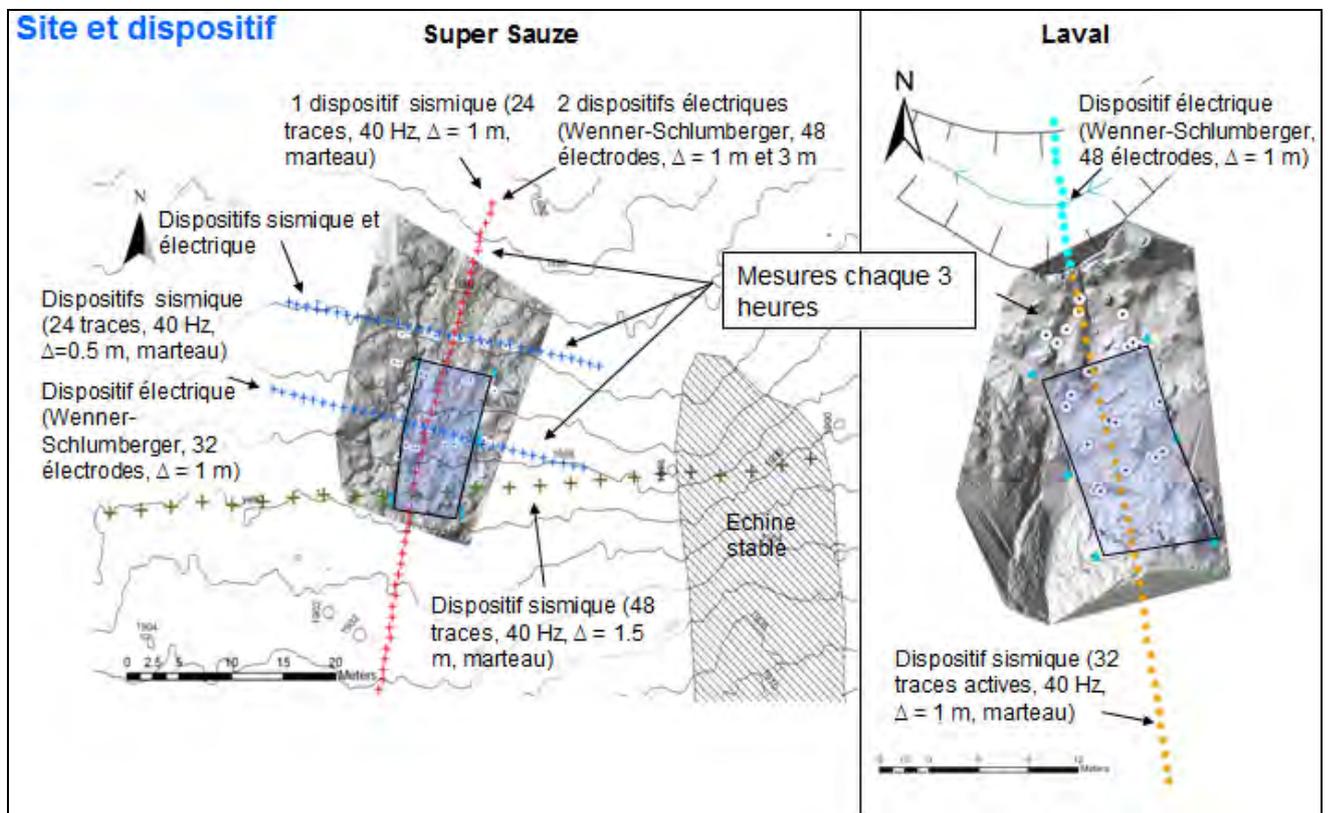


Figure 11 : description des sites et des dispositifs électriques et sismiques lors des expérimentation d'infiltration provoquée sur les glissements de Super-Sauze et de Laval.

## 1.2 Acquisitions des données

Glissement de Super-Sauze : Les tomographies de résistivités électriques (ERT) ont été réalisées entre le 10/07 et le 19/07/2007. Les données de résistivités électriques ont été acquises le long de trois profils :

- deux profils transversaux: les profils H1 et H2 sont des profils placés perpendiculairement au sens de la pente et traversant de part en part la zone d'infiltration et sur lesquels ont été implantées 32 électrodes espacées de 1m.

-un profil longitudinal : le profil V comporte 48 électrodes espacées de 1 m.

L'acquisition des données de résistivités électriques a été réalisée en mode Wenner-Schlumberger pour les trois profils. Des mesures sur chacun des profils ont été faites durant une dizaine de jours et plusieurs fois par jour. Au final, 29 fichiers \*.bin de mesures ont été récoltés grâce à un appareil Syscal.

Glissement de Laval : L'acquisition des données a été réalisée grâce à un dispositif Wenner-Schlumberger de 48 électrodes espacées de 1m.

### 1.3 Méthodologie d'analyse des données (\*)

### 1.4 Paramètres d'inversion (\*)

### 1.5 Résultats et interprétation (\*)

(\*) voir annexe 1 pour le glissement de Super-Sauze et annexe 2 pour le glissement de Laval.

## 2. Glissement de terrain de Super-Sauze - Juillet 2008

### 2.1 Description de l'expérimentation

L'objectif de la campagne de mesure de juillet 2008 a été d'étudier la réponse hydrologique du sol, en termes d'écoulement, d'infiltration et de ruissellement, à une pluie simulée au cours du temps. Les expérimentations ont été réalisées en mesurant différents paramètres sur trois parcelles du glissement:

- le niveau piézométrique,
- la conductivité électrique de l'eau des piézomètres,
- la résistivité électrique.

Trois zones ont été définies ayant chacune des caractéristiques particulières :

- la parcelle A est située sur un replat dans la zone d'accumulation non loin de l'escarpement à un endroit où les matériaux remaniés sont assez perméables et où le sol est sec en surface.
- la parcelle B se situe dans la partie ouest stabilisée du glissement, sur un sol assez compact.
- la parcelle C est localisée dans une zone active du glissement quasi-saturée en eau.

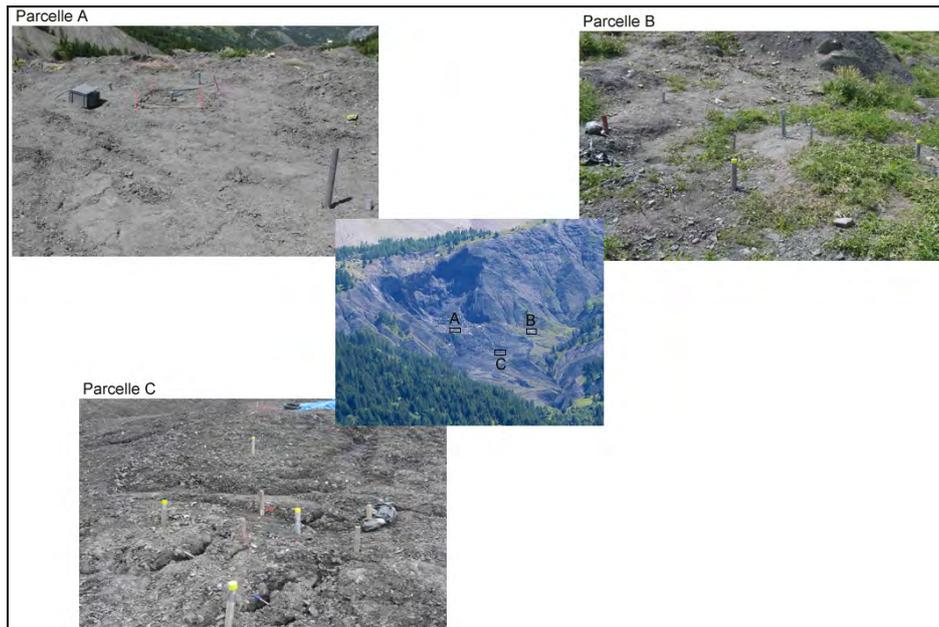


Figure 12: emplacement des parcelles A, B et C et aspect en surface

Le dispositif a consisté à simuler une pluie dont plusieurs paramètres étaient contrôlés (chimie, quantité...) sur une surface d'environ 1 m<sup>2</sup>. Sur chacune des parcelles, la pluie a été simulée en deux séquences durant deux jours. Un traceur chimique a été utilisé pour chacune des séquences. Le premier jour, une quantité déterminée de KCl a été mélangée à l'eau de pluie. De même le deuxième jour avec du KBr.

	Parcelle A	Parcelle B	Parcelle C
1 <sup>er</sup> jour	1560 g de KCl/750 L	1040 g de KCl/ 500 L	120 g de KCl/ 500 L
2 <sup>ème</sup> jour	120 g de KBr/750 L	80 g de KBr/ 500 L	80 g de KBr/ 500 L

Tableau 1 : dosages des traceurs chimiques pour chaque parcelle



Figure 13 : Dispositif de la l'expérimentation : abri de la zone d'infiltration, simulateur de pluie, délimitation de la zone avec électrodes et piézomètres

### 3.2 Acquisition des données

Des piézomètres localisés dans la parcelle ou aux abords de celles-ci ont permis de mesurer la hauteur de la nappe et la conductivité de l'eau souterraine. La conductivité de l'eau de ruissellement ou d'écoulement sub-superficiel a également été mesurée. La résistivité du sol a été mesurée grâce à un dispositif de tomographie électrique de 12 m en mode dipôle-dipôle qui traversaient les parcelles et dont les électrodes étaient distantes de 0.5 m.

### 3.3 Méthodologie d'analyse des données

Dans le tableau ci-dessous sont présentées les valeurs de résistivités calculées de trois pseudo-sections.

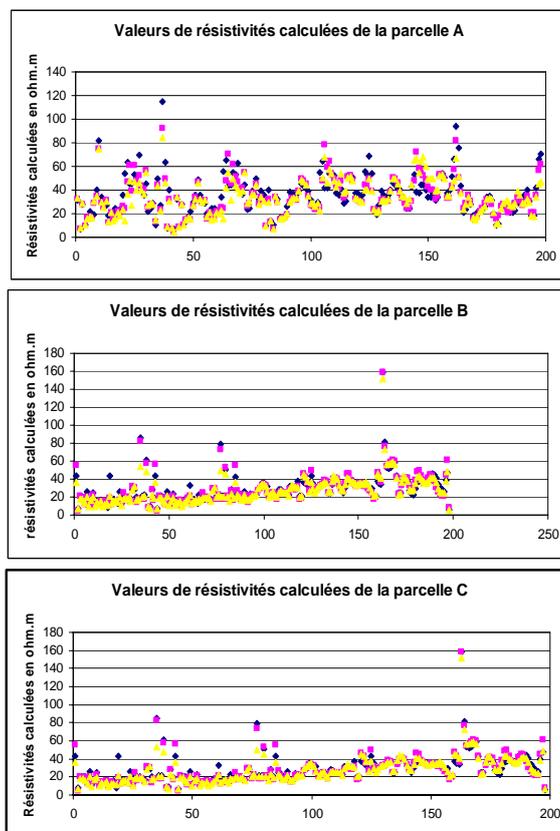


Figure 14 : Valeurs des résistivités vraies de trois pseudo-sections de chacune des parcelles A, B et C.

	moyenne	écart-type
zone A	41	16
zone B	34	15
zone C	28	16

Tableau 2: moyenne et écart-type de trois pseudo-sections inversées ( $\Omega.m$ )

Pour chaque zone, la moyenne des résistivités apparentes de trois pseudo-sections sont respectivement pour les zones A, B et C : 41  $\Omega.m$  , 34  $\Omega.m$  et 28  $\Omega.m$ .

On peut ainsi empiriquement remarquer que les parcelles A, B, C sont caractérisées par des moyennes de résistivité vraies relativement différentes. De cette rapide comparaison des résistivités vraies des zones d'infiltration va dans le sens de l'observation relative du terrain, c'est-à-dire que la zone A était situé sur une zone asséchée et perméable, la zone B sur une zone d'une partie stabilisée assez humide, et la zone C qui est localisée au milieu d'une coulée quasi-saturé.

La densité de points est maximale entre 4-5  $\Omega.m$  et 60-70  $\Omega.m$ . Les points au-dessus dont la valeur est supérieure à 70 ont été considérés comme des valeurs aberrantes.

Ces observations corroborent les travaux de M.Schmutz (2001) qui, dans son étude des valeurs de résistivités de glissements initiés dans les Terres Noires du bassin de Barcelonnette, donnaient des valeurs de résistivités similaires et qui concluait que dans les horizons non saturés les valeurs de résistivités étaient comprises entre 30 et 60  $\Omega.m$  et que celle-ci descendait jusqu'à des valeurs voisines de 4-5  $\Omega.m$  dans les zones saturées

## 2.4 Paramètres d'inversion

Nombre de niveaux de données	5
Modèle	5 couches/198 blocs
Méthode : time-lapse inversion	-robust smoothness constrain -differential inversion -first data set -time-constrain weight: 1
Nombre de sessions	12
Model refinement	1/2
Data inversion constrain	standard least-square
Model inversion constrain	standard least-square
Modèle	5 couches/198 blocs
Sensitivity average	1.448

Tableau 3 : paramètres d'inversion des résistivités électriques apparentes des parcelles A, B et C.

## 2.5 Résultats et interprétation

### a) Parcelle A

- Qualité du modèle

Itération	5
RMS	1.53
Sensitivity average	1.448

Tableau 4 : facteurs de qualité du modèle de résistivités vraies de la parcelle A

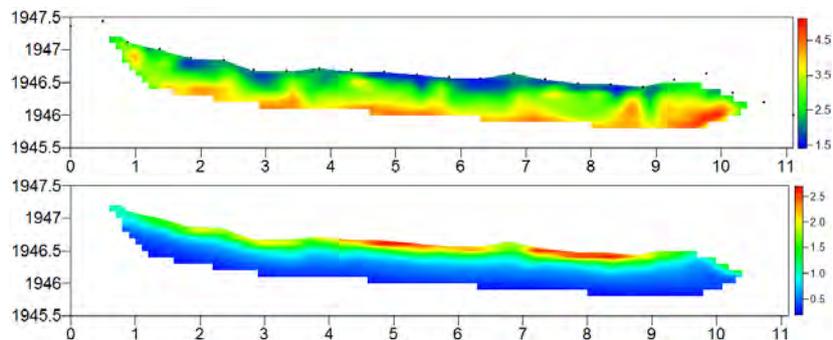


Figure 15: matrice de l'incertitude en % des valeurs de résistivités (en haut) et de la matrice la sensibilité relative des modèles de la parcelle A (en bas)

La valeur de la RMS est inférieure à 3. Les matrices de vraisemblance et de sensibilité relative montrent que la fiabilité du modèle diminue (matrice de sensibilité) et que l'incertitude augmente (matrice de vraisemblance) avec la profondeur. On considère qu'une couche de 0.3 m d'épaisseur depuis la surface est correctement interprétable. Au-delà de 0.3 m de profondeur, les valeurs de résistivité calculées sont affectées d'un plus grand facteur d'incertitude.

- Tomographies de résistivités électriques

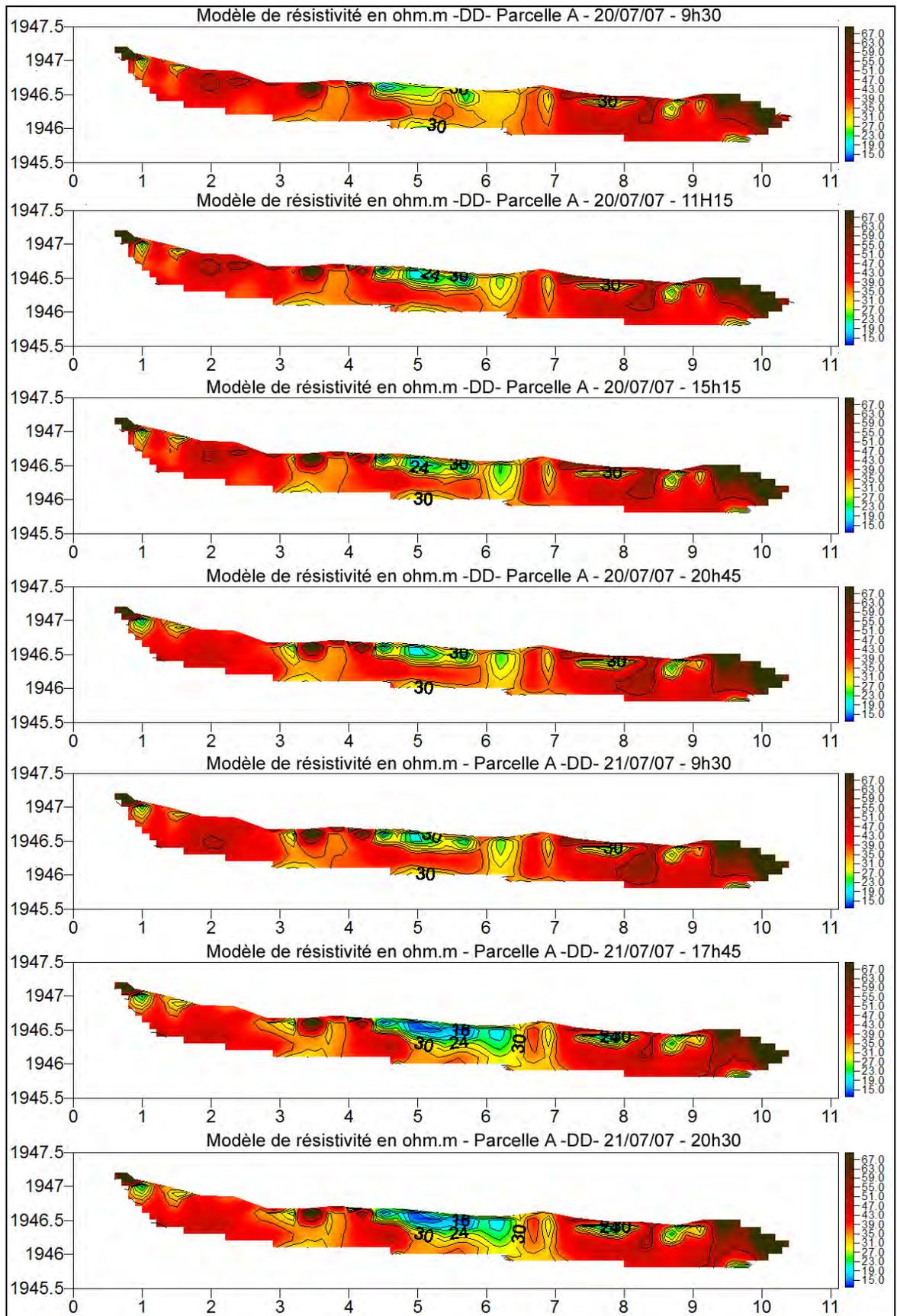


Figure 16 : tomographies des valeurs de résistivités électriques calculées en mode "time-lapse" de la parcelle A entre le 20 et le 21/07/07

- Interprétation synthétique de l'expérimentation

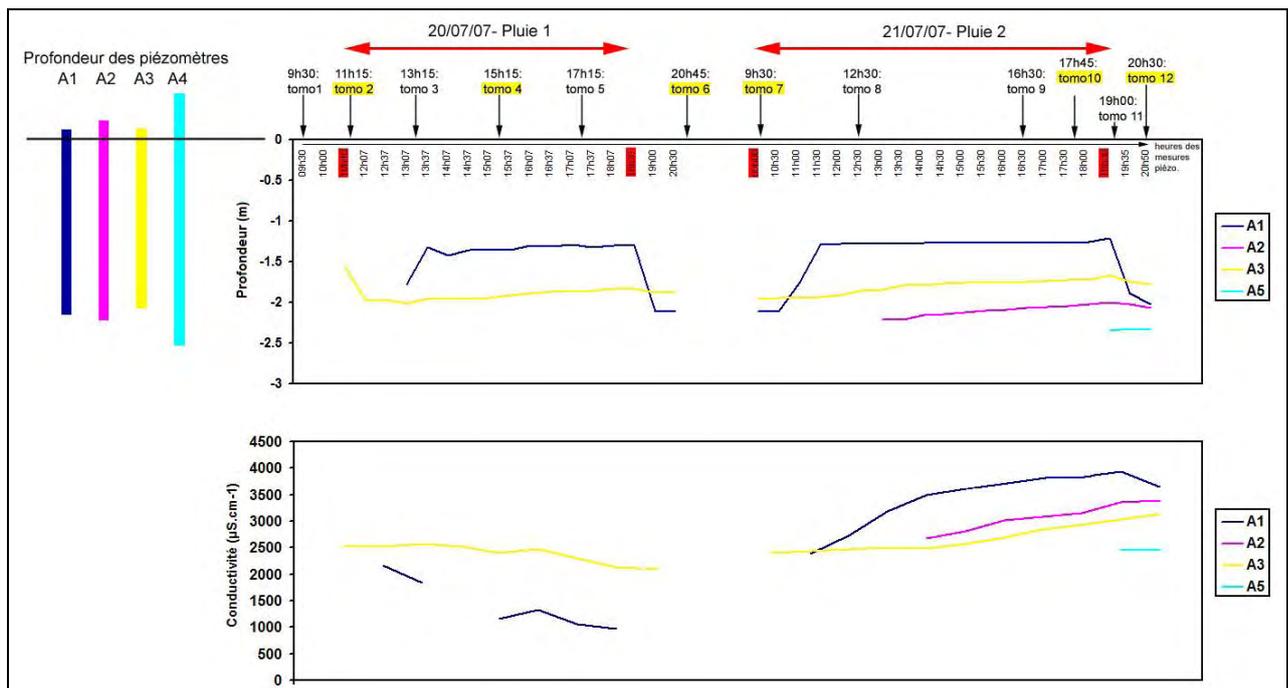


Figure 17 : schéma synthétique de l'infiltration provoquée de la parcelle A ; variations des niveaux piézométriques ; variations de la conductivité électrique dans les piézomètres A1,A2,A3,A4 ; chronologie des tomographies de résistivité électrique (l'échelle du temps est représentée de manière relative).

- Caractéristiques de surface :

-zone d'accumulation du glissement,  
-sol perméable, sec en surface (niveau de la nappe à -1.5 m avant la simulation), plat

- Analyse :

1<sup>er</sup> jour :

- **Hauteur de la nappe :** le premier jour ne sont visibles que les hauteurs de nappe mesurées dans les piézomètres A1 et A3. La première mesure dans le piézomètre A3 est effectuée juste avant le début de la simulation de pluie. Entre cette première mesure effectuée à 10h40 et les suivantes, on observe une diminution de la hauteur de la nappe qui est difficilement interprétable. Ensuite, la hauteur d'eau augmente progressivement au cours de la journée pour atteindre une élévation d'environ 20 cm.

La première mesure dans A3 est effectuée après le début de la pluie. La hauteur d'eau augmente brusquement entre 13h07 et 13h37, passant surement entre 12h07 et 13h37, d'un niveau inférieur à la profondeur de A1 (environ -2.10 m) pour se stabiliser autour -1.3 m jusqu'à la fin la pluie artificielle pour diminuer à nouveau brusquement.

On peut ainsi faire une première remarque : A1 est répons plus rapidement à la simulation de pluie que A3.

Hypothèse 1: la crépine de A1 est placée dans une zone connectée hydrauliquement à la surface d'infiltration par un processus hydrologique d'écoulement préférentiel, alors que A2 réagit plutôt à un processus d'infiltration ou d'écoulement gravitaire plus lent. Cette hypothèse est corroborée par l'analyse des variations de conductivité.

- **Conductivité électrique :** les premières mesures de conductivité électrique sont sensiblement les mêmes dans A1 et A3 (entre 2200 et 2500  $\mu\text{S.cm}^{-1}$ ). La conductivité électrique dans

A1 diminue après le début de la pluie beaucoup plus rapidement avec une plus forte amplitude que dans A3 (resp. de 2200 à 1000  $\mu\text{S.cm}^{-1}$  et de 2500 à 2200  $\mu\text{S.cm}^{-1}$ ). Cette observation valide l'hypothèse 1. D'autre part, on en tire comme information le fait que la conductivité naturelle de l'eau souterraine est plus élevée que celle de la pluie artificielle ; celle-ci "dilue" la solution conductrice présente naturellement dans le sol.

**- Résistivité électrique :** la zone d'infiltration est située entre les distances horizontales [4.5 ; 6.5] mètres. Sur la tomographie de référence réalisée à 9h30, avant le début "théorique" de la simulation de pluie, au niveau de cette portion du profil, la résistivité est plus faible qu'ailleurs. Ceci s'explique peut-être par un essai de l'arroseur avant le début de l'expérimentation.

A 11h15, on observe une diminution générale de la résistivité dans cette zone avec des valeurs passant de 25-30  $\Omega.m$  à des valeurs minimales de l'ordre de 18  $\Omega.m$  en certain point. En d'autre point, dans la partie avale de la zone d'infiltration (au niveau de la distance horizontale  $x=6.3$  m), une forme allongée verticale se développe depuis vers la surface vers la profondeur assez rapidement dès 11h15 et sur toute la hauteur (0.6 m) du profil. Pendant que les résistivités diminuent plus intensément dans les 30 premiers centimètres du reste de la zone d'infiltration. Juste au dessous de cette portion de la zone d'infiltration se dessine sur les tomographies une zone où la résistivité avoisine les 40  $\Omega.m$ . Les résistivités dans cette zone restent constantes durant toute la journée.

On peut diviser le dessous de la surface de la parcelle d'infiltration en deux ensembles.

Le premier correspond à la zone où les résistivités en surface entre 0 et -30 cm diminuent d'environ 4-5  $\Omega.m$  au maximum (de 23-24  $\Omega.m$  à 19-20  $\Omega.m$  ; vert→bleu) et où la résistivité reste constante entre -0.3 m et -0.6 m avec des valeurs de résistivité d'environ 35-40  $\Omega.m$  (rouge orangé). Le second correspond à la moitié avale de la zone d'infiltration où se développe une forme allongée verticale où la résistivité diminue de l'ordre de 5-8  $\Omega.m$  ( de 31-32  $\Omega.m$  à 23-27  $\Omega.m$  ; orange→jaune-vert).

Hypothèse 2 : la zone de résistivité +/- 40  $\Omega.m$  situé entre -0.3 et -0.6 m correspond à un niveau plus imperméable à l'infiltration et aux écoulements gravitaires. La zone où se développe la forme allongée correspond à une zone plutôt perméable sur toute la hauteur du profil. Cette zone pourrait correspondre à une zone d'écoulement ou d'infiltration préférentiel.

Ainsi, au niveau de la zone d'infiltration, on peut distinguer deux zones où la perméabilité n'est pas la même si l'on suppose que la diminution de la résistivité est liée à l'infiltration d'eau de la pluie artificielle.

En dehors de la zone d'infiltration, les résistivités ont des valeurs relativement élevée sur quasiment toute la longueur du profil (entre 30 et 70  $\Omega.m$ ), valeurs qui correspondent à celles mesurées par M.Schmutz (2001) dans les horizons non-saturés des coulées du bassin de Barcelonnette.

- 2<sup>ème</sup> jour :

**- Hauteur de la nappe :** les niveaux piézométriques de A1 et A3 réagissent de la même manière que le premier jour. A1 est beaucoup plus sensible que A3. Le niveau dans A1 augmente brutalement au début de la simulation pour se stabiliser dès 11h à environ -1.2 m, avant de chuter brutalement après la simulation de pluie. Le niveau dans A3 augmente progressivement jusqu'à quelques minutes après la fin de la simulation vers 18h30 à un niveau d'environ -1.6 m, pour diminuer ensuite doucement. Une nouvelle fois, ces observations valident l'hypothèse 1. Entre temps, la hauteur de la nappe au niveau des piézomètres A2 et A5 dépasse leur zone crépinée respectivement vers 13h et 18h30.

Hypothèse 3 : La réponse tardive de A2 et A5 laisse penser que ceux-ci sont connectés hydrauliquement dans une moindre mesure que A1 et A3 à la surface de la zone d'infiltration.

**-Conductivité électrique (CE):** Contrairement au premier jour où la pluie artificielle chargée en ions  $\text{K}^+$  et  $\text{Cl}^-$  diluait la solution présente naturellement dans le sol, on observe ici une

augmentation de la conductivité électrique de l'eau souterraine. A1 réagit toujours aussi promptement. La conductivité qui y est mesurée passe de 2200 à 4000  $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$  alors que la conductivité électrique CE dans A3 passe d'environ 2500 à 3200  $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ .

Hypothèse 4 : A1 est d'une part mieux connecté hydrauliquement à la surface d'infiltration que A3 mais aussi moins influencé par des circulations d'eau souterraine que A3. Les variations de CE dans A3 semblent tamponnées autant le premier jour où celle-ci décroît moins rapidement que dans A1, que le deuxième où elle augmente moins vite que A1. Ainsi en proportion, la quantité d'eau naturelle présente dans A3 est plus importante que dans A1, et en plus, la quantité d'eau infiltrée depuis la surface est moins importante proportionnellement que dans A1. Ceci expliquerait la différence d'amplitude de variation des CE de A1 et de A3.

**-Résistivité électrique** : avant la reprise de la pluie le 21/07, dans la zone d'infiltration, l'extension des zones où la résistivité avait diminué la veille s'est sensiblement rétractée et les valeurs de résistivité ont légèrement diminué.

A 17h45, la pluie chargée cette fois-ci en ions  $\text{K}^+$  et  $\text{Br}^-$  plus conducteurs a une influence nette sur la résistivité du sol au niveau de la zone d'infiltration. La résistivité diminue cette fois-ci sur toute la largeur de la zone. La zone résistante (+/- 40  $\Omega\cdot\text{m}$ , -0.3 à -0.6 m) laisse place à des valeurs comprises entre 24 et 35  $\Omega\cdot\text{m}$ . Dans la couche supérieure 0 à -0.3 m, sur toute la largeur de la zone d'infiltration, la résistivité atteint des valeurs minimales de l'ordre de 14 à 23  $\Omega\cdot\text{m}$  (bleu foncé à vert clair).

- Conclusion :

-L'analyse des hauteurs de nappes nous donne des informations quantitatives sur la connectivité hydraulique entre la surface d'infiltration et les zones en profondeur où leurs crépines se situent. A1 semble être connecté à la surface d'infiltration avec un fort coefficient, A3 est relativement moins sensible et A2 ainsi que A5 le sont très faiblement. Ces observations permettent de formuler l'hypothèse que le volume de sol dans lequel les piézomètres sont installés dans et aux abords proches de la parcelle d'infiltration est structuralement hétérogène.

-L'analyse des variations de conductivité nous apportent des informations qualitatives sur la conductivité électrique de l'eau présente dans le sol naturellement ou suite à la simulation de pluie. Les réponses différentes de A1 et de A3 à la pluie artificielle nous permettent de formuler l'hypothèse que selon la profondeur de la crépine et sa localisation dans le volume de sol dans et à proximité de la parcelle d'infiltration, la conductivité électrique mesurée est fonction de l'eau apportée par la pluie et celle déjà présente dans le sol naturellement.

D'autre part, on peut dire que la solution de KCl est moins conductrice que celle présente dans le sol naturellement (la pluie du 20/07 chargée en KCl "dilue" la solution naturelle) et que la pluie chargée en KBr est plus conductrice que l'eau souterraine (la pluie du 21/07 augmente la conductivité électrique de l'eau présente naturellement dans le sol).

De plus, l'analyse des variations de conductivité électrique de A1 et de A3 nous apporte également des informations sur la connectivité hydraulique des piézomètres avec la surface d'infiltration et avec des zones d'écoulements souterrains. A3 semble être hydrauliquement connecté dans une moindre mesure que A1 à la surface d'infiltration, mais semble l'être davantage à une zone alimentée par des écoulement souterrains naturels. Ceci expliquerait pourquoi la conductivité électrique dans A3 soit tamponnée. Ses variations suivent celles de A1 mais leurs amplitudes sont beaucoup moins grande.

-L'analyse des tomographies de résistivité électrique montre que le sol au niveau de la parcelle A est sensible en termes de résistivités électriques d'une part à la pluie artificielle et d'autre part aux traceurs en solution.

De plus, celles-ci permettent de localiser des zones d'infiltration lente et progressive et d'autres plus rapide, montrant ainsi la variabilité des processus de migration en profondeur de l'eau en termes :

- de microporosité. Dans le cas d'un milieu microporeux, le transfert gravitaire de l'eau vers la profondeur se fait par un processus d'infiltration. Ce processus peut-être marquée par une diminution progressive et diffuse de la résistivité,

- de macroporosité ou de fracturation. Dans ce cas, les écoulements sont localisés au niveau des fractures et des réseaux de macropores. Ce processus peut être marqué par une diminution rapide et localisée et de la résistivité au niveau de structures verticales.

Les bons résultats des tomographies électriques s'expliquent en partie par la nature et les conditions du sol. La zone A est située dans une zone relativement plane, homogène et peu compacte (l'eau peut et a le temps de s'infiltrer) et non-saturée (le contraste entre la zone d'infiltration et le reste du profil est important).

## b) Parcelle B

- Qualité du modèle

Itération	6
RMS	1.84
Sensitivity average	1.498

Tableau 5 : facteurs de qualité du modèle de résistivités vraies de la parcelle B

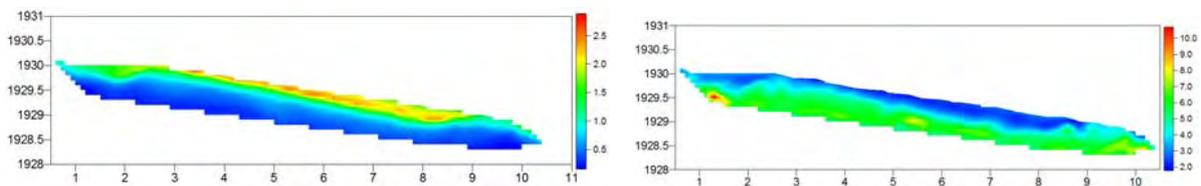


Figure 18 : matrice la sensibilité relative des mesures de résistivité et de l'incertitude de la parcelle A

La valeur de la RMS est inférieure à 3. Les matrices de vraisemblance et de sensibilité relative montrent que la fiabilité du modèle diminue (matrice de sensibilité) et que l'incertitude augmente (matrice de vraisemblance) avec la profondeur. On considère qu'une couche de 0.4 m d'épaisseur depuis la surface est correctement interprétable. Au-delà de 0.4 m de profondeur, les valeurs de résistivité calculées sont affectées d'un plus grand facteur d'incertitude.

- Tomographies de résistivités électriques

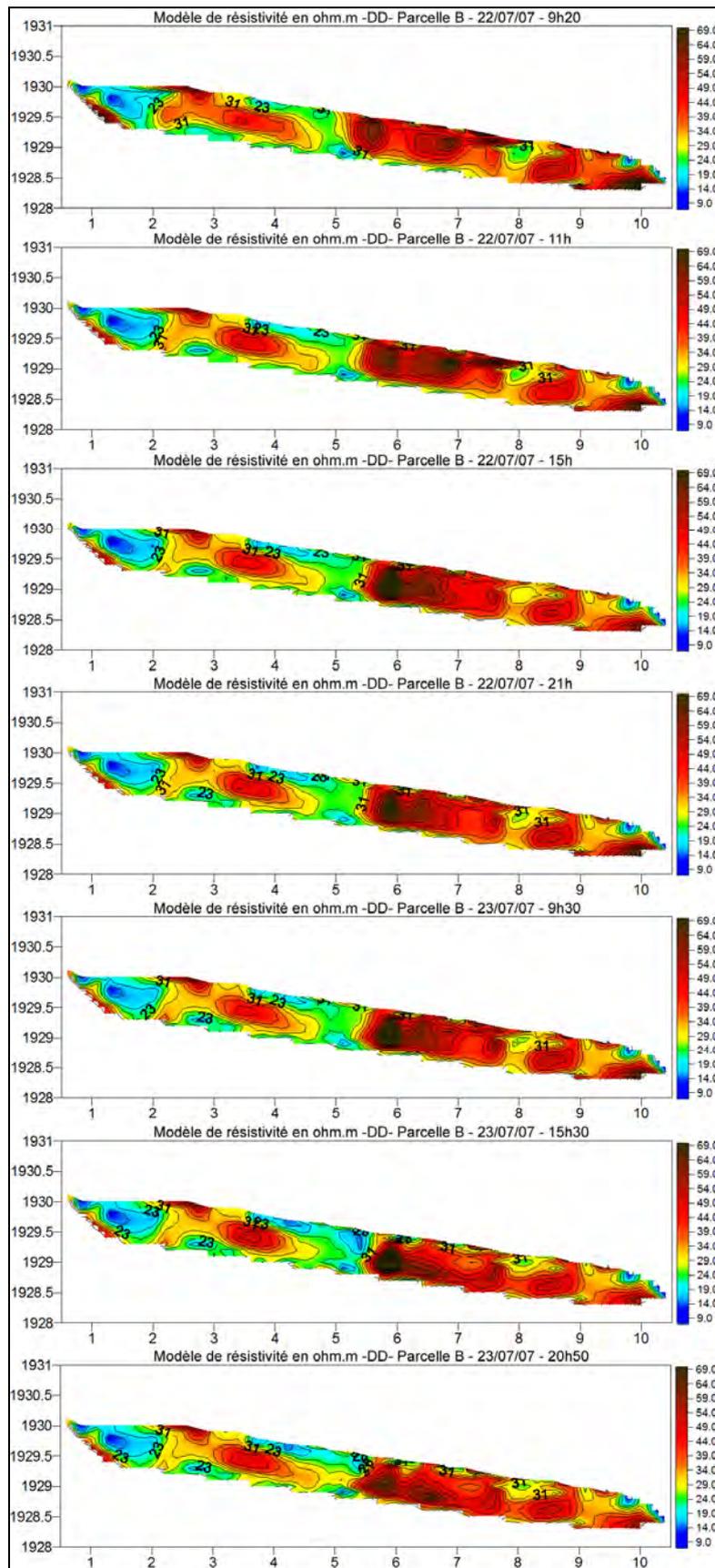
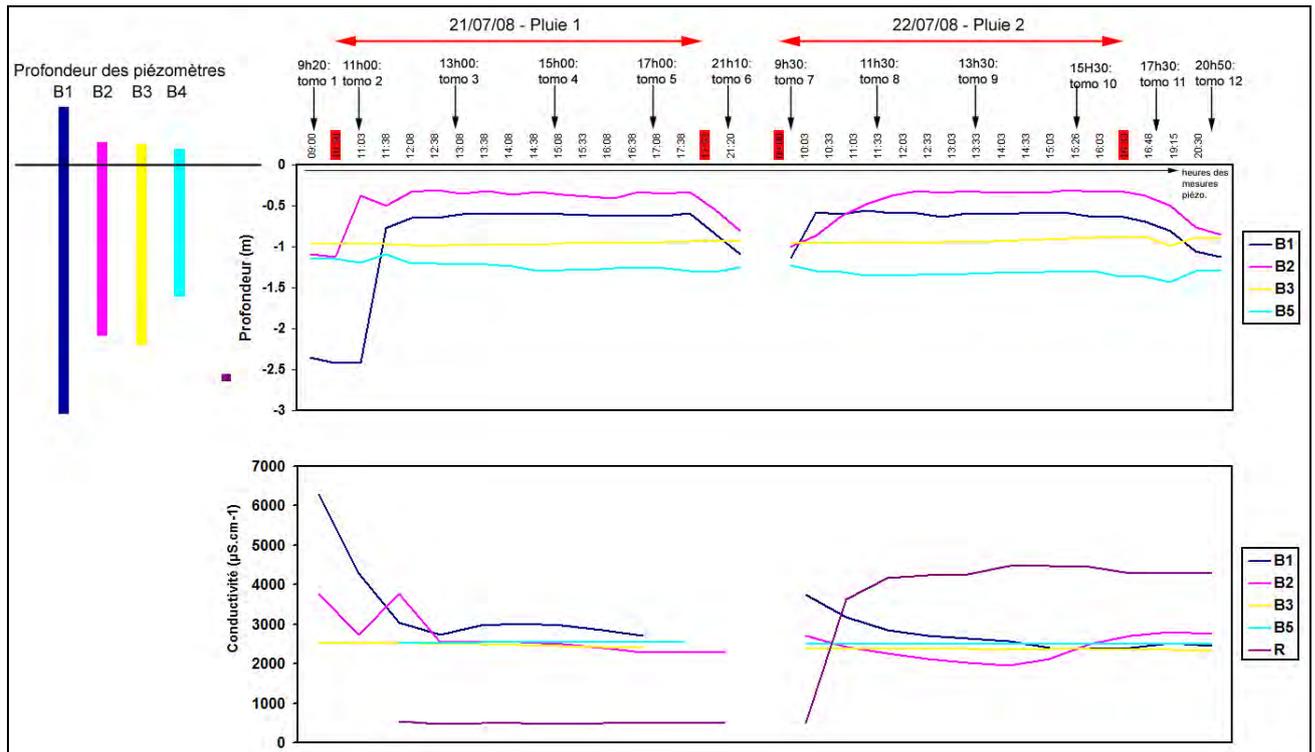


Figure 19 : tomographies des valeurs de résistivités électriques calculées en mode “time-lapse” de la parcelle B entre le 22 et le 23/07/07

- Interprétation synthétique de l'expérimentation



- Caractéristique de surface :

- partie stable du glissement,
- sol assez compact et en pente,

- Analyse :

1<sup>er</sup> jour :

- **Hauteur de la nappe :** La réponse rapide des piézomètres B1 et B2 à la pluie montre que les zones en profondeur à laquelle leur crépines se situent, sont reliées avec un fort coefficient de connexion hydraulique à la surface d'infiltration. Si l'on considère que l'eau ne ruisselle pas directement le long du tuyau étant donné la réponse très rapide et intense de B1 dont la crépine se situe à 3 m de profondeur. Les niveaux piézométriques de B1 et B2 sont hauts. La profondeur de la zone saturée mesurée par B1 se situe à -0.7 m et celle mesurée par B2 à -0.3 m. B3 semble déconnecté de la surface d'infiltration car le niveau d'eau ne varie pas au cours de la simulation. Par contre son niveau d'eau indique que le proche volume de sol dans lequel il est implanté est saturé en eau jusqu'à une profondeur d'environ 1 m. Les variations de B4 sont assez aléatoires : on observe un pic léger après le début de la pluie, puis son niveau diminue varie périodiquement avec une très faible amplitude mais tend quand même à diminuer.

D'autre part, en fin de journée du 22/07 et en début de journée du 23/07, le niveau de la nappe dans les quatre piézomètres est quasiment le même, ce qui peut laisser penser que la partie de sol supérieure à -0.1 m est drainée. Le niveau moyen de la nappe dans cette zone se situe entre -0.9 et -1.1 m.

-**Conductivité électrique (CE):** avant le début de la pluie, les CE dans B1 et B2 sont élevées (6000  $\mu\text{S.cm}^{-1}$  dans B1 et 4000  $\mu\text{S.cm}^{-1}$ ) dans B2. Quinze minutes seulement après le début de la

pluie, la CE dans B1 diminue de moitié (soit la zone où se trouve B1 à 3 m de profondeur est connecté quasi-directement avec la surface d'infiltration, soit l'eau de surface coule le long du tuyau) puis ré-augmente légèrement avant de diminuer à nouveau de manière progressive jusqu'à la fin de la journée. Il en est de même pour B2. Dans B3 et B4, les variations de la CE sont nulles, ce qui confirme le fait qu'ils ne soient pas en liaison hydraulique avec la surface d'infiltration. La conductivité électrique de l'eau ruisselant en surface est normalement constante ( $500 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ ).

**-Résistivité électrique :** premièrement, contrairement à la parcelle A où les valeurs de résistivité étaient plus ou moins similaires le long du profil traduisant le fait que le sol était plus ou moins homogène en terme de teneur en eau, sur la tomographie de la parcelle B, on remarque que ce n'est pas le cas. On peut diviser la tomographie en deux parties. La partie gauche est très hétérogène en termes de résistivité avec des zones dont la résistivité atteint plus de  $40 \Omega\cdot\text{m}$  et des zones où celle-ci est inférieure à  $15 \Omega\cdot\text{m}$ . Ceci peut traduire le fait que les volumes de sol de cette partie du profil sont affectés par des coefficients de porosité ou de teneur en eau différents. C'est dans cette partie que se situe la parcelle B entre les distances horizontales  $x=[3.5 ; 5.5]$  mètres. La demi-portion de profil droite est également hétérogènes mais dans une gamme de valeur de résistivité supérieure comprises entre environ  $30$  et  $70 \Omega\cdot\text{m}$ . A première vue, cette partie-ci a des teneurs en eau plus faible. Ceci peut être due à une porosité moins élevée comme le laisse penser la zone de forte résistivité ( $70 \Omega\cdot\text{m}$ ) située directement à la marge aval de la zone d'infiltration et qui semble faire obstruction à l'avancée du front d'infiltration de l'eau caractérisée par une extension spatiale progressive de la diminution des résistivités.

Le premier jour, on observe au niveau de la zone d'infiltration ( $x=[3.5 ; 5.5]$  mètres) des diminutions de la résistivités du sol très superficielles comprises entre  $0$  et  $-0.2 \text{ m}$ . ayant une extension latérale au cours du temps vers l'aval et stoppée au niveau à la bordure de la zone d'infiltration (effet de la bâche empêchant le ruissellement ?). Les valeurs de résistivité de cette zone sont comprises entre  $17$  et  $23 \Omega\cdot\text{m}$  (bleu clair).

2<sup>ème</sup> jour :

**-Hauteur de la nappe :** B1 et B2 ont toujours les mêmes réponses à la pluie : augmentation rapide, stagnation puis, diminution lors de la fin de la pluie. Leur caractère à diminuer rapidement après la fin de la pluie montre que le milieu dans lequel ils sont installés est suffisamment perméable pour laisser s'écouler l'eau rapidement après la fin de la simulation. Les niveaux dans B3 et B5 sont relativement constants.

**-Conductivité électrique (CE):** la CE dans B1 et B2 diminue progressivement puis augmente légèrement en milieu d'après midi. La CE de l'eau de ruissellement tend vers la valeur de CE de la pluie.

Dans le cas de la parcelle B comme pour celui de la parcelle A, on remarque que l'eau présente naturellement dans le sol est plus conductrice que l'eau de pluie le premier jour. Par contre, le deuxième jour, la CE pendant la nuit a augmentée dans B1 et B2 mais contrairement à la parcelle A, les CE de B1 et B2 continue de diminuer après le début de la pluie chargée en KBr pendant quelques heures avant de se stabiliser puis d'augmenter légèrement en milieu d'après-midi.

**-Résistivité électrique :** la pluie chargée en KBr semble induire une diminution plus marquée de la résistivité au niveau de la parcelle d'infiltration. La diminution de la résistivité affecte une profondeur de sol plus importante ( $\pm 30 \text{ cm}$  de la moitié amont de la zone d'infiltration) et sur toute la hauteur du profil où se dessine une forme allongée dont la résistivité vaut au minimum une dizaine d'ohm, au niveau de la bordure aval de la parcelle d'infiltration. On observe également au niveau même de la surface à l'aval de la zone d'infiltration (à  $x=6$  et  $x=7$  mètres) une diminution de la résistivité comme si le ruissellement commençait à avoir une influence sur cette zone située en dehors de la parcelle. Variations qui peuvent être corroborées par le ruissellement observée en surface sur le terrain.

## Conclusion :

- L'analyse des niveaux piézométriques nous montre que B1 et B2 réagissent rapidement à la simulation de pluie. La réaction de B1 est à nuancer étant donné la profondeur à laquelle il se trouve. Les niveaux des quatre piézomètres après la simulation du premier jour et avant celle du deuxième jour peut nous laisser penser que le niveau moyen de la nappe se situe à environ 1 m de profondeur.

- L'analyse des conductivités est assez difficile que pour la parcelle C. La conductivité électrique de l'eau naturellement présente dans le sol est supérieure à celle des deux pluies (KCl et KBr). Les variations dans les piézomètres à partir de la mi-journée du 22/07 sont de faibles amplitudes et aléatoires.

-Les tomographies de résistivité électriques nous montrent que par la grande variabilité des valeurs de résistivité que le milieu est hétérogène en termes de facteurs contrôlant la résistivité (teneur en eau, porosité etc.).

Lors de la première simulation de pluie le 22/07, de petites variations de la résistivité sont observables au niveau de la zone d'infiltration dans les 30-40 premiers centimètres. Le deuxième jour, les variations sont plus fortes en intensité, en extension latérale et verticale. Le ruissellement observé en surface lors de la mission de terrain induit même une baisse de la résistivité des premiers centimètres du sol en aval de la parcelle comme on peut le voir à partir 15h30. La pluie cesse à 16h30, et plus de 4 heures après, la tomographie réalisée à 20h50 montre que l'extension verticale de la diminution de la résistivité au niveau de  $x=5.5$  m s'est arrêtée et même rétractée.

L'expérimentation de la parcelle B montre que celle-ci est semi-perméable : on y a observé du ruissellement en surface sur le terrain que l'on voit apparaître par infiltration dans le sol en aval de la parcelle sur les dernières tomographies. Et on observe également sur les tomographies une extension de la diminution de la résistivité verticale et latérale le deuxième jour lorsque la conductivité électrique de l'eau de pluie était suffisamment contrastée par rapport à celle de la première semaine. De plus, on peut supposer que les piézomètres ne réagissant pas aux pluies soient situés dans la zone juste à l'aval de la zone d'infiltration dont les résistivités atteignent les valeurs maximales de  $70 \Omega.m$ . Cette valeur peut traduire un état de porosité très faible et donc isoler hydrauliquement les piézomètres B3 et B4 si ceux-ci ont été installés dans cette zone.

On observe au niveau de la zone d'infiltration entre le début de l'expérience et la fin, des variations de résistivité de l'ordre de  $10-15 \Omega.m$  dans une couche du sol comprise entre la surface et  $-0.5$  à  $-0.6$  m de profondeur. Le contraste n'est pas aussi fort que sur la parcelle A étant donné les caractéristiques de départ du sol de la parcelle B (plus humide, moins perméable).

### c) Parcelle C

- Qualité du modèle

Itération	5
RMS	1.98
Sensitivity average	1.453

*Tableau 6 : facteurs de qualité du modèle de résistivités vraies de la parcelle C*

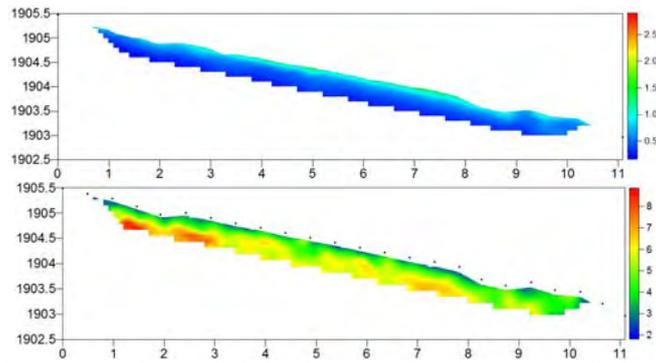


Figure 21 : matrice la sensibilité relative (en haut) et matrice de l'incertitude en % des valeurs de résistivités des modèles de la parcelle B(en bas)

La valeur de la RMS est inférieure à 3. Les matrices de vraisemblance et de sensibilité relative montrent que la fiabilité du modèle diminue (matrice de sensibilité) et que l'incertitude augmente (matrice de vraisemblance) avec la profondeur. On considère qu'une couche de 0.3 m d'épaisseur depuis la surface est correctement interprétable. Au-delà de 0.3 m de profondeur, les valeurs de résistivité calculées sont affectées d'un plus grand facteur d'incertitude.

- Tomographies de résistivités électriques

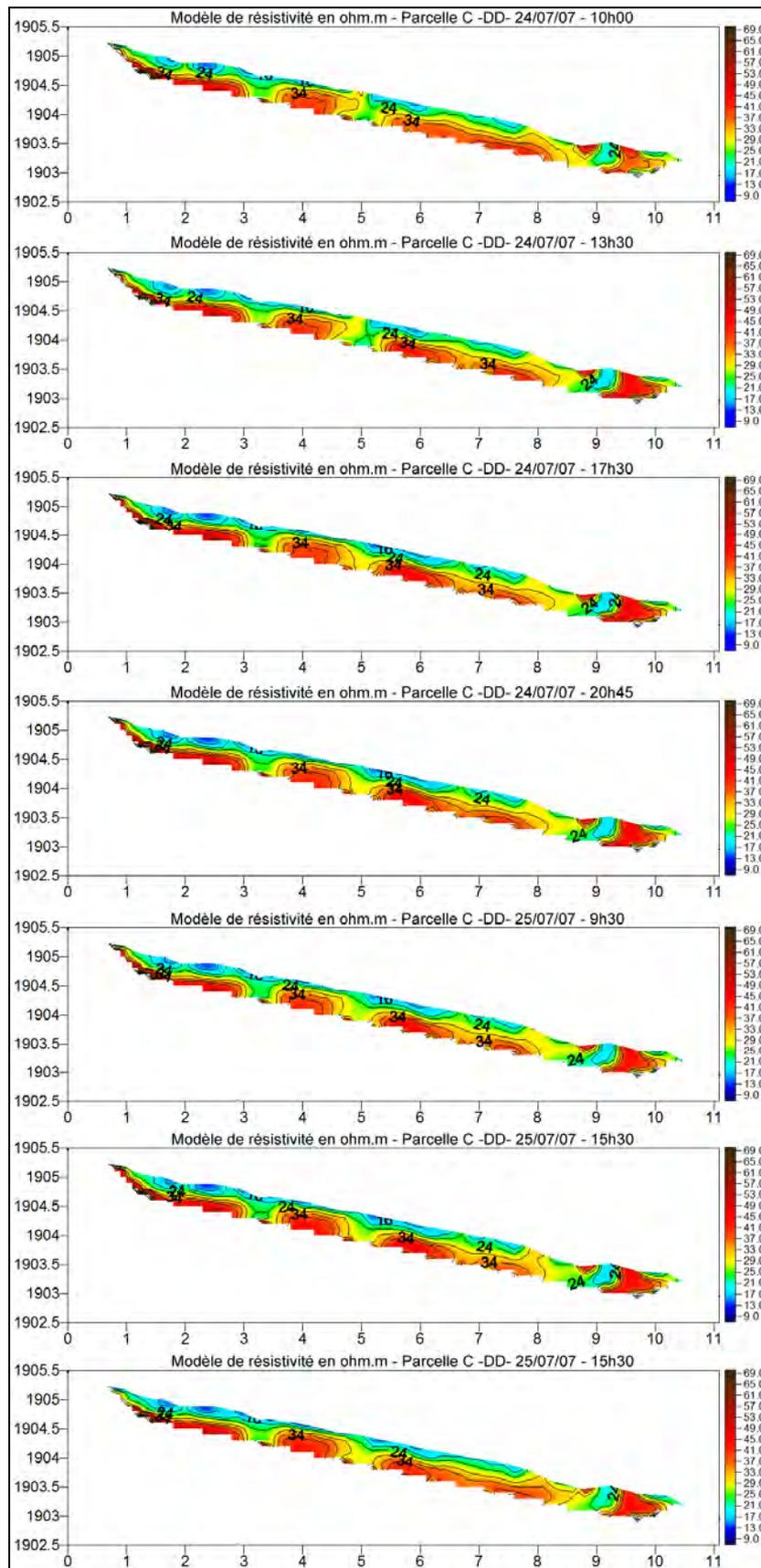


Figure 22 : tomographies des valeurs de résistivités électriques calculées en mode "time-lapse" de la parcelle B entre le 20 et le 21/07/07

- Interprétation synthétique de l'expérimentation

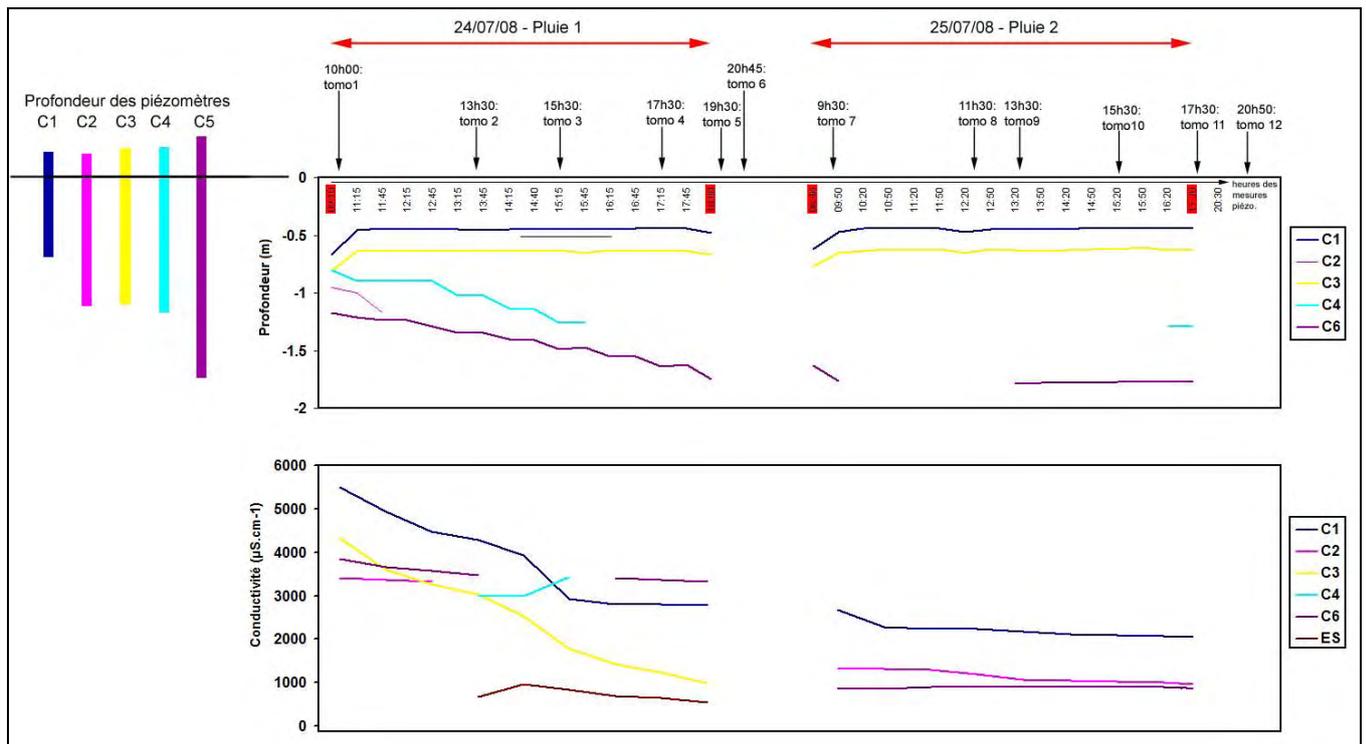


Figure 23 : schéma synthétique de l'infiltration provoquée de la parcelle B ; variations des niveaux piézométriques ; variations de la conductivité électrique dans les piézomètres C1, C2, C3, C4, C5 ; chronologie des tomographies de résistivité électrique.

### Caractéristiques de surface :

- zone active de la coulée,
- fissuration du sol,
- sol quasi-saturé rapidement. en profondeur.

1<sup>er</sup> et 2<sup>ème</sup> jour :

**- Hauteur de la nappe :** C1 et C3 répondent normalement à la pluie artificielle. Le niveau de la nappe dans C1 se stabilise autour de -0.4 m pendant la pluie et celui de C3 autour de -0.7 m. C4 et C5 sont situés à l'amont de la parcelle. Les niveaux piézométriques dans C2, C4 et C5 sont difficilement interprétables.

**-Conductivité électrique (CE):** La conductivité initiale dans C1 et C3 est très élevée avant le début de la simulation (environ 4500-5500 µS.cm-1) et diminue au cours de la première journée jusqu'à 1000 µS.cm-1 pour C3 et 3000 µS.cm-1 pour C1, tandis que la conductivité électrique de C5 situé en dehors de la zone de simulation de pluie est constante (environ 3500 µS.cm-1). Le deuxième jour, la CE dans A1 reste constante autour de 2500 µS.cm-1.

**-Résistivité électrique :** le milieu est assez hétérogène en termes de résistivité électrique. Si l'on se place uniquement dans la couche superficielle là où le modèle est le plus fiable, on remarque qu'en surface sur quasiment toute la longueur du profil, les valeurs de résistivités sont faibles (environ 15-21 Ω.m) et ne varie pas tout au long de l'expérimentation.

## Conclusion :

Les conditions initiales de la parcelle C, c'est-à-dire l'état de quasi-saturation en eau du sol a deux effets sur les tomographies électriques :

- le contraste entre les zones d'écoulements préférentiels et le sol n'existe pas,
- la forte teneur en eau conductrice du sol comme l'indique les mesures faites dans les piézomètres avant la simulation empêche aux traceurs de jouer leur rôle.

Au final, on n'observe pas de contrastes de résistivité entre la parcelle d'infiltration et le reste du profil.

## **Conclusions générales :**

Premièrement, les parcelles A,B et C ont chacune des caractéristiques particulières liées à leur emplacement et que l'on peut différencier dans un premier temps grâce à leur état de surface (texture du sol, humidité). Deuxièmement, l'analyse des paramètres mesurées (hauteur de nappe, conductivité électrique, résistivité) permet de différencier encore plus chaque parcelle

	Parcelle A	Parcelle B	Parcelle C
Texture du sol	Peu compactée, pas de fissures (perméable)	Assez compactée, pas de fissures	Peu compactée, fissures (perméable)
Humidité en surface	Nulle	Existante (présence d'herbe)	Importante
Niveau de la nappe (avant simulation)	≈ -2 m	≈ -1 m	≈ -0.75 m
Conductivité électrique naturelle	≈ 2500 $\mu\text{S.cm}^{-1}$	≈ 5000 $\mu\text{S.cm}^{-1}$	≈ 5000 $\mu\text{S.cm}^{-1}$
Résistivité vraie moyenne	41 $\Omega.m$	34 $\Omega.m$	28 $\Omega.m$

*Tableau 7 : caractéristiques initiales des parcelles expérimentales*

L'état initial de chaque parcelle en termes de paramètres ayant une incidence, d'une part sur les processus hydrologiques d'infiltration et d'écoulement (texture du sol), et d'autre part sur la résistivité du milieu (teneur en eau, conductivité de l'eau souterraine), est différent d'une parcelle à l'autre. On s'attend ainsi à avoir des tomographies de résistivité électrique dont les variations de résistivités induites par la pluie artificielle sont modulées en fonction des conditions du milieu.

## **Observations :**

### Variations de $\rho$ :

Lorsque l'on compare, en tenant compte de l'incertitude des modèles, les tomographies des trois parcelles, on observe des variations de résistivité qui n'ont pas la même amplitude.

Sur la parcelle A, l'amplitude des variations est d'environ 10  $\Omega.m$  par rapport à la tomographie de référence, dans une tranche du sol d'environ 0.6 m depuis la surface, ce qui représente par rapport à la valeur moyenne des résistivités une diminution de 25%. Sur la parcelle B, on observe une diminution d'environ 5-6  $\Omega.m$  sur une tranche de sol d'environ 0.3 m, soit une diminution d'environ 17% par rapport à la valeur de résistivité moyenne. Sur la parcelle C, on n'observe pas de variation notable de la résistivité.

La parcelle A est celle où l'on observe les plus grandes amplitudes de variations de la résistivité et le plus en profondeur, puis vient la parcelle B où les amplitudes et la profondeur de variation de  $\rho$  sont plus faibles et enfin la parcelle C où aucune variation de  $\rho$  n'est observable.

#### Niveaux piézométriques et conductivités électriques :

De plus, la valeur des conductivités électriques naturelles de l'eau souterraine sous les parcelles B et C est deux fois plus grande ( $5000 \mu\text{S.cm}^{-1}$ ) que sous la parcelle A ( $2500 \mu\text{S.cm}^{-1}$ ). La conductivité électrique de l'eau du sol a une grande influence sur les mesures de résistivité électrique du sol.

Si l'on considère la profondeur d'investigation des profils électriques qui est de l'ordre du mètre, les mesures de résistivités peuvent avoir été influencées par la conductivité électrique de l'eau souterraine en fonction de la profondeur de la nappe et de la frange capillaire (càd l'interface entre la zone saturée et la zone "sèche").

Pour la parcelle A, le niveau de la nappe étant profond (- 2 m) et les valeurs de conductivité électrique étant assez faibles ( $2500 \mu\text{S.cm}^{-1}$ ), on peut faire l'hypothèse que ces deux paramètres n'influencent pas les mesures de résistivité.

Par contre, pour les parcelles B et C, le niveau de la nappe (resp. -1 m et - 0.75 m) étant à la limite d'investigation de la méthode électrique et la conductivité électrique étant forte ( $5000 \mu\text{S.cm}^{-1}$ ), on peut faire l'hypothèse que ces paramètres influencent les mesures de résistivité électrique.

De quelles manières les paramètres locaux du sous-sol influencent-ils l'interprétation des tomographies de résistivité électriques?

- Au niveau de la parcelle A, le sol est peu compacté et quasi-exempt d'eau dans le premier mètre avant la simulation de pluie. Lorsque la pluie démarre, l'eau s'infiltre dans un milieu perméable de résistivité moyenne ( $41 \Omega.m$ ). La portion de sol influencée par l'eau de pluie est marquée par un contraste fort en terme de teneur en eau par rapport à l'encaissant, et donc aussi en terme de résistivité, accentuée le deuxième jour par la solution de KBr. La parcelle A est donc caractérisée par un état initial sec, perméable et de résistivité moyenne favorable à un contraste important sur l'épaisseur du profil entre les résistivités mesurée avant et pendant la pluie artificielle. Ceci explique l'évolution latérale et verticale des valeurs de résistivité au niveau de la parcelle d'infiltration bien observable sur les tomographies.

Les tomographies des parcelles B et C sont plus difficilement interprétables en raison de leur état initial.

- L'état initial de la parcelle B est caractérisé par un sol en pente douce et plus compact que la parcelle A, donc moins perméable. On y observe du ruissellement dès le premier jour, peu après le début de la pluie artificielle. De plus, le niveau de la nappe initial est peu profond (- 1 m) au niveau de la limite d'investigation du dispositif électrique. La transition (c'est-à-dire la frange capillaire) entre la zone saturée et la portion de sol où la teneur en eau est faible voire négligeable, est progressive. On peut estimer que la teneur en eau du sol au niveau de la parcelle augmente assez rapidement entre la surface et le toit de la nappe. Ainsi le sol a initialement une certaine teneur en eau, contrairement au sous-sol "sec" de la parcelle A.

Lorsque la pluie débute, l'eau arrive sur un sol assez compact et humide et de résistivité moyenne ( $34 \Omega.m$ ), plus faible que pour la parcelle A. Une partie de l'eau s'infiltre (les piézomètres B1 et B3 réagissent ; à noter que la réponse rapide du piézomètre B1 est à prendre avec prudence en raison de la profondeur de la crépine), et l'autre partie ruisselle par dépassement de l'infiltrabilité de la surface de la parcelle.

Au niveau de la parcelle B, on peut dire que différents facteurs jouent en défaveur d'un contraste net en terme de résistivité entre la portion de sol sous-jacente la parcelle d'infiltration et l'encaissant. Ces facteurs sont:

- l'imperméabilité relative du sol et du sous-sol qui empêche une migration importante en profondeur de l'eau précipitée,
- la teneur en eau conductrice initiale du sous-sol qui amoindrit le contraste de résistivité induit par l'eau de pluie infiltrée.

Ces facteurs peuvent donc expliquer que l'on observe sur les tomographies de la parcelle B une variation de la résistivité d'environ 5-6  $\Omega$ .m sous la zone d'infiltration, soit la moitié de celle observée sur la parcelle A.

De plus, ces variations ne sont observables qu'à partir du 2<sup>ème</sup> jour lors de la pluie KBr. La cause de cela peut être la valeur de la conductivité électrique de la première pluie KCl qui n'était pas suffisante pour contraster la résistivité naturelle du sol (fonction de la conductivité électrique de l'eau présente et de sa proportion). On peut donc observer le 2<sup>ème</sup> jour une extension latérale de la diminution de la résistivité sur toute la parcelle limitée à -0.1 m de profondeur, et verticale jusqu'à -0.5 m dans la partie avale de la parcelle.

- L'état initial de la parcelle C est caractérisé par un sol perméable (on n'observe pas de ruissellement) parce que soumis à des contraintes de tension (zone active de la coulée) qui engendrent une fracturation du sol. Le toit de la nappe est peu profond (environ - 0.75 m) et la conductivité de l'eau souterraine est forte (environ 5000  $\mu$ S.cm-1). De même que pour la parcelle B, on peut faire l'hypothèse que la portion de sol comprise entre la zone saturée et la surface a une teneur en eau qui croît rapidement avec la profondeur. Comme pour la parcelle B, on retrouve un des facteurs limitant le contraste entre le volume de sol influencé par la pluie et l'encaissant : la teneur en eau conductrice initiale du sol. Contrairement à la parcelle A, le sol de la parcelle C quasi-saturé en eau est rendu perméable par la fracturation. Le processus de percolation en profondeur de l'eau n'est pas le même que sur la parcelle A.

# VI. Etude hydro-géophysique à l'échelle du glissement

## 1. Introduction

L'ancienne topographie est constituée par une série de crêtes quasi-intacte dans la zone d'accumulation. Certaines de ces échines affleurent parfois au gré des vidanges et remplissages successifs à la surface dans la partie amont du glissement, d'autres sont situées quelques mètres sous la surface topographique.

Des travaux de reconnaissance géotechnique (J.P. Malet, 2003) ont montré que la coulée constitue une langue hétérogène à forte matrice silto-argileuse mélangée à des débris morainiques. Dans la zone d'accumulation (tranchée B à E), trois couches géotechniques (voir figures 24) peuvent être identifiées à partir de critères de résistance mécanique, des contrastes dans la nature des matériaux et des déformations et cisaillements des tubes inclinométriques et piézométriques.

La coulée est constituée de deux unités principales reposant sur le substratum :

- une unité superficielle épaisse (5-9m) qui constitue l'aquifère (langue active de la coulée),
- une unité profonde (5-6 m) compactée et imperméable (corps mort)

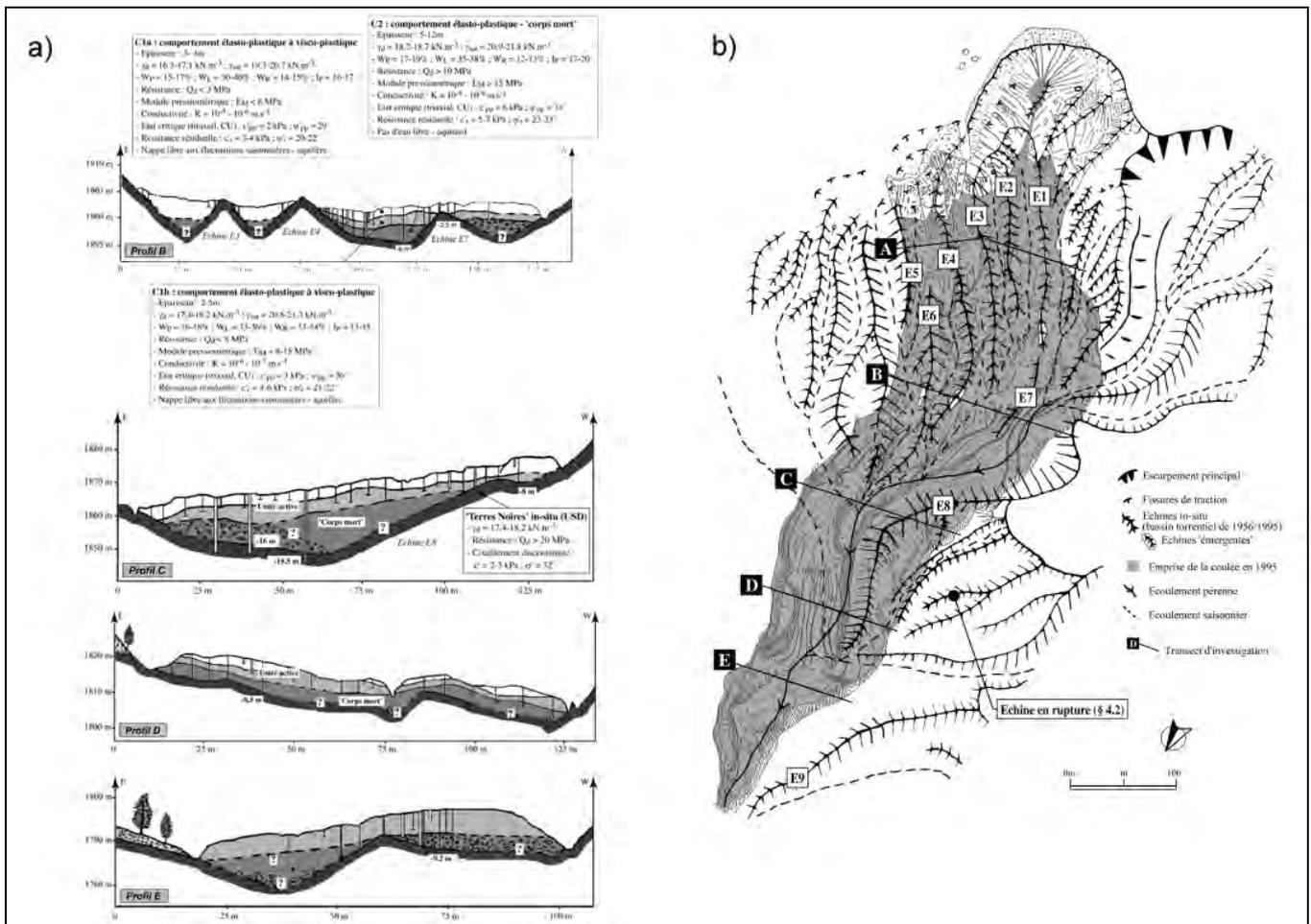


Figure 24 : a) Structure interne de la zone d'accumulation de la coulée (croisement de toutes les méthodes d'investigation) et synthèse des caractéristiques hydro-mécaniques (Malet, 1998 ; Flageollet et al., 2000) ; b) localisation des transect B,C,D et E sur la coulée.

Des travaux de reconnaissance géophysique (Schmutz et al., 1999 ; Schmutz, 2000) indique la même succession de couches avec des gammes de résistivité :

- de 5 à 45  $\Omega.m$  pour la couche 1 (C1),
- de 45 à 100  $\Omega.m$  pour la couche 2 (C2),
- supérieur à 100  $\Omega.m$  pour le substratum.

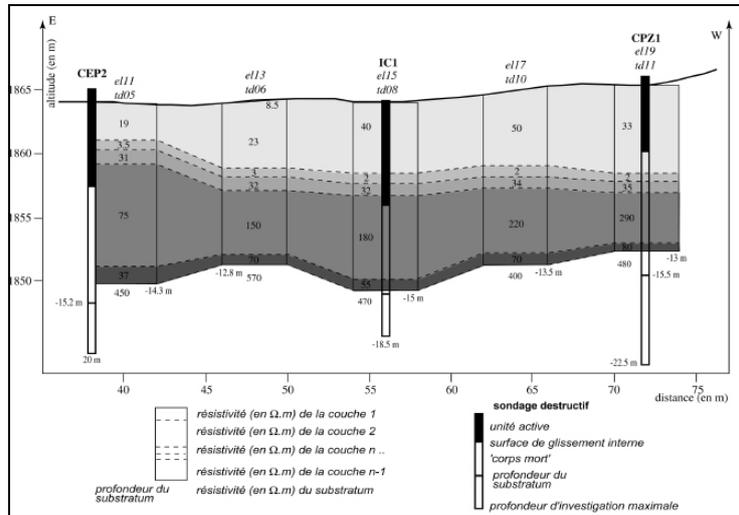


Figure 25 : interprétation jointe de cinq couples de sondage TDEM-électrique et calage sur ds sondages géotechniques du secteur est du transect C (Schmutz et al., 2000).

L'objectif de l'analyse des tomographies sera de comparer d'une part la présence de trois couches (coulée, corps morts, substratum) et la profondeur de la paléotopographie.

## 2. Localisation des profils

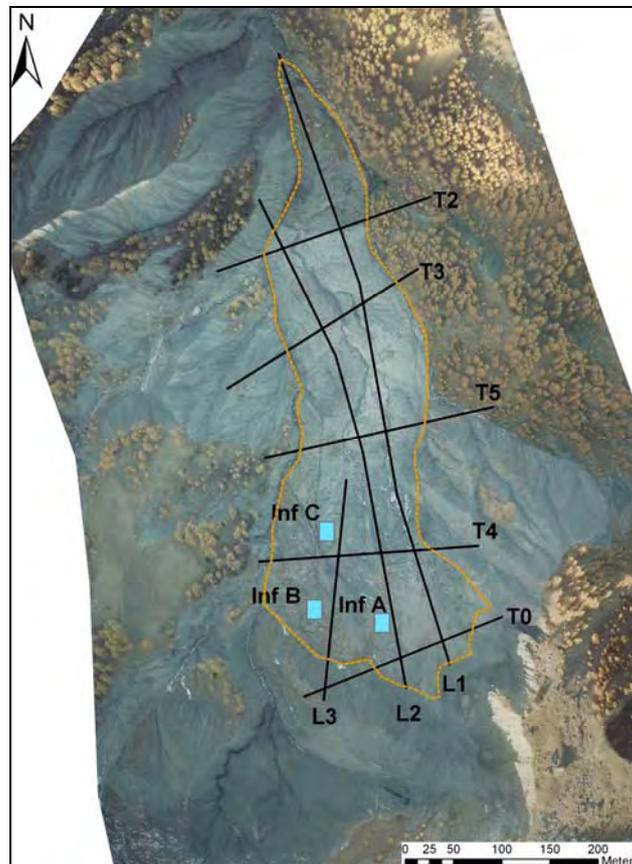


Figure 26 : photo aérienne du glissement et localisation des profils électriques structuraux.

### 3. Acquisition des données

Les profils transverses (T) sont des dispositifs Wenner-Schlumberger de 48 électrodes espacées de 5 m. Les profils longitudinaux sont constitués par des dispositifs similaires placés les uns après les autres. Les profils consécutifs de 48 électrodes de L1 (144 électrodes au total) et L2 (120 électrodes au total) ont à chaque fois 24 électrodes en commun avec les profils aval et amont (sauf pour les sections aux extrémités des profils)

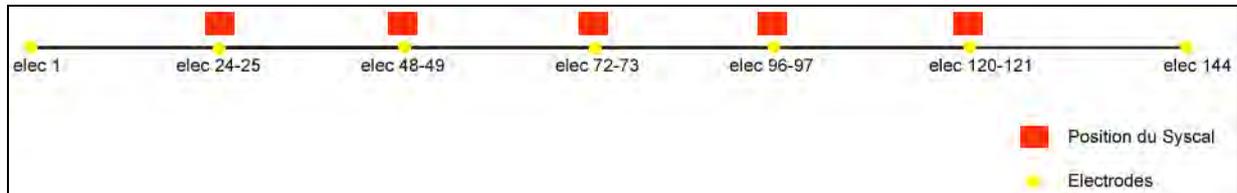


Figure 27 : configuration des dispositifs électriques des profils longitudinaux (n x 48 électrodes)

### 4. Paramétrages d'inversion

Dispositif	Wenner-Schlumberger
Nombre de points / niveaux de données	520/ 20
Modèle	15 couches / 1018 blocs
Model refinement	1/2
Data inversion constrain	Robust – cutoff factor 0.1
Model inversion constrain	Robust – cutoff factor 0.05

Tableau 8 : paramètres d'inversion des résistivités électriques apparentes des profils transverses et longitudinaux.

### 5. Qualité des modèles

(voir annexes)

### 6. Résultats et interprétation

Avant tout, l'interprétation des tomographies doit être réalisée en fonction de la qualité du modèle. Tous les modèles excepté le profil transverse T5 ont une RMS inférieure à 3. Il est d'usage de considérer qu'en dessous de cette valeur la qualité du modèle est bonne. De plus, les matrices d'incertitude (voir annexes) donne une idée de la fiabilité relative du modèle.

De manière générale, on observe sur toutes les tomographies un modèle de résistivité présentant assez nettement deux couches. La première est caractérisée par des valeurs comprises entre 5 et 45  $\Omega.m$ . La deuxième couche est caractérisée par des valeurs de résistivité supérieures à 45  $\Omega.m$ . Il est difficile d'identifier sur le modèle avec précision et certitude la présence et la forme des corps morts. C'est pourquoi, on distinguera sur tous les profils essentiellement la coulée active (< 45  $\Omega.m$ ) de l'ensemble corps-mort et substratum (> 45  $\Omega.m$ ) dont le toit semble dessiner une paléotopographie cohérente par rapport aux travaux antérieurs en termes de profondeur de substratum.

On se propose d'analyser en détail les profils T2, L2 et L1. L'interprétation des autres tomographies étant basée sur les mêmes observations.

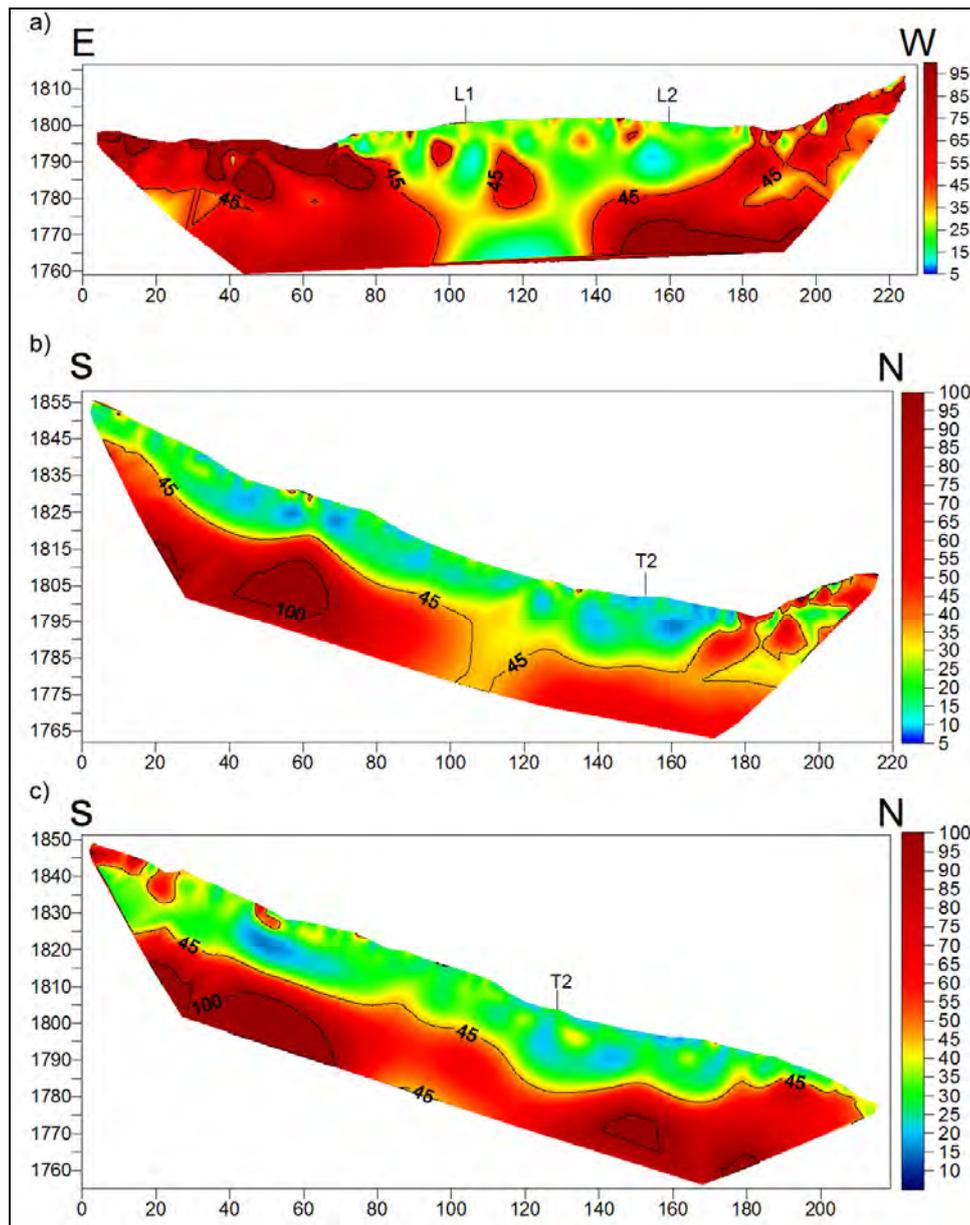


Figure 28 : Tomographies des profils : a) T2, b) L2, c) L1

- Profil T2 :

Si l'on se fie à la qualité du modèle, la partie de la tomographie où l'incertitude est la plus faible se situe dans une couche superficielle d'environ 5 m d'épaisseur. considérant cette couche, on observe d'une part que les valeurs de résistivité  $< 45 \Omega.m$  se distribuent à l'endroit de la coulée. D'autre part, qu'il y a un fort contraste entre les valeurs de résistivité du matériau constituant la coulée et celles du matériau constituant les versants (environ  $100 \Omega.m$  dans la partie est du profil). L'hypothèse de départ basé sur les travaux géophysiques antérieurs (Schmutz et al., 1999 ; Schmutz, 2000) permet grâce aux tomographies d'identifier dans un premier temps avec un bon facteur d'incertitude dans les premiers cinq mètres, la transition nette entre la coulée et le versant stable également observable sur le terrain. Cette zone de transition permet en quelque sorte de "calibrer" les observations : la coulée a bien des valeurs de résistivité moyenne d'environ  $25 \Omega.m$  et le substratum des valeurs moyenne avoisinant  $100 \Omega.m$ .

Des valeurs de résistivités électriques et de vitesses sismiques des formations du bassin de Barcelonnette sont présentées dans le tableau 9 :

Nature des matériaux	Site	résistivité électrique ( $\Omega.m$ )	vitesse sismique (m/s)
Marnes remaniées très altérées ou laches Moraines	Riou Bourboux	10-50	304-379
	Poche	10-50	400-700
	Super Sauze	15-35	500-800
	La Valette	/	200-600
Marnes remaniées altérées +/- compactes	Poche	10-50	900-1500
	Super Sauze	100	1000-1800
	La Valette	/	600-2000
Marnes in-situ très compactes	Riou Bourboux	75-150	2586-3049
	Poche	/	2200-3200
	Super Sauze	> 100	> 2000
	La Valette	/	2300-5500

Tableau 9 : caractéristiques géophysiques des formations du bassin de barcelonnette (Schmutz, 2001).

Plus en profondeur, les valeurs de résistivité ne peuvent plus être interprétées quantitativement en raison de l'incertitude du modèle (qui augmente avec la profondeur). On peut toutefois y différencier des zones de manière relative en prenant soin d'envisager la présence d'artefact d'inversion.

Lorsque l'on se réfère aux sondages géotechniques du profil E proche du profil T2, le substratum a été détecté à une profondeur de 9.2 m, à peu près au niveau de l'intersection avec L2.

Sur la tomographie de T2, l'épaisseur de la couche de résistivité  $< 45 \Omega.m$  avoisine 13-14 m, soit 4-5 m de plus que sur le profil E. Cette différence peut être due soit au positionnement des deux profils trop éloignés, soit à l'augmentation en épaisseur et en largeur de la coulée depuis les travaux géotechniques de 2000. Cette dernière hypothèse semble plausible d'après la récente activité du glissement (apport important de matériaux et dynamique) et la configuration "en goulet" de la zone. Dans ce cas, retrouver le substratum à une profondeur plus grande, telle que celle observable sur la tomographie (13-14 m), peut être cohérent.

En plein centre du profil, l'interprétation est délicate en raison d'un artefact en profondeur (faible résistivité). La zone de résistivité  $>45 \Omega.m$  ( $x=120$  m) inscrite dans la coulée peut éventuellement être liée à un artefact, à la présence d'un corps mort, ou à la présence d'une échine faisant l'interfluve entre une ravine à l'est au niveau de L1 et une plus grande à l'ouest au niveau de L2.

Ailleurs dans la coulée (de valeur moyenne +/-25  $\Omega.m$ ), on observe des petites hétérogénéités de valeur de résistivité inférieure (10-15  $\Omega.m$  ; présence de nappe?), ou supérieure ( $> 45 \Omega.m$ , zones moins perméables, vides de fracturation?).

- Profil L2 (électrodes 73 à 120 orientées amont-aval):

La partie à l'extrémité aval du profil se situe dans le versant d'une roubine fait de marnes altérée en surface et progressivement saines en profondeur. Comme pour T2, on observe essentiellement deux couches de matériaux ayant les gammes de résistivités définies dans l'échelle.

Au sein de la couche apparentée à C1 de résistivité moyenne 25  $\Omega.m$ , on peut identifier des zones de faible résistivité (5-15  $\Omega.m$ ) dont les formes peuvent laisser penser à des systèmes de nappes perchées reliées à la surface par des zones d'écoulement préférentiel.

En profondeur, la deuxième couche de résistivité  $>45 \Omega.m$  a des valeurs avoisinant 100  $\Omega.m$  dans la partie amont du profil. A une distance  $x=100-120$  m, la résistivité baisse assez brusquement jusqu'à des valeurs avoisinant les 35  $\Omega$  (variation due à l'une des ravines transversales au thalweg principal ?).

- Profil L1(électrodes 72 à 120 orientées amont-aval) :

On retrouve les deux couches de résistivité. Dans la couche supérieure ( $<45 \Omega.m$ ), on observe comme sur la tomographie de L2 des zones où  $\rho$  varie de 5 à presque 100  $\Omega.m$ . On peut émettre les mêmes hypothèses que pour L2 en termes de présence d'eau ou de zones plus compactes ou fissurées.

## Conclusion :

On distingue sur les trois profils une première couche superficielle (5-45  $\Omega.m$ ) et une seconde couche profonde composée de matériaux plus résistants (>45  $\Omega.m$ ).

La couche superficielle (5-45  $\Omega.m$ ) correspond à la coulée. Les résistivités sont représentatives des propriétés de la coulée (nature du matériau, teneur en eau, porosité etc.). Dans cette couche de résistivité moyenne +/-25  $\Omega.m$ , on remarque des zones de résistivité ayant des valeurs plus ou moins élevées par rapport à la moyenne :

-résistivité plus faible (5-15  $\Omega.m$ ) qui peuvent être liées à des teneurs ou des conductivités électriques de l'eau du sol plus élevées. Ces zones ont des formes subhorizontales qui peuvent faire penser à des nappes perchées, qui sont connectées hydrauliquement à la surface par des zones de résistivité faibles de forme allongée et verticale pouvant s'apparenter à des zones d'écoulements préférentiels.

-résistivité plus élevée (>45  $\Omega.m$ ) pouvant être liée en surface par des zones de vides de fracturation ou en profondeur à des zones moins poreuses (compacité élevée, blocs de marnes non altérés etc.).

La couche profonde est caractérisée par des valeurs de résistivité comprenant les gammes de résistivité des corps morts (45 à 90  $\Omega.m$ ) et du substratum (>100  $\Omega.m$ ), ((Schmutz et al., 1999 ; Schmutz, 2000 ; Malet, 2003). Elle est atteinte à des profondeurs voisinent de 20 m. La différenciation des deux ensembles est difficile à faire en raison principalement de l'incertitude du modèle liée à la profondeur. Cependant il peut exister dans cette couche, sur L2 par exemple, un contraste assez important : des valeurs avoisinant les 100  $\Omega.m$  à l'amont du profil et 35-45  $\Omega.m$  vers le centre. Mis à part la présence à cet endroit d'un artefact d'inversion, on peut faire l'hypothèse que cette variation de la résistivité est causée par un changement de l'état du milieu à cet endroit (corps morts ayant fossilisé une ravine transversale ?).

## Etude comparative des trois profils :

Sur les tomographies des profils longitudinaux, la profondeur du substratum au niveau de l'intersection des profils L1 et L2 avec T2 est respectivement 18 et 20 m.

Lorsque l'on reporte la profondeur de substratum observée sur L2 (20 m), on remarque sur T2 que la profondeur observée est la même. Pour L1, on ne retrouve pas le substratum sur T2 à la profondeur à laquelle il est observé sur L1 (environ 18 m). La comparaison est plus difficile en raison d'un éventuel artefact en profondeur au centre de T2.

Il y a donc une bonne corrélation de la profondeur de la couche résistante entre les tomographies de T2 et L2. Pour L1, l'incertitude du modèle ou la présence d'un artefact d'inversion en profondeur rend la comparaison plus difficile.

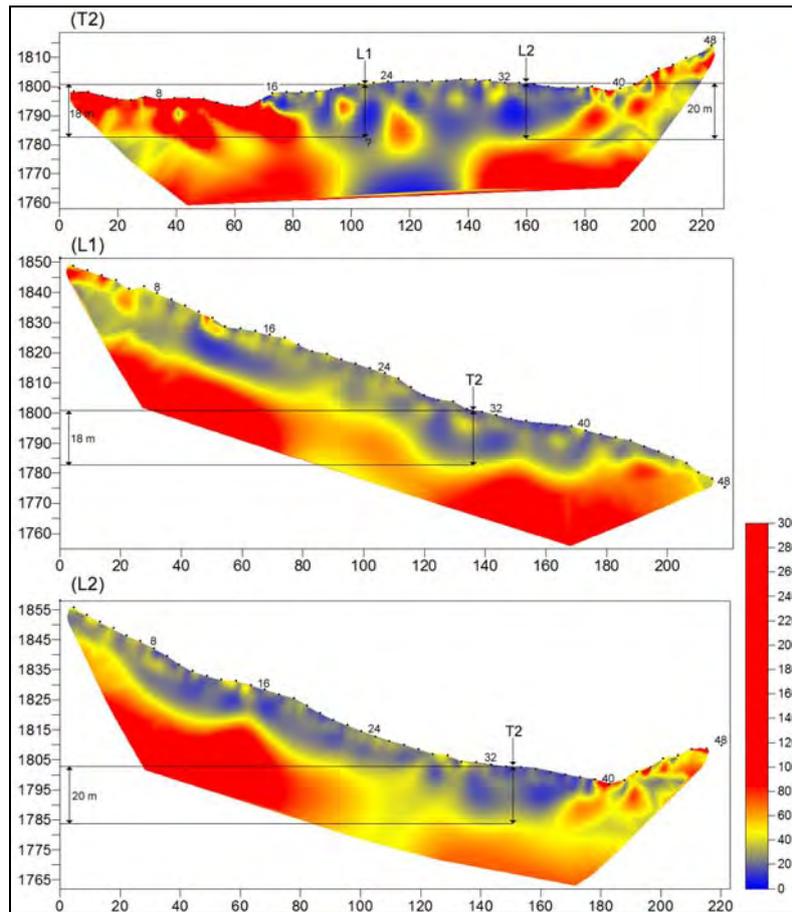


Figure 29 : analyse des profondeurs de la couche résistante au niveau des intersections entre les profils T2, L1 et L2

Autres profils :

Les interprétations sont les mêmes que celles décrites précédemment.

## VI. Conclusion :

A l'échelle de la parcelle, l'analyse de la variation des paramètres mesurés (résistivité électrique, niveau de la nappe, conductivité électrique de l'eau souterraine) en tenant compte de l'état de surface et de l'emplacement des parcelles sur la zone du glissement, a permis de mettre en évidence des résultats différents.

Par exemple, les tomographies des parcelles A et C ne donnent pas du tout les mêmes résultats. Sur celles de la parcelle A, on observe nettement une diminution latérale et verticale de la résistivité, qui est accentuée lors du passage à la pluie chargée en KBr. Alors que sur la parcelle C, aucune variation nette n'est visible.

Cette différence ne peut s'expliquer que par les caractéristiques initiales du sol au niveau des deux parcelles. On peut dire que les caractéristiques initiales du sous-sol des parcelles conditionnent l'amplitude de la variation de la résistivité mesurée au cours de la simulation de pluie.

Dans le cas d'une parcelle "résistante" telle que la parcelle A (faible teneur en eau de la couche superficielle induit par un bas niveau de la nappe, conductivité de l'eau souterraine assez faible, perméabilité observée en surface), l'infiltration provoque un contraste fort en terme de résistivité entre le volume de sol influencé par l'eau de pluie et le volume de sol encaissant. La teneur en eau faible et la perméabilité du milieu permettent d'observer une progression latérale et verticale du "front" de faibles résistivités lié au front d'infiltration. Sur ce genre de parcelle, l'analyse des tomographies électriques et des autres mesures permet d'étudier des processus d'écoulement préférentiel.

Dans le cas d'une parcelle "conductrice" telle que C (forte teneur en eau du sol, conductivité électrique de l'eau souterraine élevée), la pluie artificielle n'a pas d'influence sur la résistivité du sol même lors de la pluie au KBr en terme de contraste de résistivité entre le sous-sol de la parcelle et l'encaissant. L'étude des écoulements préférentiels par tomographie de résistivité électrique est de ce fait rendue compliquée. Afin de palier à ce problème, l'utilisation d'un traceur résistant pourrait permettre de suivre l'évolution de l'eau de pluie "résistante" dans le sol "conducteur".

A l'échelle du versant, les tomographies de résistivité électrique permettent d'identifier clairement deux couches dont les résistivités caractérisent deux milieux.

La première couche superficielle a des valeurs comprises entre 5 et 45  $\Omega.m$  qui d'après la littérature correspondent aux valeurs de résistivité de la coulée active.

A l'intérieur de cette couche il existe des zones où les résistivités sont plus faibles 5-15  $\Omega.m$ . La forme de ces zones de faible résistivité peuvent traduire la présence de nappes perchées ou de zones d'écoulement préférentiel.

La deuxième couche de résistivité  $> 45 \Omega.m$  couvre une gamme de résistivité qui comprend celles des corps morts 45-100  $\Omega.m$  et du substratum  $>100 \Omega.m$ . La différenciation quantitative entre ces deux ensembles est difficile à faire sur les tomographies en raison de la qualité du modèle aux profondeurs auxquelles on les retrouve. Sur les profils transverses qui recoupent les parties stables du versant, le contraste entre les deux couches est bien marqué au niveau des limites latérales de la coulée.

La méthode, même si elle ne permet pas d'identifier en détail la structure du glissement, permet tout de même de bien différencier la coulée active et l'ensemble "corps morts-substratum", et de mettre en évidence des zones à l'intérieur de la coulée pouvant être assimilées à des aquifères ou à des zones d'écoulements préférentiels.

## Bibliographie

- 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.
- 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 I, France, 214 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.
- Grandjean G., Bitri A., Pannetier C., Meric 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
- 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
- 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.
- Jongmans D. & Garambois S. (2007). – Geophysical investigation of landslides: a review. – Bull. Soc. Geo. Fr., 178, 2, 101-112.
- 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.
- 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 1<sup>st</sup> 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 Barker, R.D., 1996a, Rapid least-squares inversion of apparent resistivity pseudosections by a quasi-Newton method. Geophysical Prospecting, **44**, 131-152 .
- 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.

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.

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

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 Giarrossa landslide (southern Italy). – *Proc. EEGS-ES, Bochum, Germany, EL-0314.*

# Annexe 1 : Etude hydro-géophysique à l'échelle de la parcelle du glissement de terrain de Super-Sauze en Juillet 2007.

## 2.3 Méthodologie d'analyse des données

L'objectif de la prospection électrique par tomographie de résistivité a été de suivre les variations de la résistivité du sol le long du profil au cours du temps. C'est pourquoi une inversion en mode "time-lapse" a été retenue lors de l'inversion des données.

### a) Elimination des valeurs aberrantes

L'évaluation de la qualité des données initiales (valeurs de résistivités apparentes) et l'élimination des valeurs aberrantes a été faite en deux étapes.

Les valeurs aberrantes peuvent être dues à différents facteurs : problème de sensibilité du matériel en un endroit du profil, mauvais couplage entre l'électrode et le sol etc.

Dans un premier temps, chacune des sessions de mesures à une date donnée ont été inversées une à une dans Res2Dinv en mode simple *Inversion* → *Least-square inversion* afin d'observer leur erreur RMS, et d'estimer les valeurs aberrantes en utilisant la fonction *Edit* → *Exterminate bad datum points*. Cette fonction permet de déterminer le nombre de valeurs que l'on estime aberrantes et le cas échéant de les éliminer, avant de recalculer directement l'inversion de manière à réduire la valeur de l'erreur RMS.

Certains fichiers de mesures ont révélé comporter des valeurs de résistivités apparentes beaucoup trop grande ou petite par rapport à l'ensemble des mesures.

Cette première étape a seulement consisté à évaluer la qualité des données pour chaque session de mesure.

L'inversion des données a donc ensuite été réalisée en mode "time-lapse". Le mode "time-lapse" *Inversion* → *inversion Methods and Settings* → *Select time-lapse inversion method* permet d'inverser plusieurs séries de mesures sur un même profil et qui se suivent dans le temps.

Le mode "time-lapse" ne permet pas de corriger les valeurs aberrantes directement comme dans le cas d'une inversion simple. De plus, l'inversion en mode time-lapse nécessite que pour chaque session de mesures, il y ait le même nombre de valeurs de résistivité apparentes.

Ainsi, il n'a pas été possible de filtrer directement les données dans Prosys, car le programme élimine d'une session de mesures à l'autre un nombre variable de valeurs.

Afin d'éliminer les valeurs aberrantes et d'optimiser la qualité de l'inversion en mode time-lapse, l'ensemble des valeurs d'une même session ont été contrôlées manuellement dans un tableur. Etant donné que le nombre des valeurs de résistivité apparente doit être le même pour chaque session de mesure à inverser, les valeurs aberrantes d'une session n'ont pas été éliminées mais remplacées par la moyenne des valeurs des sessions n-1 et n+1. Les mesures considérées comme aberrantes se caractérisaient par des valeurs trop éloignées de la moyenne de l'ensemble.

Le remplacement des valeurs aberrantes d'une session n par la moyenne des valeurs des sessions n-1 et n+1 correspondantes permet d'améliorer nettement la qualité de l'inversion (RMS). Une fois filtrées, les valeurs sont exportées vers Res2Dinv en format \*.dat.

### b) Continuité de l'inversion en mode "time-lapse" d'une série de plus de douze fichiers.

Le calcul des pseudo-sections de résistivités vraies d'une série de valeurs de résistivités apparentes en mode "time-lapse" n'est possible qu'avec douze séries de mesures.

L'objectif de l'inversion en mode "time-lapse" des jeux de données de la prospection électrique de juillet 2007 a été d'inverser l'ensemble des pseudo-sections de résistivités apparentes, en gardant toujours la pseudo-section de référence, c'est-à-dire celle qui a précédé la pluie, à partir de laquelle Res2Dinv contraint le modèle d'inversion initial. Car l'objectif a été de suivre l'évolution des résistivités du sol à partir de l'état initial "sec".

Nous avons donc été confrontés au surnombre des séries de données ou bien aux limites du programme. Deux solutions étaient envisageables :

- sélectionner douze séries de mesures parmi 29,
- ou tenter d'inverser l'ensemble des séries de données en mode "time-lapse" en gardant la pseudo-section de référence et en assurant l'inversion en continu de toutes les séries de mesures.

Pour ce faire, onze sessions de mesures ont été inversées en une fois (de manière continue) et ces onze même sessions ont ensuite été inversées en deux fois : deux ensembles "time-lapses" de six sessions (dont une session "pivot").

Pour l'inversion en deux temps, la session de mesure n°6 a servi de "pivot" entre les deux séries. Ainsi dans le cas de la seconde série inversée, la session n°6 constitue la session de référence à partir de laquelle Res2Dinv fabrique le modèle. Alors que dans l'inversion des onze sessions, c'est la session n°1 qui joue ce rôle.

Res2Dinv permet d'inverser des séries de mesures selon différents paramétrages :

- inversion en mode simultané,
- inversion en mode séquentiel,
- inversion en mode différentiel.

Les séries de sessions 1-11, 1-6 et 6-11 ont été inversées en mode "time-lapse" avec chacun des paramétrages.

L'idée a ensuite été de comparer les valeurs de résistivité calculées pour les mêmes sessions inversées dans les trois "time-lapse" pour chacun des paramétrages. Ainsi ont été comparées d'une part les valeurs de la session n°6 et d'autre part les valeurs de la session n°11 des trois modes d'inversion.

La question posée est : de quel degré les valeurs d'une session n inversé en mode "time-lapse" divergent-elles selon qu'elles aient été inversées de manière continue ou en deux fois ?

Test : 1 → 6 → 12 = 1 → 12 (?)

1<sup>er</sup> cas :

Les douze sessions sont inversées en deux fois : les séries time-lapse ont la session 6 en commun.

2<sup>nd</sup> cas : les douze sessions sont inversées en une fois.

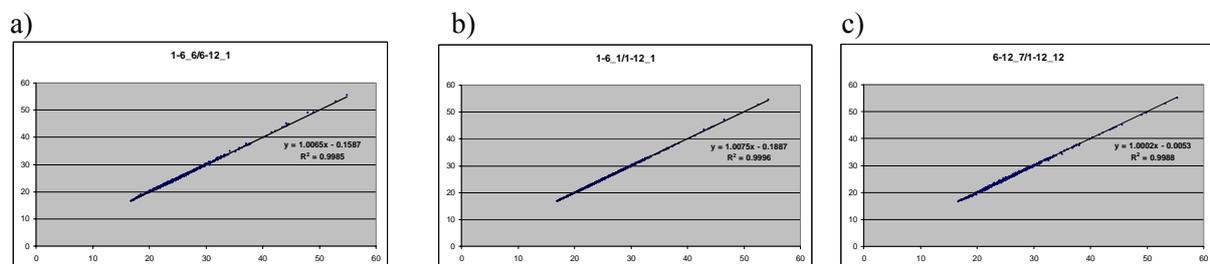


Figure A1 : Corrélation entre les valeurs de résistivités calculées en mode différentiel

a) ici sont comparées les valeurs de résistivités calculées de la 6<sup>ème</sup> session de la série [1-6] à celles de la 1<sup>ère</sup> session de la série [6-12]. On voit qu'il y a une bonne corrélation entre les valeurs calculées.

b) Ici sont comparées les valeurs de résistivités calculées de la 1<sup>ère</sup> session de la série "time-lapse" [1-6] à celles de la 1<sup>ère</sup> session de la série [1-12].

c) Ici sont comparées les valeurs de résistivités calculées de la 7<sup>ème</sup> session de la série “time-lapse” [6 ;12]) à celles de la douzième session de la série [1-12].

Les courbes de corrélation montrent que l’inversion différentielle en mode “time-lapse” assure une bonne continuité dans l’inversion de deux séries de sessions de mesures.

## 2.4 Paramètres d’inversion

L’hypothèse a été faite de dire qu’à l’échelle de la parcelle les résistivités du sol sont plus ou moins homogènes à l’état initial avant la simulation de pluie. On suppose donc que l’arrosage d’une partie du profil crée une variation sensible des résistivités par rapport aux parties du profil à l’extérieur de la zone d’infiltration, en considérant que la portion de sol arrosé constitue une zone bien délimitée ou les valeurs de  $\rho$  contrastent avec celles situées en dehors.

Etant donné que le milieu était quasi-saturé avant la simulation de pluie suite à des précipitation les jours précédents, on s’attend à ce que les variations de résistivité au niveau de la zone d’infiltration soient de faibles amplitudes. Or pour mettre en relief des faibles variations, l’idée est d’utiliser un paramétrage qui lisse les valeurs qui s’éloignent trop de la moyenne et qui tendent à “écraser” les faibles variations lors du processus de modélisation.

C’est pourquoi dans le mode time-lapse, le paramètre “**robust smoothness constrain**” a été choisi par défaut car c’est celui qui semble le mieux adapté à ce que l’on souhaite identifier, c’est-à-dire une zone très localisée où la résistivité varie avec de faibles amplitudes. Ce paramètre permet de réduire l’influence des grandes valeurs sur les faibles variations de résistivité en effectuant un lissage lorsque la différence absolue entre les valeurs de résistivité apparentes mesurées et calculées dépasse un certain seuil que l’on fixe grâce au “cutotf factor”.

Par ailleurs, “**Minimise changes**” ne s’applique pas étant donné que l’on veut inverser les données par rapport à la pseudo-section initiale. “**Least-square smoothness constrain**” rend moins nettes les bordures entre des zones ayant des gammes de résistivités différentes.

Donc pour mettre en évidence le contraste entre la zone arrosée et la zone “sèche”, ce paramètre n’a pas été jugé opportun.

L’inversion en mode “**differential inversion**” a été choisie également par défaut car elle semble donner des tomographies plus précises et plus stables dans les zones non arrosées que celles modélisées en mode séquentiel ou simultané.

Le paramètre “**first data set**” a été choisi afin que le processus de modélisation des pseudo-sections qui se suivent dans le temps soit faites à partir de la même pseudo-section initiale de la série.

La valeur du paramètre “**model refinement**” fait en sorte que les blocs du modèle soient divisés par deux afin d’augmenter la résolution de la tomographie.

Ces mêmes paramétrages seront appliqués à l’ensemble des modélisations des pseudo-sections de résistivités apparentes réalisées au niveau des zones expérimentales d’infiltration.

Dans le mode “**robust constrain**”, le paramétrage “**standard least-square**” a été choisi car il permet de lisser les données afin de faire ressortir les variations de faible amplitude.

Dispositif	Wenner-Schlumberger
Nombre de niveaux/ Nombre de points de mesures de la pseudo-section	15 / 225
Modèle	13 couches/538 blocs
Méthode : time-lapse inversion	-robust smoothness constrain -differential inversion -first data set -time-constrain weight: 1
Data inversion constrain	standard least-square
Model inversion constrain	standard least-square
Nombre de sessions	12
Model refinement	1/2

Tableau A1 : paramétrages d'inversion des profils H1, H2 et V

## Profil H1

- Qualité du modèle

Itération	5
RMS	2.22
Sensitivity average	1.088

Tableau 2A : facteurs de qualité du modèles de résistivités vraies de H1

- Fonction de vraisemblance et de sensibilité

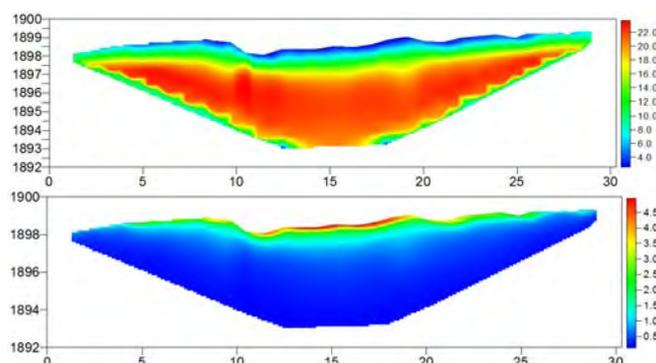
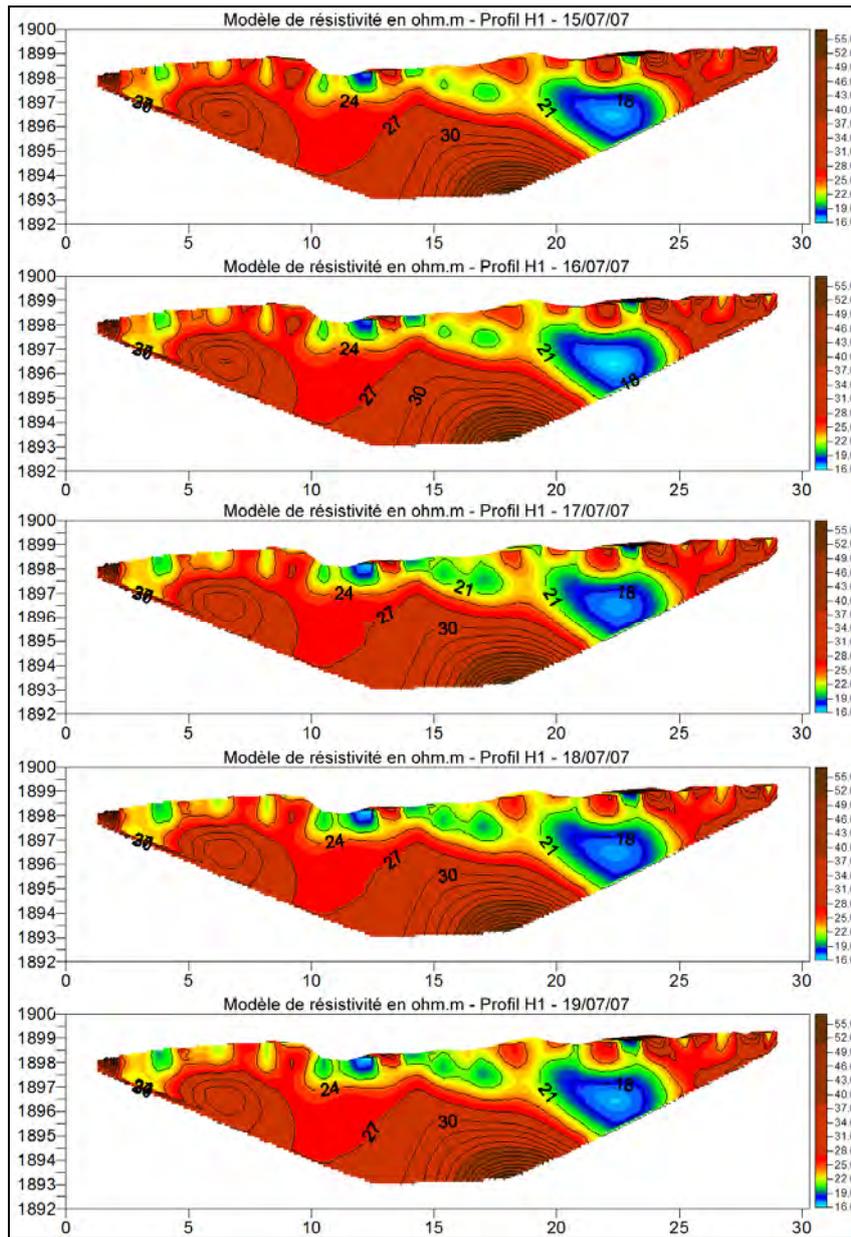


Figure 2A : tomographie de l'incertitude (en haut) et tomographie de la sensibilité relative en % (en bas) des valeurs de résistivités des modèles du profil H1.

- Résultats et interprétation



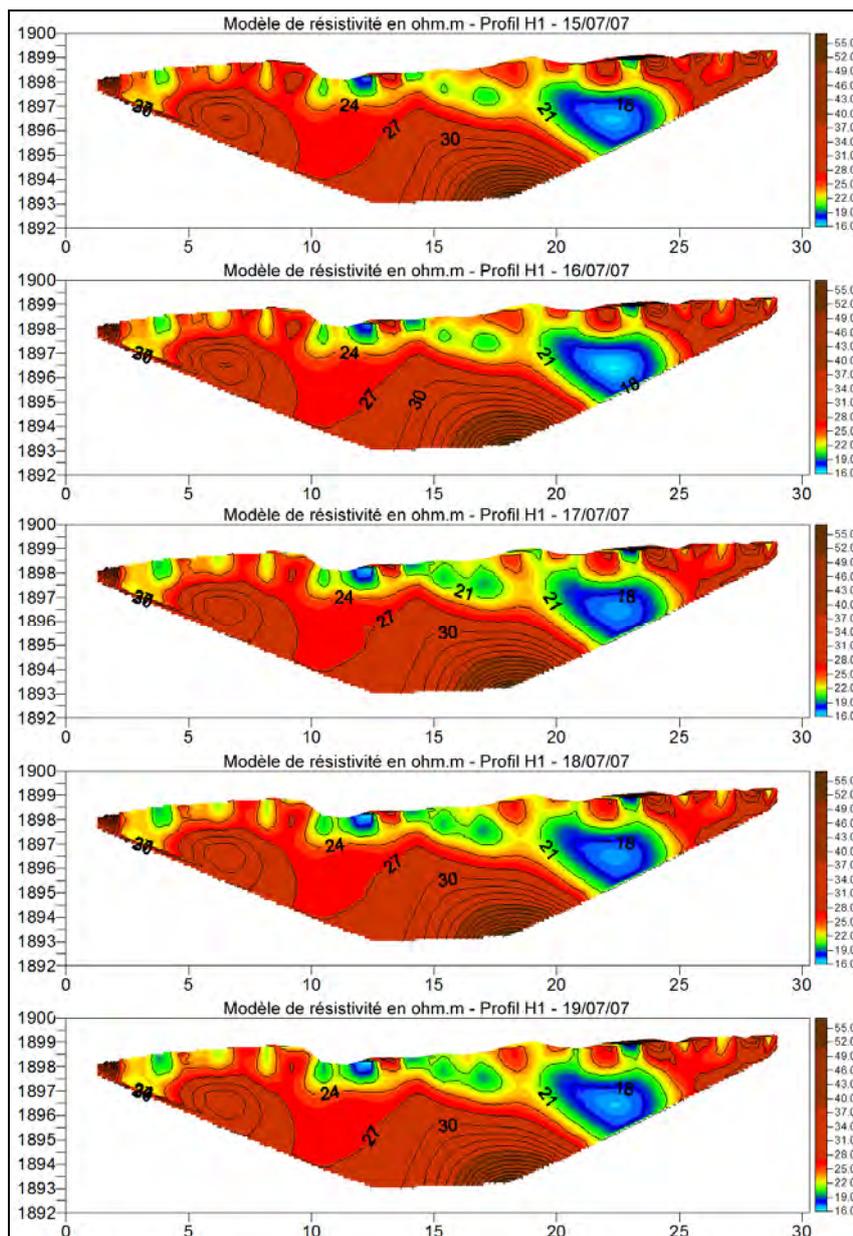


Figure 3A : Modèles de résistivités, profil H1 entre le 10/07 et le 19/07/200 ; Wenner-Schlumberger ; en ordonnées sont est représentée l'altitude, et en abscisse la distance par rapport à l'électrode n°1 placée vers l'est par convention.

La zone d'infiltration est situé au centre de la tomographie entre les distances horizontales 10 et 20 m. La profondeur d'investigation d'après le modèle est théoriquement d'environ 5 m entre l'altitude 1898 m et 1893 m. Les valeurs de résistivité varient entre 16  $\Omega$ .m et 57  $\Omega$ .m sur toute la longueur du profil, dans et en dehors de la zone arrosée. Les variations de résistivités de plus forte amplitude sont observées au niveau de la zone d'infiltration et tournent autour de 2-3  $\Omega$ .m, ce qui est très faible. La présence de bruit aléatoire ou causé par un mauvais couplage entre le sol et les électrodes peut donc avoir une influence non négligeable sur les variations de résistivité observées. Ainsi, il est nécessaire de délimiter une zone dont les variations affectées le moins possible par une erreur. C'est pourquoi, on se propose d'en définir une à l'aide des fonction de vraisemblance et de sensibilité.

Sur tout le profil, l'incertitude calculée par la fonction de vraisemblance est relativement faible dans les premiers 0.5 m avec des valeurs comprises entre 2 et 8%. Au-delà de 0.5 m de profondeur, l'incertitude augmente rapidement et dépasse les 10%. La sensibilité relative du modèle est supérieure

à 2.5 dans les 50 premiers centimètres entre les distances horizontales 8 et 22 m avec des valeurs comprises entre 2.5 et 4. C'est dans cette zone où la fiabilité du modèle est la plus élevée.

Hypothèses : On considère comme interprétables les variations de résistivités qui se situent dans la zone où l'incertitude est inférieure à 10% et où la sensibilité est supérieure à 2.5. La zone ainsi considérée comprend les 0.5 premiers mètres entre les distances horizontales 8 et 22 m. Les variations de résistivité que l'on peut observer en dehors de la zone d'infiltration sont peut-être liées uniquement à l'inversion des données. A contrario, les variations observées dans la zone ainsi délimitée sont celles qui sont le moins entachées par un par un facteur d'erreur liée à l'inversion et à la qualité des mesures.

Entre le 10/07 et le 14/07, on observe une sensible diminution de la résistivité entre les distances horizontales 10 et 18 m : la zone en orange correspondant à des valeurs comprises entre 23  $\Omega.m$  et 24  $\Omega.m$  tend très sensiblement vers des valeurs inférieures de l'ordre de 21-22  $\Omega.m$ . La zone correspondant à ces valeurs s'élargit. A 12 m, la zone de faible résistivité en bleu foncé devient également plus claire marquant également une diminution sensible de la résistivité.

Le 15/07 et le 16/07, la pluie est interrompue, avant de reprendre le 17/07 chargée en ions Br plus conducteur.

On doit donc s'attendre à observer au moins proche de la surface une diminution des valeurs de résistivité à partir à la reprise de l'arrosage le 17/07. Effectivement, le 17/07, l'isograde 21  $\Omega.m$  apparaît et on devine un élargissement de la zone dont les résistivités sont aux alentours de 19-21  $\Omega.m$ .

Entre la pluie chargée en NaCl et celle ensuite enrichie en ions Br, on observe donc une diminution plus sensible qu'au cours de la première semaine. Le changement de la chimie de l'eau semble donc avoir une infime influence (2-3  $\Omega.m$ ) sur la résistivité du sol mesurée dans la zone d'infiltration.

Cependant, d'infimes variations telles que celles-ci rendent l'interprétation très difficile. D'autant plus que la conductivité de l'eau naturellement présente dans le glissement est assez élevée. En effet, Schmutz (2001) a mesuré en différents endroits du glissement (coulée, pluviomètres, ravines et torrent) des résistivités d'eau non filtrée dont les valeurs sont comprises entre 3 et 40  $\Omega.m$ . La résistivité la plus faible a été mesurée dans la partie amont de la coulée, là où se situe la parcelle expérimentale.

De plus, les mesures de conductivité électrique de l'eau des piézomètres montrent que lorsque ceux-ci répondent à la pluie artificielle, la conductivité de l'eau diminue. Sa résistivité augmente comme on peut le voir sur le graphique ci-dessous. Ainsi, l'eau d'arrosage a une conductivité plus faible que celle présente naturellement dans la coulée. En se mélangeant dans les piézomètres à l'eau déjà présente, elle abaisse les valeurs de conductivité.

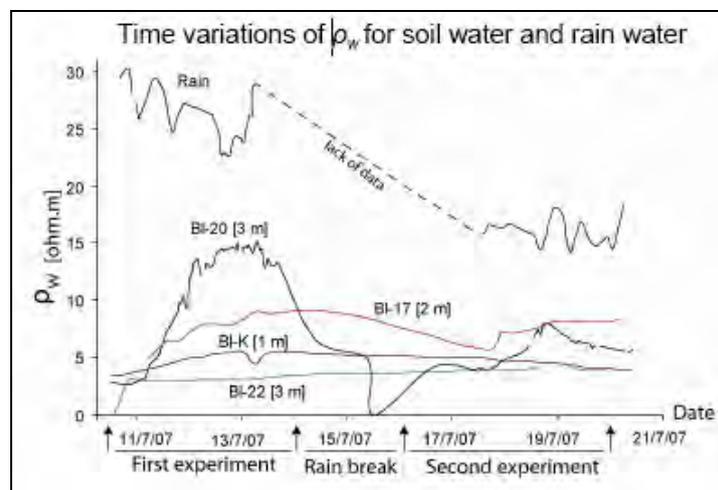


Figure 4A : variation de la résistivité de l'eau de pluie et de l'eau du sol (J.Travelletti, 2008)

Ainsi, dans un tel milieu déjà quasi-saturé en eau conductrice, l'utilisation d'un traceur chimique dans le but de voir son évolution, son parcours dans le sol, n'est pertinente et peut donner des résultats correctement interprétables que si celui-ci a la capacité de rendre l'eau de pluie artificielle plus conductrice que celle présente naturellement.

Par ailleurs, les tomographies nous permettent de faire quelques observations.

On distingue deux ensembles que l'on peut caractériser par des valeurs de résistivité :

- une première zone proche de la surface dont les valeurs de résistivité sont comprises entre 16 et 25  $\Omega.m$ ,
- une autre plus profonde dont les valeurs sont supérieures à 25  $\Omega.m$ .

La première zone peut correspondre à une structure de la coulée plus poreuse car plus proche de la surface et parcourue par des écoulements sub-superficiels (zone de faible résistivité env. 18  $\Omega.m$  constante tout au long de l'expérimentation).

## Profil H2

- Qualité du modèle

Itération	6
RMS	2.3
Sensitivity average	1.140

Tableau 3A : qualité du modèle de résistivité vraies de H2

- Fonction de vraisemblance et de sensibilité

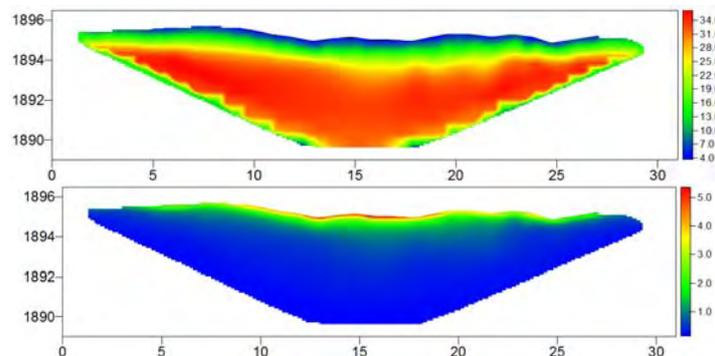


Figure 5A : matrice l'incertitude (en haut) et matrice de la sensibilité relative en % (en bas) des valeurs de résistivités des modèles du profil H2.

- Résultats et interprétation

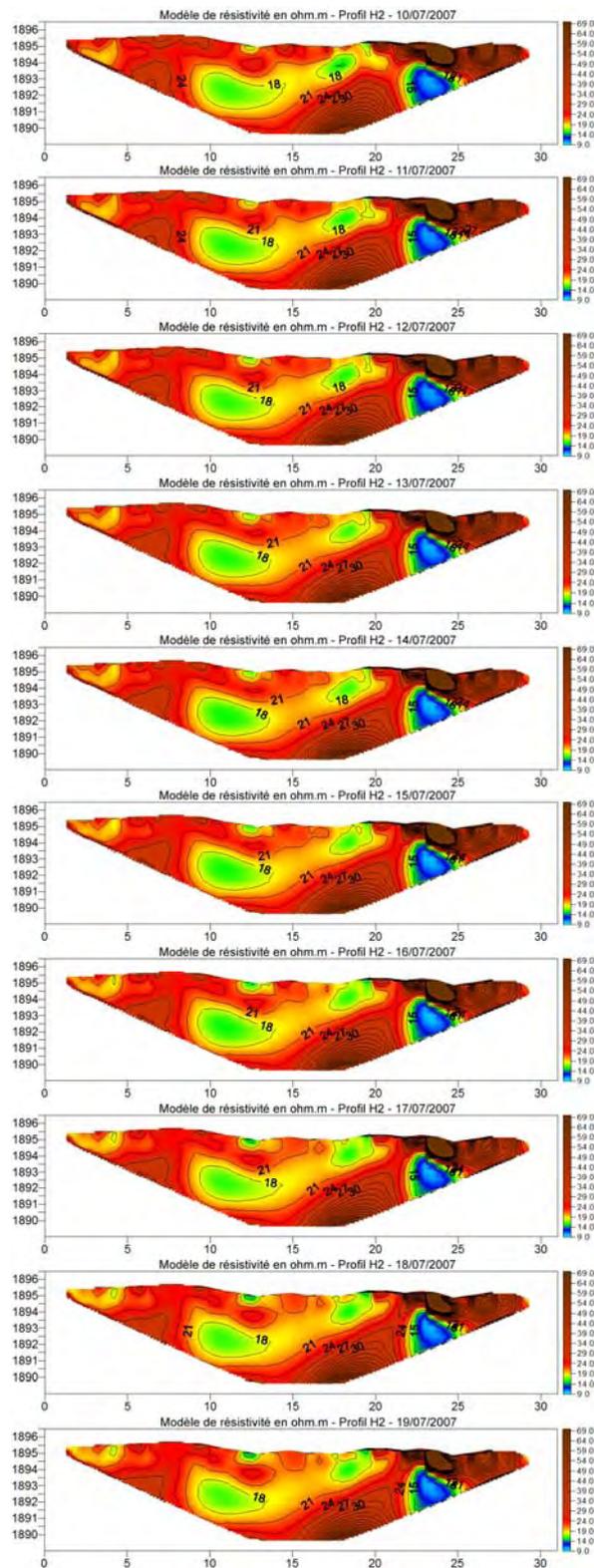


Figure 6A : Modèles de résistivités, profil H2 entre le 10/07 et le 19/07/2007 ; Wenner-Schlumberger ; en ordonnées est représentée l'altitude, et en abscisse la distance par rapport à l'électrode n°1 placée vers l'est par convention.

Sur le profil H2, l'incertitude du modèle est inférieure à 10% dans les 30 premiers centimètres. Au-delà, l'incertitude augmente rapidement avec la profondeur. La sensibilité relative est supérieure à 2.5 dans les 50 premiers centimètres entre les distances horizontales 8 et 25 mètres.

Ainsi, d'après l'hypothèse formulée pour le profil H1, la zone que l'on peut considérer comme correctement interprétable a des valeurs d'incertitudes inférieures à 10% et des valeurs de sensibilité supérieures à 2.5.

Cette zone est ainsi définie dans les 50 premiers centimètres de profondeur entre les distances horizontales  $x=8$  m et  $x=25$  m. Toutefois, on considèrera le premier mètre du sol.

Entre le 10/07 et le 15/07, au centre du profil, entre les distances horizontales 17 et 20 mètres, on observe une zone (Z1) dont la résistivité diminue de l'ordre 2-3  $\Omega.m$  (transition du rouge orangé au jaune orangé marquant une diminution de la résistivité d'environ 22-23  $\Omega.m$  à 19-20  $\Omega.m$ ) qui se décale progressivement vers la gauche du profil.

De plus, à une distance horizontale comprise entre 19 et 20 m, une fine forme allongée verticale de résistivité 16-17  $\Omega.m$  s'élargit légèrement latéralement et verticalement pour connecter une zone plus en profondeur marquée par des valeurs comprises entre 15 et 18  $\Omega.m$ . Ces deux observations peuvent être interprétées comme l'élargissement latéral et la pénétration en profondeur d'un front d'infiltration.

D'autre part, au niveau de la distance horizontale 11-13 m, une petite zone (Z2) ayant une valeur d'environ 16-17  $\Omega.m$  (en jaune-vert) semble sensiblement s'élargir dans le milieu de résistivité plus élevée ayant une résistivité moyenne d'environ 20-21  $\Omega.m$  (en orange).

Hypothèse : H2 se situant juste à l'aval de la zone d'infiltration, ces variations très localisées de la résistivité pourraient être dues à des processus d'infiltration qui auraient lieu au niveau de petites dépressions de la topographie drainant les eaux de ruissellement provenant de l'amont.

Lors de l'interruption de la pluie les 15 et 16 juillet, les observations faites sur les tomographies précédentes semblent se poursuivre. La zone (Z1) connectée par la forme allongée d'extension verticale et cette dernière continue à s'étendre vers la gauche du profil. À leur droite une zone plus résistante semble contraindre à diriger le front d'infiltration à migrer vers la gauche.

Hypothèse : cette poursuite de la migration du front de la diminution de la résistivité durant l'interruption peut s'expliquer par l'inertie du processus d'infiltration induit par la pluie vers l'aval et en profondeur.

Par ailleurs, la petite zone (Z2) au niveau de la distance  $x=[11 ; 13]$  m semble avoir une dynamique de migration plus faible. Son extension durant les deux jours d'interruption de la pluie cesse.

La différence d'évolution de ces zones pendant l'interruption de la pluie pourrait s'expliquer par la différence de volume d'eau accumulée pendant l'arrosage de la parcelle dans les parties du sol en liaison hydraulique avec ces deux zones.

Le 17/07, l'arrosage reprend avec le traceur KBr plus conducteur que le précédent NaCl.

En sub-surface (0.5m) au niveau de la portion du profil comprise entre les distances  $x=[15;20]$  m, la zone où les valeurs de résistivité diminuaient et continuaient à se développer latéralement vers la gauche jusqu'au 16/07 cessent de s'élargir mais leur résistivité diminue : la zone (Z1) ayant des valeurs d'environ 15-18  $\Omega.m$  et connectée le 13/07 par la forme allongée verticale se développe vers la surface.

La petite zone située à la distance  $x=[11 ; 13]$  m située dans les 50 premiers centimètres du sol commence à se développer latéralement vers la droite du profil et sa valeur de résistivité diminue (environ 14-15  $\Omega.m$ , en vert-bleu). Le 18/07, cette zone connecte la zone principale qui migrait depuis le premier jour vers la gauche et qui semble à nouveau se développer dans cette direction après s'être légèrement rétractée le 17/07. Le 19/07, l'état du sol en termes de résistivité semble stationnaire par rapport à la veille.

### Conclusion :

Avant l'interruption de la pluie les 15 et 16 juillet, on observe deux zones (Z1 et Z2), qui au cours de l'expérimentation semble se développer l'une vers l'autre et plus ou moins intensément pendant que leur résistivité diminue ou reste constante.

Lors de l'interruption de l'arrosage, Z1 continue à se développer alimentée par l'eau emmagasinée dans le sol les jours précédents pendant que Z2 n'évolue pas.

Lors de la reprise de la pluie artificielle le 17/07, Z1 et Z2 réagissent en termes d'extension spatiale et de diminution de la résistivité. Les valeurs de résistivité de Z1 diminuent là où elles étaient les plus grandes (environ 19  $\Omega$ .m, en jaune orangée) en migrant vers la gauche du profil pour atteindre des valeurs de résistivité avoisinant les 16-18  $\Omega$ .m (en vert-jaune).

La zone Z2 de résistivité moyenne d'environ 18  $\Omega$ .m n'a pas d'extension spatiale importante avant le 17/07. A partir de cette date sa résistivité diminue (14-15  $\Omega$ .m) et l'extension spatiale de son isograde 21  $\Omega$ .m connecte celui de la zone Z1 le 18/07.

Sur le profil H2, en se plaçant jusqu'à une profondeur jusqu'à 1 m, au-delà de la zone définie au début du paragraphe en tant que zone interprétable, on peut ainsi définir deux endroits sur le profil aux distances horizontales  $x=[11 ; 13]$  m et  $x=[17 ; 20]$  m depuis lesquels au cours de l'expérimentation semblent se développer des zones dont les résistivités diminuent jusqu'à un certain seuil (15-16  $\Omega$ .m pour Z1 et 14-15  $\Omega$ .m pour Z2, en jaune-vert) et dont l'extension spatiale évolue vers le centre du profil où les valeurs de résistivité passent progressivement de 23-24  $\Omega$ .m (en orange-rouge) à 19-20  $\Omega$ .m (en jaune-orange).

Hypothèse : les endroits en surface depuis lesquelles se développent les zones Z1 et Z2 pourrait constituer des zones d'infiltration ou d'écoulement préférentiel alimentées par l'eau de surface provenant de la zone d'arrosage en amont et ruisselant dans les petites dépressions de la topographie. La forme allongée qui connecte la zone Z1 le 13/07 pourrait être causée par l'infiltration ou l'écoulement préférentiel dans une zone sous tension mécanique (fracturation) du sol.

### Profil V

- Qualité du modèle

Itération	5
RMS	2.1
Sensitivity average	0.935

Tableau 4A : facteur de qualité du modèle des résistivités vraies du profil V

- Fonction de vraisemblance et de sensibilité

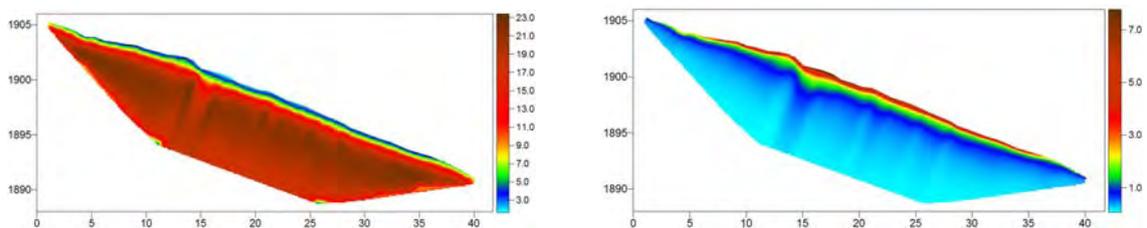


Figure 7A: matrice l'incertitude (en haut) et matrice de la sensibilité relative en % (en bas) des valeurs de résistivités des modèles du profil V.

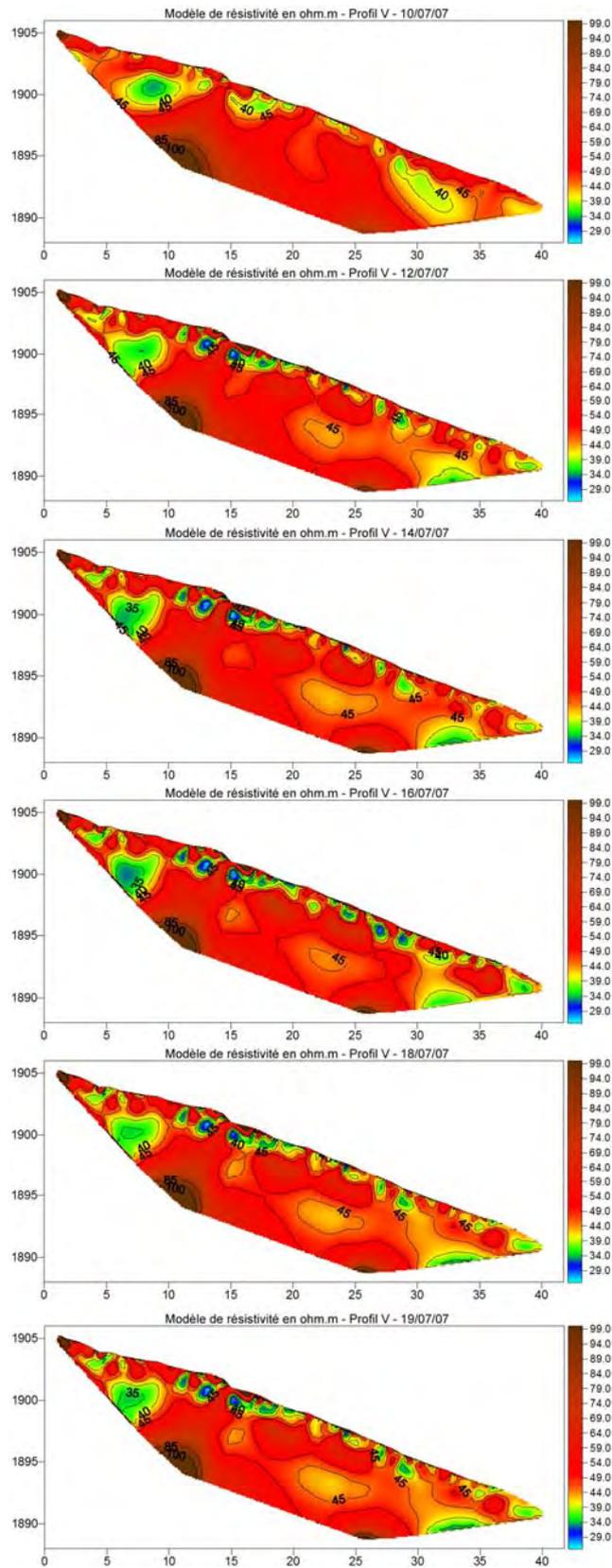


Figure 8A : Modèles de résistivités, profil V entre le 10/07 et le 18/07/2007 ; dispositif Wenner-Schlumberger ; en ordonnées est représentée l'altitude, et en abscisse la distance par rapport à l'électrode n°1 placée vers au sud.

## • Résultats TDR

D'autre part, des mesures d'humidité du sol ont été réalisées avec des sondes TDR

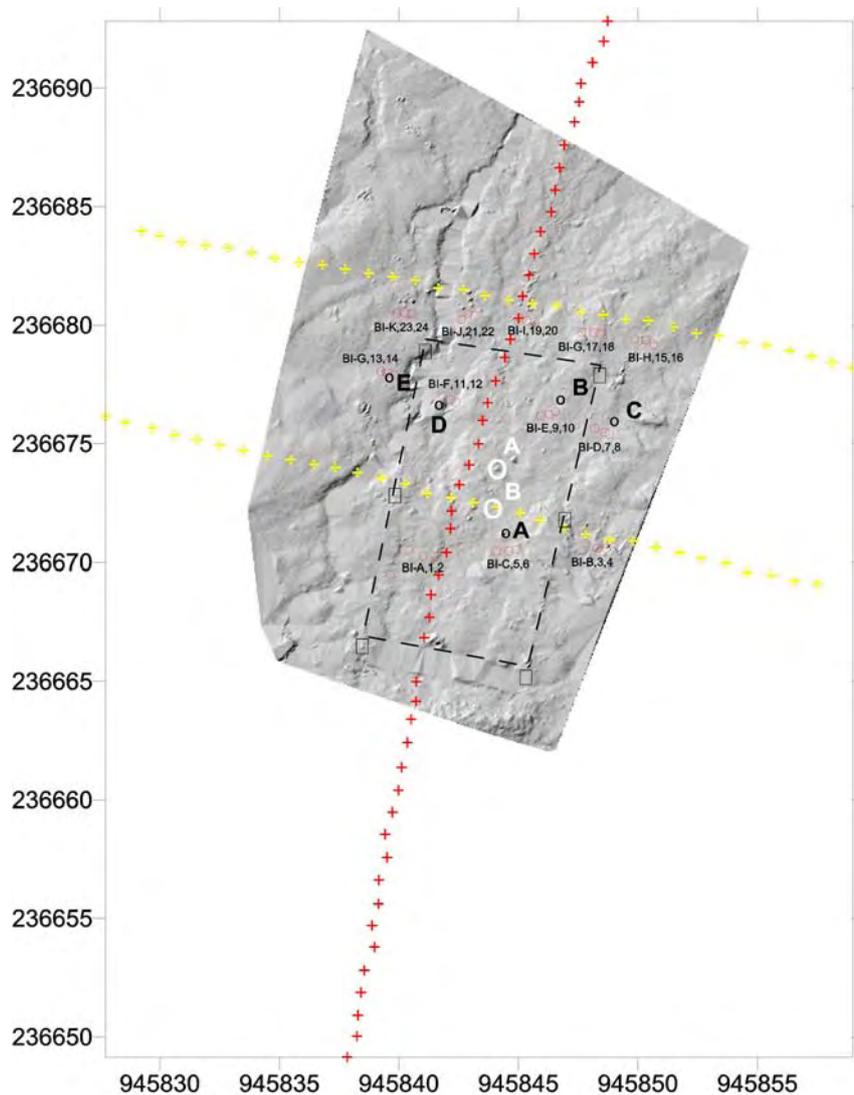


Figure 9A : carte des instruments de mesures installés sur la parcelle d'infiltration ; croix rouges et jaune resp. V, H1 et H2 ; cercle rouge : emplacement des piézomètres ; cercles noirs : positions des sondes TDR.

### Mesures de la teneur en eau du sol avec des sondes TDR

Les sondes B, C, D, E ont été placées tel qu'elles sont représentée sur la carte de situation ci-dessus. Elles ne sont pas disposées le long des profils électriques pour éviter des interférences entre les appareils de mesures. Toutefois, on peut extrapoler leur mesure à l'environnement proche des profils.

Les sondes D et E sont en dehors de la zone d'infiltration, B au milieu et C à la limite entre la zone arrosé et le reste de la coulée.

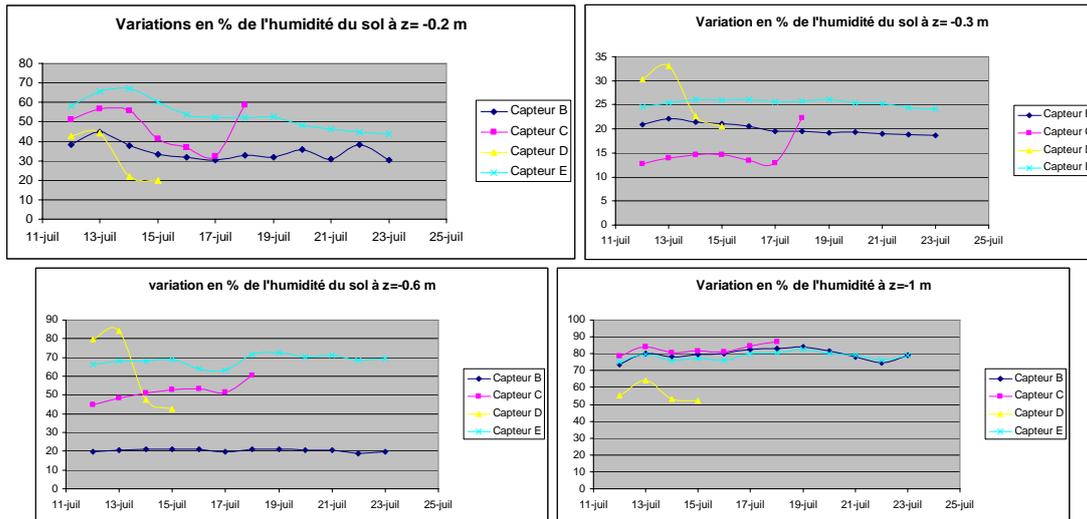


Figure 10A : variations de la teneur en eau mesurées au TDR à 0.2, 0.3, 0.6 et 1 m de profondeur.

Mis à part les informations sur la teneur en eau du sol au cours de la manipulation, la faible amplitude des variations de la teneur en eau aux différents points ne permet pas de corrélérer ces variations aux variations de résistivités.

Cependant, ces informations peuvent être utiles si rigoureusement établies, elles sont utilisées dans la calibration de la loi d'Archie qui fait intervenir  $S_e$  la teneur en eau du sol.

- **Normalisation des valeurs de résistivité et Loi d'Archie**

Dans ce paragraphe, on se propose de présenter une analyse de l'expérimentation en intégrant les paramètres de la conductivité de l'eau mesurée dans les piézomètres, de la teneur en eau du sol et de la résistivité électrique.

Afin d'obtenir des tomographies représentatives des variations des résistivités électriques vraies entre le 11/07 et le 19/07/2007, chaque valeur de la grille a été calculée en faisant le rapport de la différence de la résistivité vraie au temps  $t$  et au temps  $t_0$  avec la valeur de la résistivité vraie initiale ( $t_0$ ). Cette méthode permet de représenter les variations relatives de la résistivité vraie au temps  $t$  par rapport à la résistivité vraie initiale.

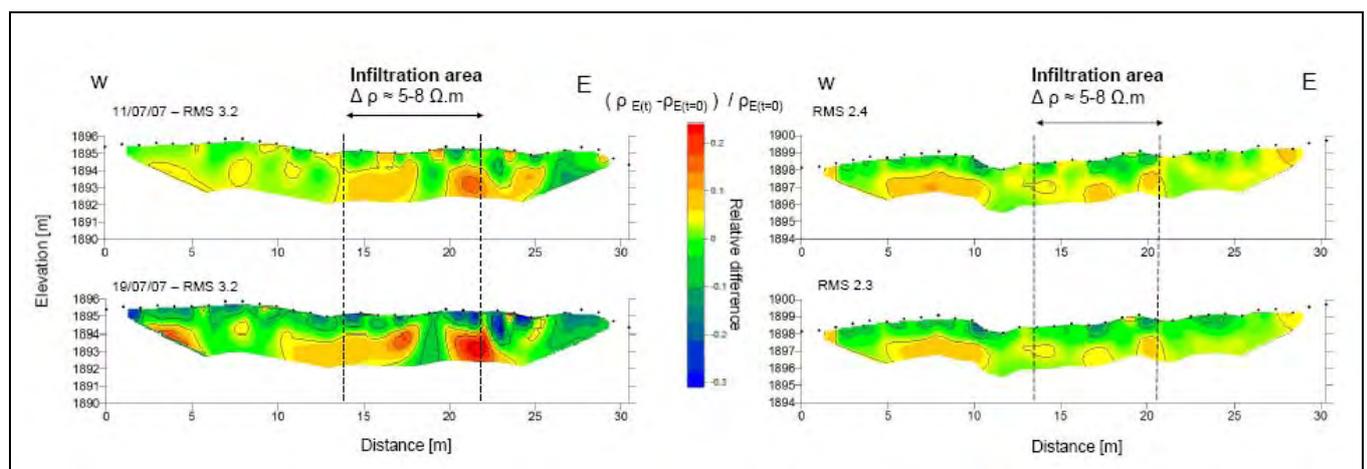


Figure 11A: représentation des résistivités varies normalisées des profils H2 (à gauche) et H1 (à droite) du 11/07 (début de la pluie artificielle) et du 19/07/07 (fin de la pluie artificielle).

Ci-dessus sont présentées les tomographies au temps  $t$  et  $t_0$  de la différence relative par rapport à  $t_0$  des résistivités vraies des profils E1 et E2. La valeur de la RMS pour E1 et pour E2 sont bonnes ( $\pm 3$  ohm.m). Les

points noirs figurent les 32 électrodes disposées le long du profil. En abscisse est représentée la distance en m, et en ordonnée est représentée l'altitude.

Pour identifier si les faibles variations sont dues à l'augmentation de la teneur en eau du sol ou à la variation de la conductivité de l'eau du sol, la loi d'Archie a été utilisée. La loi d'Archie par définition peut être utilisée pour estimer les variations de la teneur en eau du sol dans des conditions quasi-saturées, et lorsque l'on suppose que la conductivité de la matrice peut être négligeable devant celle du fluide interstitielle.

Les paramètres  $\rho_r$ ,  $\rho_w$  et  $S_w$  varie localement au cours du temps. En considérant  $F$  comme constante, le logarithme du rapport entre la teneur en eau au temps  $t$  en  $x,y$  et la teneur en eau initial, on peut écrire la relation (J.Travelletti, 2008):

$$\begin{aligned} \Leftrightarrow \rho_{r(x,z,t)} &= \rho_{w(t)} F S_w^{-2}(x,z,t) \\ \Leftrightarrow \begin{cases} \log \rho_{r(x,z,t)} = \log \rho_{w(x,z,t)} + \log F - 2 \log S_w(x,z,t) \\ \log \rho_{r(x,z,0)} = \log \rho_{w(x,z,0)} + \log F - 2 \log S_w(x,z,0) \end{cases} \\ \Leftrightarrow \log \frac{\rho_{r(x,z,t)}}{\rho_{r(x,z,0)}} &= \log \frac{\rho_{w(x,z,t)}}{\rho_{w(x,z,0)}} - 2 \log \frac{S_w(x,z,t)}{S_w(x,z,0)} \\ \Leftrightarrow \log \frac{S_w(x,z,t)}{S_w(x,z,0)} &= \frac{1}{2} \left( \log \frac{\rho_{w(x,z,t)}}{\rho_{w(x,z,0)}} - \log \frac{\rho_{r(x,z,t)}}{\rho_{r(x,z,0)}} \right) \end{aligned}$$

Figure 12A : Loi d'Archie normalisée

Au niveau du profil E1 le 19/07, dans la zone d'infiltration, on observe d'une part une diminution diffuse de la résistivité (les zones en jaunes disparaissent dans le premier mètre) et d'autre part une diminution plus nette de la résistivité en certains endroits (au niveau des zones bleues plus marquée en intensité et en profondeur).

Sur le profil E2, en aval de la zone d'infiltration, les variations relatives de résistivités sont plus marquées. On observe une diminution générale de la résistivité (disparition des zones jaunes) dans le premier mètre de profondeur tout le long du profil directement à l'aval de la zone d'infiltration (entre les pointillés). On remarque comme sur le profil E1 des zones qui ont une extension plus verticale qu'horizontale, dans lesquelles la diminution de la résistivité est plus marquée (zones bleues foncées).

Hypothèse : ces zones peuvent-elles correspondre à des zones d'infiltration ou d'écoulement préférentiel ?

Aux abords de la zone directement à l'aval de la zone d'infiltration (notamment à droite), la résistivité diminue assez fortement avec une extension verticale plutôt qu'horizontale.

Hypothèse : La résistivité de ces zones baisserait à cause des écoulements et infiltration de l'eau précipitée en amont sur la zone d'infiltration et qui évoluerait vers l'aval selon des composantes à la fois verticale et horizontales en fonction de la microtopographie de la surface, de la fracturation du milieu et des propriétés locales des matériaux ?

Entre le 11/07 et 10/07, les variations relatives de la résistivité sur E1 et E2 ne sont pas très marquées. Le 19/07, le traceur chimique ayant des propriétés conductrices meilleures, certaines zones voient leur résistivité diminuer assez fortement jusqu'à un mètre de profondeur et essentiellement sur E2.

Pourquoi n'observe-t-on pas de variations plus marquées de la résistivité en profondeur sur E1 ? L'eau ruissellerait-elle d'abord avant de s'infiltrer ?

Ainsi on observe sur les deux profils E1 et E2 une diminution relative de la résistivité entre 11/07 et le 19/07.

## Discussion

On a utilisé les mesures récoltées dans quatre piézomètres alignés perpendiculairement à l'aval de la zone d'infiltration. Dans les piézomètres BI-20 et BI-22, des mesures de conductivité ont été faites à 3m de profondeur, dans BI-17 à 2m et dans BI-K à 1m.

Afin de comparer les variations des différents paramètres mesurés, les valeurs de conductivité ont été converties en valeurs de résistivité.

Au début de la simulation de pluie le 10/07, les résistivités électriques de l'eau souterraine dans les différents piézomètres ont des valeurs proches et voisines de 3-5 ohm.m

Premièrement, on voit que la résistivité de l'eau du sol est plus faible que celle de l'eau de pluie tout au long de l'expérimentation.

Deuxièmement, les variations de la résistivité électrique de l'eau de pluie et de l'eau du sol sont relativement bien corrélées : l'arrivée d'eau de pluie plus "résistante" entraîne dans les différents piézomètres une augmentation des valeurs de résistivité (entre le 11/07 et le 14/07), l'arrêt de la simulation entraîne une diminution sensible de la résistivité de l'eau, puis à nouveau une augmentation lors de la deuxième session de pluie. C'est le cas pour les résistivités mesurées dans BI-17 et BI-20.

Les variations des courbes de résistivité de l'eau souterraine ont des amplitudes différentes selon la profondeur et la localisation des piézomètres. Ces variations sont très marquées pour BI-20, le sont moins pour BI-17 et quasiment nulles pour BI-22 et BI-K.

Ces variations étant bien corrélées avec le régime et la qualité de l'eau de la pluie simulée, on peut se poser la question de savoir pourquoi la variation de la résistivité n'est pas la même en fonction de l'emplacement du piézomètre et de la profondeur de celui-ci?

Les piézomètres BI-22 et BI-20 ont tous deux une profondeur de 3 m et se situent tous les deux en aval de la zone d'infiltration, BI-22 étant un peu plus excentré. Les valeurs de la résistivité de l'eau souterraine à 3 m varient d'un facteur 4 dans BI-20 par rapport à BI-22. La résistivité de l'eau dans BI-22 reste plus ou moins constante tout au long de l'expérience. Elle ne semble pas être influencée par les changements de la résistivité de l'eau de pluie.

BI-17 mesure la résistivité de l'eau souterraine à une profondeur de 2 m. La résistivité mesurée dans BI-17 varie d'un facteur 2 et est bien corrélée aux variations de la résistivité de l'eau de pluie. L'amplitude des variations de la résistivité de l'eau dans BI-17 est plus faible que celle des variations de BI-20.

Dans BI-K, la résistivité de l'eau à 1 m de profondeur reste plus ou moins constante tout au long de l'expérimentation.

Dans le cas de BI-20, les variations de la résistivité de l'eau souterraine à 3 m sont importantes et rapides, contrairement à BI-22. On peut faire l'hypothèse que le piézomètre BI-20 est "connecté" à une zone d'écoulement préférentiel qui transmet rapidement l'eau précipité en surface en profondeur par écoulement en macropores ?

Le temps de réponse et l'intensité de celle-ci est moins importante dans le piézomètre BI-17. La résistivité de l'eau souterraine dans les piézomètres BI-22 et BI-K est faiblement influencée par l'eau de pluie. L'environnement de BI-22 à 3m et de BI-K à 1m n'est pas connecté à un réseau d'écoulements préférentiels pouvant y contrôler rapidement la résistivité de l'eau.

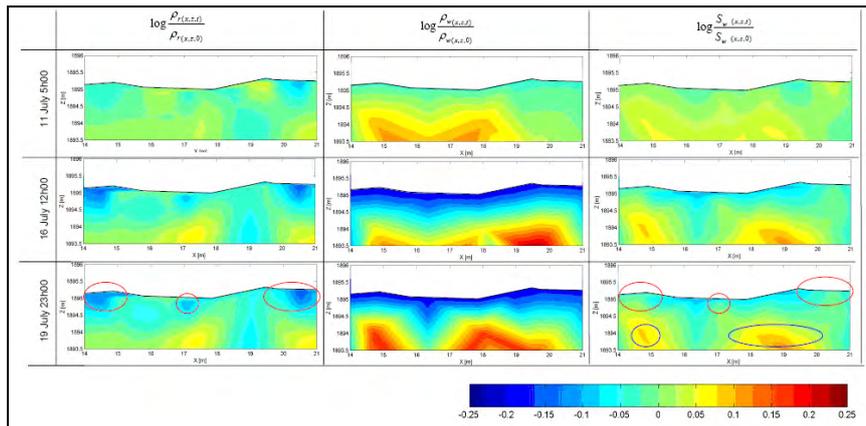


Figure 12A : Représentation de la résistivité électrique du sol, de la conductivité électrique et de la teneur en eau du sol sur le profil H2 à différentes dates. Même si des variations de  $\rho_r$  sont observées (cercles en rouge), le rapport de teneur en eau du sol reste constant. Toutefois en profondeur, la saturation en eau peut augmenter (cercles bleus).

## Annexe 2 : Etude hydro-géophysique à l'échelle de la parcelle du glissement de terrain de Laval en Octobre 2007.

Trente huit acquisitions en mode dipôle-dipôle ont été réalisées entre le 8/10/2007 et le 12/10/2007 (timing en annexe). Les deux premières l'ont été avant le début de la simulation de pluie, et la dernière une heure et demi après la fin de l'arrosage. Durant cette période, la pluie a été stoppée une seule fois durant 5h le 11/10/08. Parmi ces trente-huit acquisitions, douze ont été choisies afin d'être inversées dans Res2Dinv en mode "time-lapse". Parmi elles, les acquisitions de début et de fin d'expérimentation ainsi que les acquisitions précédant et suivant l'interruption de l'arrosage.

Ici, l'objectif de la mesure des résistivités apparentes le long du profil pendant quelques jours a été de pouvoir suivre l'évolution du front d'infiltration dans le sol, grâce à la variation de la résistivité du sol entre le début et la fin de la manipulation.

Afin de modéliser les pseudo-sections, la fonction "time-lapse" a été employée. Cette fonction utilise la pseudo-section de référence pour contraindre l'inversion des pseudo-sections suivantes, afin de minimiser les variations qui ne seraient pas liées aux variations réelles.

Les résistivités calculées de chaque pseudo-sections ainsi modélisées ont été normalisées par rapport à la pseudo-section de référence afin d'obtenir des tomographies illustrant les variations relatives de résistivité par rapport à l'état initial :

$$\rho(t) = (\rho(t) - \rho(0)) / \rho(0)$$

- Paramètres d'inversion

Nombre de points/ niveaux de données	647/21
Méthode : time-lapse inversion	-robust smoothness constrain -differential inversion -first data set -time-constrain weight: 1
Nombre de sessions	12
Model refinement	1/2
Data inversion constrain	standard least-square
Model inversion constrain	standard least-square
Modèle	16 couches/1088 blocs

Tableau 5A : paramètres d'inversion du profil de Laval

- Qualité du modèle

Sensitivity average	2.280
Iterations	5
RMS	2.280

Tableau 6A : facteurs de qualité du modèle

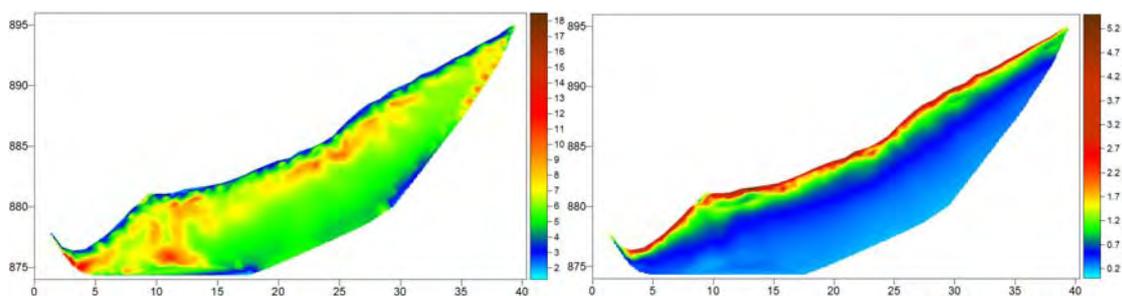


Figure 13A: matrice l'incertitude (à gauche) et matrice de la sensibilité relative en % (en bas) des valeurs de résistivités du modèle.

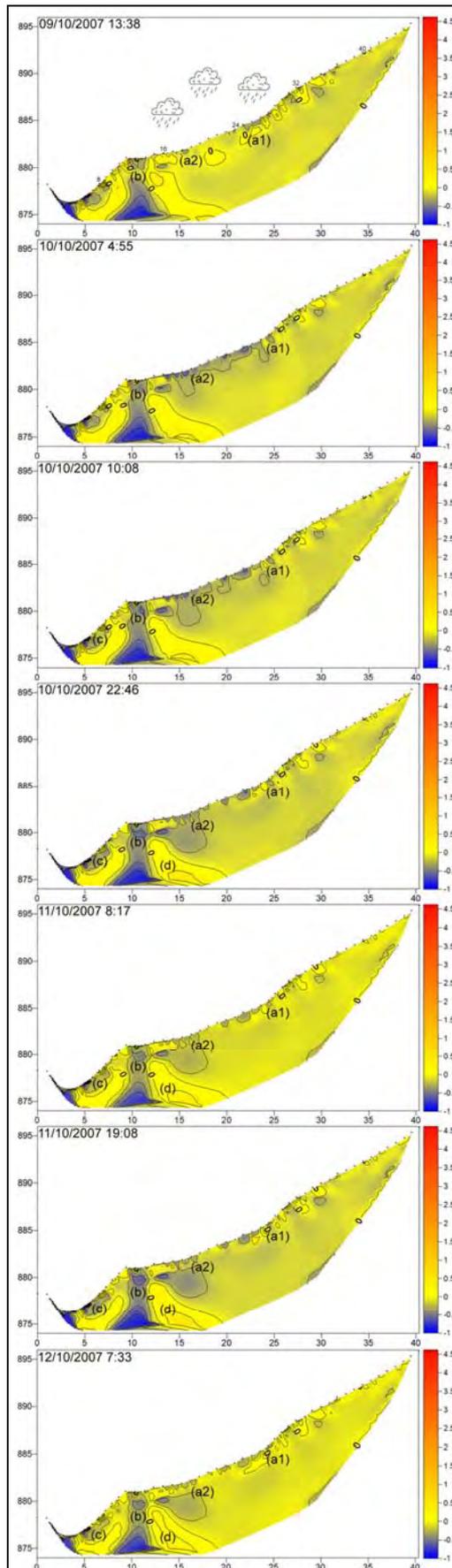


Figure 14A : tomographies des résistivités vraies normalisées de Laval au cours de l'expérimentation entre le 9/10/07 et le 12/10/07

En rouge figurent les zones où la résistivité augmente entre  $t_0$  et  $t$ , en jaune là où elle reste constante et en bleu là où elle diminue.

En considérant que la présence d'eau diminue la résistivité du sol, on peut interpréter les zones où la résistivité diminue au cours de l'expérimentation, comme des zones d'infiltration de l'eau dans le sol.

On associe ici les zones bleues, où la résistivité diminue, aux zones où l'eau s'infiltré. On peut considérer les zones bleues en profondeur et en bordure du profil, comme des artefacts d'inversion.

09/10/2007 13h38

La résistivité diminue localement en subsurface au niveau des (a1), (a2) et (b).

10/10/2007 4:55 on peut faire deux premières observations :

-au niveau de la zone de simulation de pluie, la résistivité diminue dans les deux à trois premiers mètres (a1 et a2). Au niveau de la surface et en profondeur, l'intensité de la variation de la résistivité n'est pas la même et oscille entre -0.3 et -1 ohm.m. L'interface entre la zone (en bleue) où la résistivité diminue, et celle où elle reste constante (en jaune) est irrégulière. Cette interface dessine des formes verticales allongées.

Hypothèse : ces formes correspondent à des zones d'infiltration ou d'écoulements préférentiels qui sont fonction de la structure et de la nature localisées de la surface et du sous-sol.

-Entre les électrodes 12 et 14 qui se trouvent en dehors de la zone d'arrosage, la résistivité diminue nettement au niveau d'une zone verticale allongée (environ 2 m) qui se situe au-dessous d'un léger replat de la topographie (b).

Hypothèse : ce replat peut constituer une zone où l'eau de ruissellement arrivant de la zone de simulation en amont s'infiltré par diminution de la vitesse de ruissellement, et/ou au gré d'une porosité ou d'une fracturation du sol plus importante.

10/10/2007 10:08

Au niveau de la zone (a), l'amplitude de la variation de la résistivité reste la même (entre -0.3 et -1 ohm.m), mais très localement les résistivités diminuent (a1) ou augmentent (a2) latéralement et verticalement.

10/10/2007 22:46 Avant l'arrêt de la pluie

-Dans la partie amont de la zone d'infiltration (a1), les zones où la résistivité diminue se rétractent vers la surface.

Hypothèse : le sol argileux devient saturé et imperméable en surface. Transition entre un processus d'infiltration/ruissellement à un processus principalement de ruissellement de la partie amont (a1) de la zone d'expérimentation vers la zone aval (a2).

- Les formes observées dans le premier mètre en (a2) sont assez particulières : ce sont des formes verticales fines et allongées qui rejoignent depuis la surface une "poche" (a3) qui s'étend et dont les valeurs de résistivités diminuent continuellement depuis le début de l'expérimentation.

Hypothèse : le ruissellement de la zone amont augmente la charge hydraulique dans les structures fracturées (formes allongées) et transforme le processus d'infiltration en processus d'écoulement en macropore qui tend à concentrer les flux et à permettre à l'eau d'aller vers (a3) plus en profondeur et plus rapidement.

-La géométrie de cette zone (a3) semble être contrainte vers l'aval par la zone (d) allongée subverticale qui apparaît vers 2 m de profondeur et dont la résistivité reste constante durant toute l'expérimentation. Une autre connexion s'établit entre (b) et (c).

Hypothèses : cette forme allongée (d) dont la résistivité reste constante et plus élevée que son encaissant peut être un niveau plus imperméable car plus compacte. Il peut s'agir d'une remontée du substratum qui joue le rôle de goulet empêchant l'eau qui s'infiltré en amont de migrer directement plus en aval vers la rivière. L'eau qui s'infiltré au niveau de la zone d'expérimentation se trouve piégée par (d). Lorsqu'un certain seuil est atteint,

l'eau trouve un passage au-dessus de (d) pour migrer vers l'aval en établissant une connexion hydraulique entre l'eau d'infiltration de la zone d'expérimentation et l'eau d'infiltration du replat topographique.

*11/10/2007 8:17 juste après la reprise de la pluie*

Après environ 8h d'interruption de la pluie, on observe quelques variations de la résistivité proche de la surface.

Hypothèse: il s'agit d'un état quasi-stationnaire où le sol n'a hydrologiquement pas encore réagi à l'arrêt de la pluie.

*11/10/2007 19:08*

Au niveau de la zone (a1), on n'observe pas de changement significatif. Par contre, au niveau de (a2), les formes allongées qui connectaient la zone (a2) et la zone (d) se rétractent vers la surface. La connexion entre la zone (a2) et la zone (b) s'estompe également jusqu'à disparaître. Dans le même temps, la résistivité de la zone (d) diminue sensiblement.

Hypothèse : Plus de vingt heures après l'interruption de la pluie, le sous-sol répond hydrologiquement.

*12/10/2007 7:33*

La pluie a cessé depuis 1h30. Les zones où la résistivité avaient diminuée se rétractent, les connexions entre les différentes zones disparaissent. Les zones en bleu marquant une baisse de la résistivité tendent à diminuer au profit des zones en jaune marquant un retour aux conditions initiales.

## Annexe 3 : Photos et illustrations détaillant les parcelles d'infiltration A, B et C

- Parcelle A



- Parcelle B



- Parcelle C



## Annexe 4a : paramétrages d'inversion et facteurs de qualité des modèles des profils transverses et longitudinaux.

Dispositif	Wenner-Schlumberger
Nombre de points / niveaux de données	520/ 20
Modèle	15 couches / 1018 blocs
Model refinement	1/2
Data inversion constrain	Robust – cutoff factor 0.1
Model inversion constrain	Robust – cutoff factor 0.05

- Profils transverses

### Transverse 2

Itération	5
RMS	2.74
Sensitivity average	1.340

### Transverse 4

Itération	5
RMS	2.35
Sensitivity average	1.347

### Transverse 5

Itération	6
RMS	4.45
Sensitivity average	1.266

- Profils longitudinaux

### L1\_1-48

Itération	6
RMS	2.51
Sensitivity average	1.343

### L1\_48-96

Itération	4
RMS	1.61
Sensitivity average	1.319

### L1\_72-120

Itération	5
RMS	0.84
Sensitivity average	1.287

## Annexe 4b : Tomographies des profils longitudinaux (L1, L2,L3) et transversaux (T2, T4, T5)

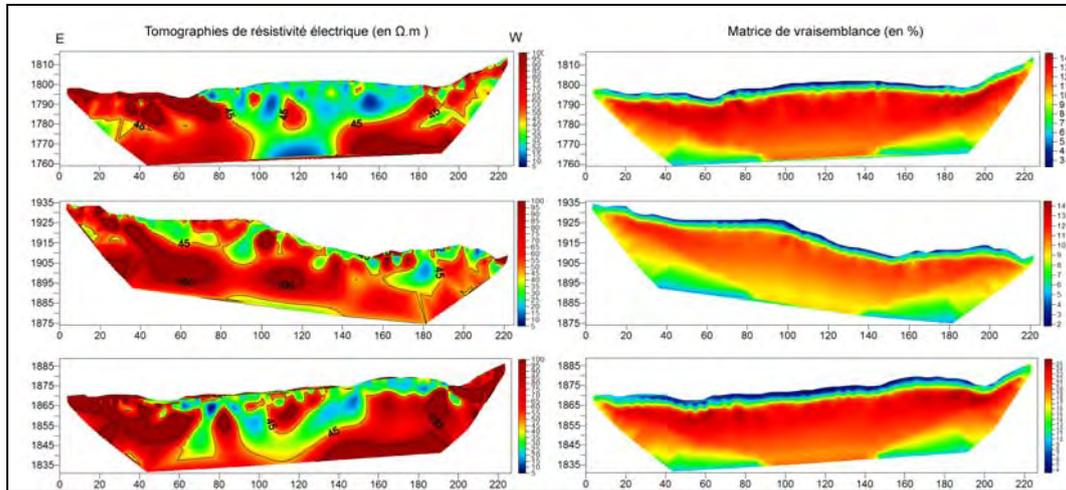


Figure 15A : Tomographies des résistivités électriques (à gauche) et matrices d'incertitude (à droite) des profils transverses T2, T4 et T5.

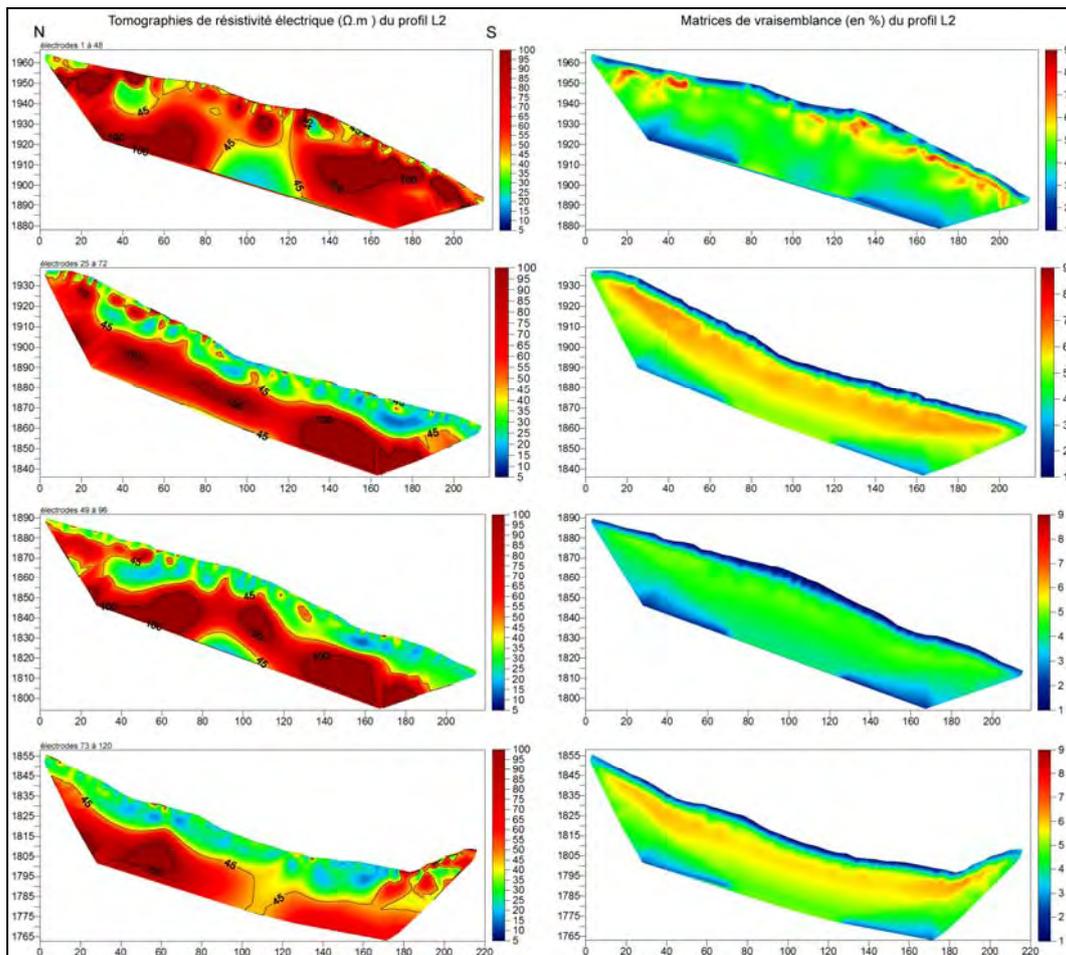


Figure 16A : Tomographies des résistivités électriques (à gauche) et matrices d'incertitude (à droite) des profils longitudinaux formant L2.

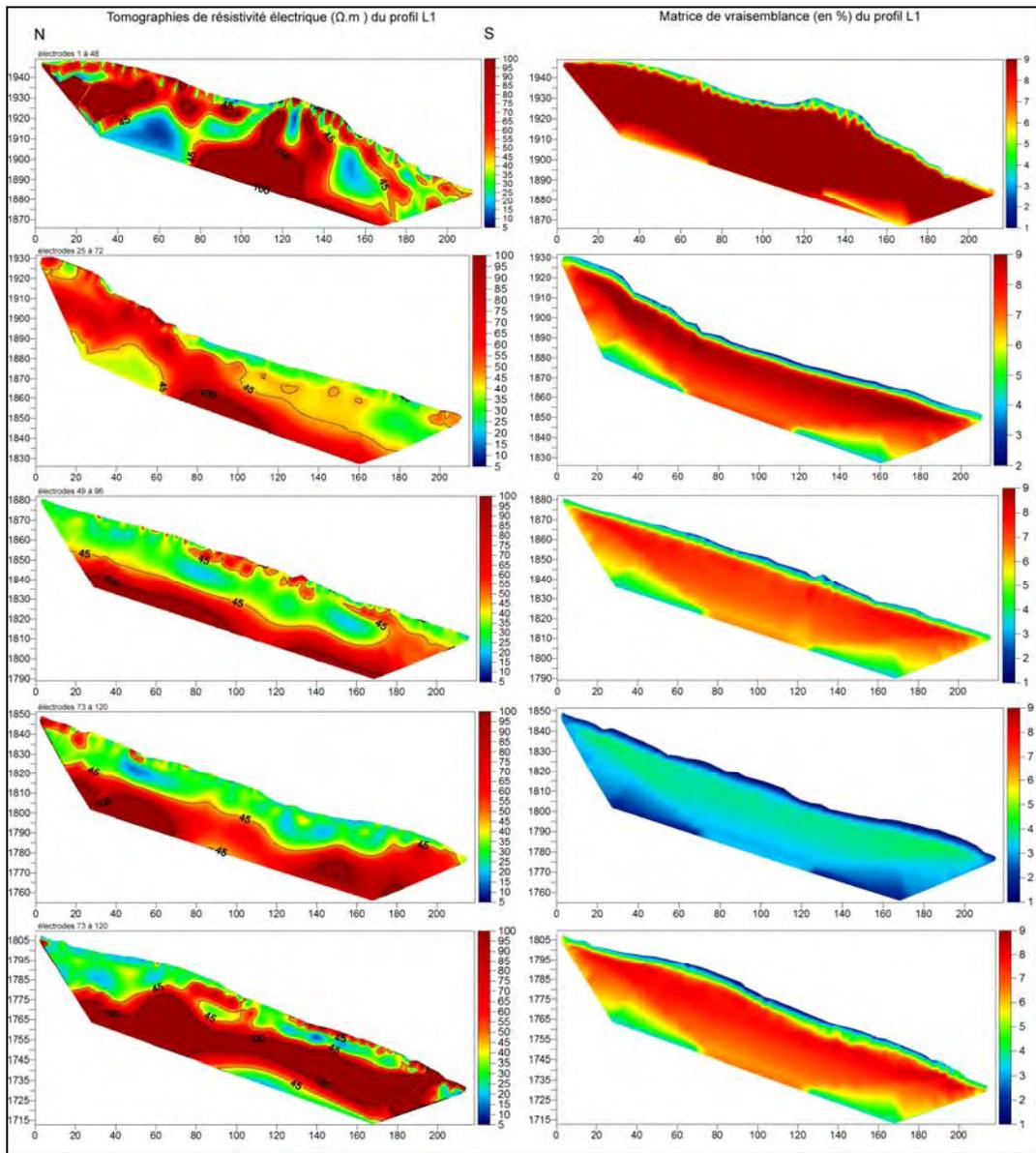


Figure 17A : Tomographies des résistivités électriques (à gauche) et matrices d'incertitude (à droite) des profils longitudinaux formant L1.

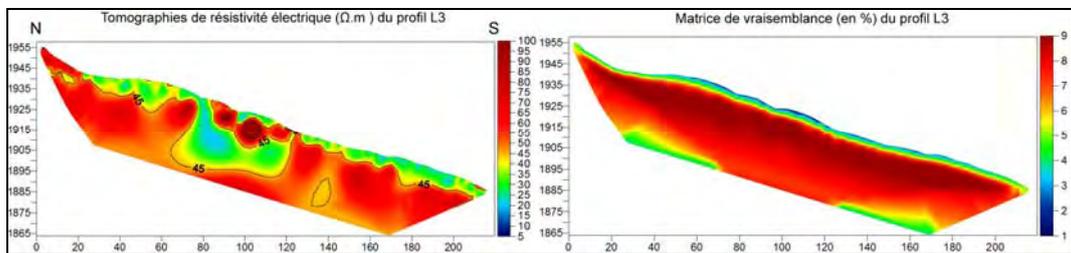


Figure 18A : Tomographies des résistivités électriques (à gauche) et matrices d'incertitude (à droite) des profils longitudinaux formant L1.

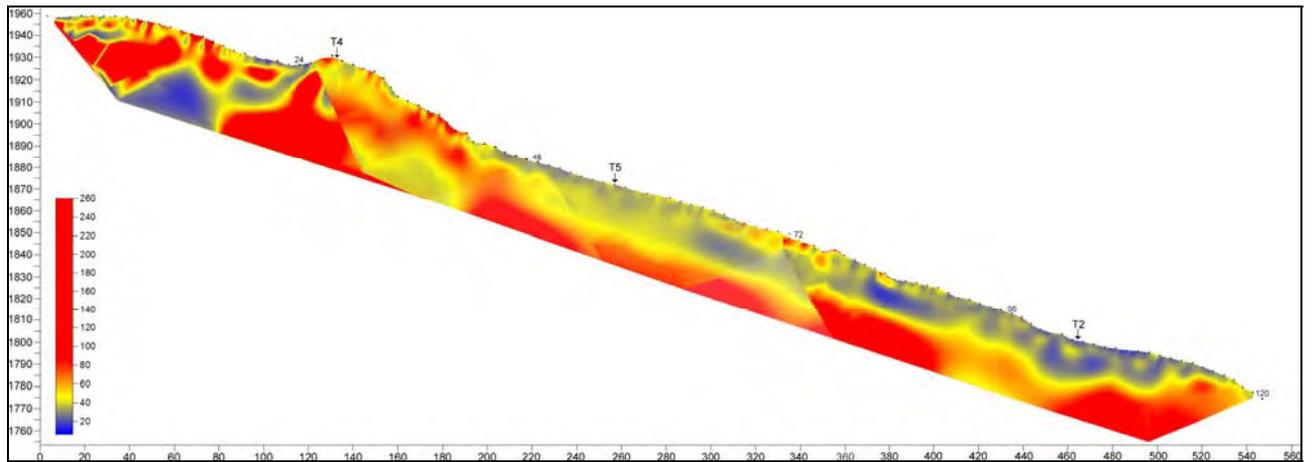


Figure 19A : assemblages des tomographies constituant le profil L1 (électrodes 1 à 120)

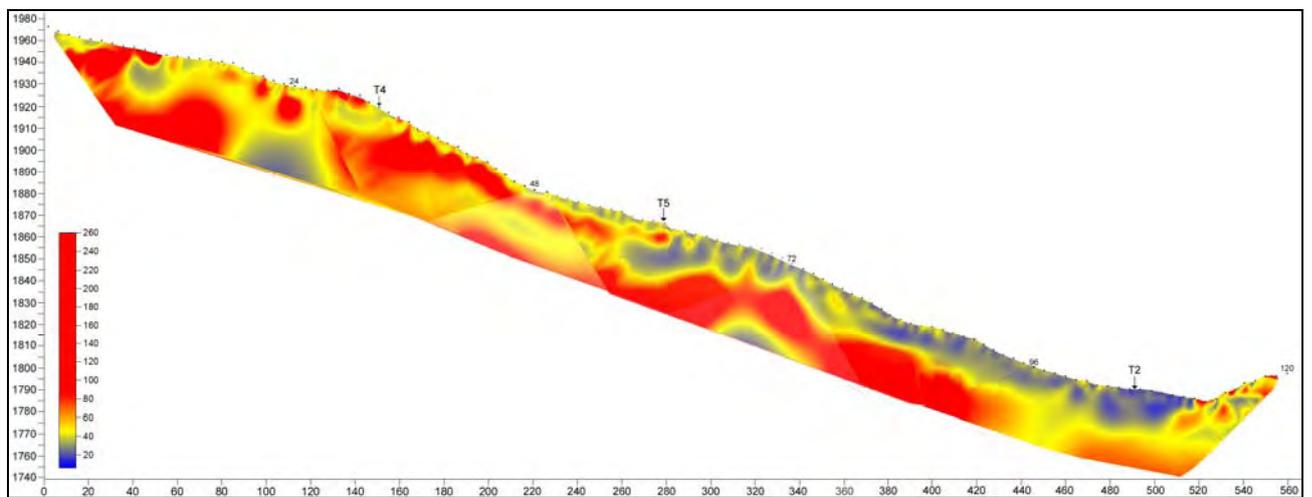


Figure 20A : assemblages des tomographies constituant le profil L2 (électrodes 1 à 120)