



**HAL**  
open science

# Caractérisation structurale de morphologies karstiques superficielles et suivi temporel de l'infiltration à l'aide des méthodes électriques et sismiques

Rémi Valois

► **To cite this version:**

Rémi Valois. Caractérisation structurale de morphologies karstiques superficielles et suivi temporel de l'infiltration à l'aide des méthodes électriques et sismiques. Géophysique [physics.geo-ph]. Université Pierre et Marie Curie - Paris VI, 2011. Français. NNT : . tel-00659289

**HAL Id: tel-00659289**

**<https://theses.hal.science/tel-00659289>**

Submitted on 12 Jan 2012

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

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

THESE DE DOCTORAT DE L'UNIVERSITE PIERRE ET MARIE CURIE

Spécialité :  
Géophysique Appliquée

Ecole doctorale  
ED398 Géosciences et Ressources Naturelles

Pour obtenir le grade de

**DOCTEUR de L'UNIVERSITE PIERRE ET MARIE CURIE (PARIS 6)**

Sujet de la thèse :

**Caractérisation structurale de morphologies karstiques  
superficielles et suivi temporel de l'infiltration à l'aide des  
méthodes électriques et sismiques**

Rémi VALOIS

Date de soutenance prévue : le 25 Novembre 2011

## Jury

Mme. Colette Sirieix	Maître de Conférence à l'Université de Bordeaux I	Rapporteur
M. Philippe Côte	Directeur de recherche à l'IFSTTAR	Rapporteur
M. Alain Tabbagh	Professeur à l'UPMC	Examineur
M. Olivier Kaufmann	Professeur à l'Université de Mons	Examineur
M. Cédric Champollion	Maître de conférences à l'Université de Montpellier II	Examineur
M. Roger Guérin	Professeur à l'UPMC	Directeur de thèse
Mme. Valérie Plagnes	Maître de conférences à l'UPMC	Co-directrice de thèse
M. Pierre-Yves Galibert	Professeur associé à l'UPMC	Co-directeur de thèse

*"Peu de gens peuvent concevoir l'immensité du vide  
dans lequel nage la poussière de l'univers matériel."*

*La Guerre des Mondes  
H.G. Wells*

A ma Famille,  
à Alexia,

## REMERCIEMENTS

Je tiens à remercier tout d'abord Roger Guérin pour avoir accepté d'encadrer ce travail de thèse. Je remercie aussi Valérie Plagnes et Pierre-Yves Galibert pour leurs conseils avisés et sans qui ce travail de thèse n'aurait pas été possible.

J'adresse aussi toute ma reconnaissance à l'ensemble de l'UMR Sisyphe pour m'avoir accueilli au sein de l'équipe où j'ai profité particulièrement des conseils de Ludovic Bodet, Christian Camerlynck, Fayçal Rejiba, Alain Tabbagh et Julien Thiesson.

Je remercie particulièrement Manuela Mendes, Roger Bayer, Cédric Champollion et Sabrina Deville pour la collaboration efficace et leurs disponibilités. Je remercie également André Tарisse, Joël Tremoulet, Cyril Delporte, Jean-Marc Lagrace, Philippe Muet, Jacques Ricard, Laurent Danneville, Christophe Apolit et Romain Pigeaud pour leurs disponibilités et leurs connaissances concernant les sites étudiés.

Je tiens aussi à remercier les nombreuses personnes qui m'ont aidé sur le terrain : Lucia Bermejo, Jean-Pierre Betton, Carole Ridel, Lucie Garnier, David Rhenales, Anouar Romdhane, Sandro Rinaldi, Simon Carriere, Marie Bergeron, Amine Khalaf, Cecile Jost, en espérant n'avoir oublié personne.

Je remercie chaleureusement mes collègues docteurs et doctorants Amine Dhemaied, Claire Brinon, Pauline Kessouri, Quentin Vitale, Solenne Buvat, Gonca Okay, François Moussu et Agnès Rivière pour leur présence et leur soutien. Je remercie également les cornichons du 4<sup>ème</sup> pour l'ambiance poulpesque du laboratoire.

Enfin, je tiens à remercier ma famille car je tiens fort à elle tout simplement et car je n'ai pas assez pris le temps d'en profiter. Et je ne pourrais jamais assez remercier Alexia pour m'avoir supporté toutes ces années et de m'avoir écouté lorsque j'en avais besoin.

## RESUME

Tous les sites étudiés lors de cette thèse, qui se situent tous dans des régions tabulaires ou monoclinales, ont permis d'observer et d'analyser d'un point de vue géophysique une diversité de morphologies associées aux karsts de plateaux et aux karsts sous couverture : tertres émissifs et dolines de suffusion dans l'Est de la France, dolines de dissolution et dolines masquées dans les Causses du Quercy, épikarst et altération sur le Causse du Larzac. Les tomographies de résistivité électrique et de sismique réfraction ont en effet été très utiles pour caractériser la géométrie de ces objets. L'apport de la sismique réfraction 3D s'est révélée considérable pour l'imagerie de la fracturation et de l'altération dans l'épikarst.

Un suivi temporel électrique et sismique a également été mis en place sur un aquifère karstique en Corrèze et sur deux secteurs épikarstiques sur le Causse du Larzac. Si le suivi par tomographie de résistivité ne s'est pas avéré très efficace, le suivi par tomographie de sismique réfraction montre un potentiel conséquent pour identifier les zones de stockage et les zones d'infiltration, particulièrement dans l'épikarst.

Des résultats nouveaux ont été obtenus dans : (1) la compréhension des morphologies karstiques par l'analyse de leur structure, (2) la structure et le fonctionnement de l'épikarst, (3) l'efficacité des méthodes électriques et sismiques pour l'imagerie structurale et le suivi temporel en milieu karstique.

Mots clés : karst, épikarst, doline, sinkhole, aquifère, dolomies, altération, fantômisation, géophysique, time-lapse, monitoring, suivi temporel, sismique réfraction, résistivité électrique

## ABSTRACT

All the sites studied in this thesis, which are situated in tabular regions, allowed us to observe and analyze from a geophysical point of view a diversity of morphologies associated with karst plateaus and karsts undercover: outflow mounds and suffosion sinkholes in eastern France, buried and dissolution sinkholes in the Causses du Quercy, epikarst and weathering in the Causse du Larzac. The electrical resistivity and seismic refraction tomographies were very useful for characterizing the geometry of such objects. The contribution of 3D seismic refraction has been significant for imaging fracturing and weathering features in the epikarst.

Electrical and seismic time-lapse measurements was also realized on a karst aquifer in south France and on two epikarstic areas on the Causse du Larzac. Time-lapse resistivity tomography was not very effective, but time-lapse seismic refraction tomography shows a high potential to identify infiltration and storage areas, particularly in the epikarst.

New results were obtained: (1) the understanding of karstic morphologies by analyzing their structure, (2) the structure and functioning of the epikarst, (3) the effectiveness of electrical and seismic methods for structural imaging and water saturation monitoring in karstic systems.

Key words: karst, epikarst, doline, sinkhole, aquifer, dolomite, dolostone, weathering, ghost-rock, geophysics, time-lapse, monitoring, refraction seismic, electrical resistivity

# Tables des matières

REMERCIEMENTS .....	IV
RESUME .....	V
ABSTRACT .....	VI
INTRODUCTION .....	9
<b>I. CHAPITRE I : LE SYSTEME KARSTIQUE ET SES ENJEUX VIS-A-VIS DE LA GEOPHYSIQUE .....</b>	<b>13</b>
<b>I.A. PRESENTATION GENERALE DU KARST .....</b>	<b>15</b>
<i>I.A.1. Morphologies karstiques caractéristiques .....</i>	<i>16</i>
<i>I.A.2. Caractère hydrodynamique du karst .....</i>	<i>18</i>
<i>I.A.3. Karstification et type d'altérations .....</i>	<i>21</i>
<b>I.B. APPORTS DE LA GEOPHYSIQUE AUX SYSTEMES KARSTIQUES .....</b>	<b>26</b>
<b>I.C. METHODES GEOPHYSIQUES UTILISEES .....</b>	<b>28</b>
<i>I.C.1. Tomographie de résistivité électrique .....</i>	<i>29</i>
<i>I.C.2. Tomographie de sismique réflexion .....</i>	<i>31</i>
<i>I.C.3. Prospection par ondes de surface .....</i>	<i>33</i>
<b>I.D. OBJECTIFS DE LA THESE .....</b>	<b>36</b>
<b>II. CHAPITRE II : CARACTERISATION GEOPHYSIQUE DE MORPHOLOGIES KARSTIQUES SUPERFICIELLES .....</b>	<b>41</b>
<b>II.A. LES DOLINES .....</b>	<b>43</b>
<i>II.A.1. Dolines d'Orniac (Causse de Gramat, Lot) .....</i>	<i>43</i>
<i>II.A.2. Doline de l'Hospitalet (Causse du Larzac, Aveyron) .....</i>	<i>54</i>
II.A.2.a. Présentation de la doline et contexte géologique .....	54
II.A.2.b. Tomographies de sismique réflexion .....	57
II.A.2.c. Etude de la réverbération des ondes sismiques .....	58
II.A.2.d. Tomographie de résistivité électrique .....	64
II.A.2.e. Conclusions .....	67
<i>II.A.3. Dolines de Grand (Plateau des Hauts-Pays, Vosges) .....</i>	<i>68</i>
II.A.3.a. Contexte géologique et géomorphologique .....	68
II.A.3.b. Résultats de la tomographie de résistivité .....	72
II.A.3.c. Digression sur les tertres émissifs .....	74
<i>II.A.4. Conclusions sur la caractérisation des dolines .....</i>	<i>76</i>
<b>II.B. ÉPIKARST DOLOMITIQUE .....</b>	<b>77</b>
<i>II.B.1. Présentation des deux sites étudiés sur le Causse du Larzac .....</i>	<i>77</i>
II.B.1.a. Particularités des dolomies .....	77
II.B.1.b. Contexte géologique et hydrogéologique .....	79
<i>II.B.2. Épikarst des Menudes .....</i>	<i>81</i>
II.B.2.a. Contexte géomorphologique .....	81
II.B.2.b. Tomographies de résistivité .....	83
II.B.2.c. Tomographie sismique .....	85
II.B.2.d. Comparaison entre les tomographies .....	87
II.B.2.e. Estimation des vitesses des ondes de cisaillement et du coefficient de Poisson .....	89
II.B.2.f. Interprétations géologiques .....	92
<i>II.B.3. Épikarst de l'Hospitalet .....</i>	<i>95</i>
II.B.3.a. Contexte géomorphologique et fracturation .....	95

II.B.3.b. Tomographies électrique et sismique .....	100
II.B.3.c. Présentation des dispositifs d'acquisition sismique 3D et en T .....	102
II.B.3.d. Etude de l'anisotropie de vitesse.....	105
II.B.3.e. Modèle 3D de vitesses sismiques .....	110
II.B.3.f. Interprétations .....	119
II.B.4. Conclusions sur l'épikarst .....	120
<b>III. CHAPITRE III : SUIVI TEMPOREL DES VARIATIONS DE SATURATION .....</b>	<b>121</b>
<b>III.A. METHODOLOGIE TIME-LAPSE .....</b>	<b>123</b>
<b>III.A.1. Variations temporelles de la résistivité.....</b>	<b>123</b>
III.A.1.a. Loi d'Archie et variation de saturation .....	123
III.A.1.b. Correction de l'influence de la température .....	124
III.A.1.c. Stratégie de mesure Time-Lapse ERT.....	128
III.A.1.d. Stratégie d'inversion Time-Lapse ERT .....	129
<b>III.A.2. Variations temporelles des vitesses de compression .....</b>	<b>132</b>
III.A.2.a. Influence de la saturation .....	132
III.A.2.b. Stratégie de mesure Time-Lapse SRT .....	137
III.A.2.c. Stratégie d'inversion Time-Lapse SRT .....	138
<b>III.B. SUIVI DE L'AQUIFERE DU BLAGOUR DE CHASTEaux .....</b>	<b>140</b>
<b>III.B.1. Contexte hydrogéologique .....</b>	<b>140</b>
<b>III.B.2. Caractérisation hydrodynamique.....</b>	<b>144</b>
<b>III.B.3. Campagnes d'acquisition et cycle hydrologique .....</b>	<b>147</b>
<b>III.B.4. Résultats géophysiques structuraux .....</b>	<b>149</b>
<b>III.B.5. Suivi temporel de résistivité .....</b>	<b>151</b>
<b>III.B.6. Suivi temporel des vitesses de compression.....</b>	<b>153</b>
III.B.6.a. Comparaison ja11 - av10 .....	153
III.B.6.b. Comparaisons ja11 - av10 - oct09.....	156
III.B.6.c. Comparaisons av09 - ja11 - av10 - oct09 .....	159
<b>III.B.7. Conclusions sur le Blagour de Chasteaux .....</b>	<b>162</b>
<b>III.C. SUIVI TEMPOREL DE L'EPIKARST DOLOMITIQUE DU LARZAC.....</b>	<b>163</b>
<b>III.C.1. Caractérisation hydrodynamique.....</b>	<b>163</b>
<b>III.C.2. Suivi sur les Menudes .....</b>	<b>165</b>
III.C.1.a. Campagnes d'acquisition et conditions hydrodynamiques .....	165
III.C.1.b. Suivi ERT entre av09 et av10.....	167
III.C.1.c. Suivi ERT entre les quatre périodes d'acquisition .....	170
III.C.1.d. Suivi SRT entre trois périodes d'acquisition .....	177
<b>III.C.2. Suivi sur l'Hospitalet.....</b>	<b>186</b>
III.C.2.a. Campagnes d'acquisition et conditions hydrodynamiques .....	186
III.C.2.b. Suivi ERT.....	188
III.C.2.c. Suivi SRT .....	192
<b>III.C.3. Conclusions sur le suivi de l'épikarst .....</b>	<b>198</b>
<b>III.D. SYNTHESE SUR LE SUIVI TEMPOREL .....</b>	<b>201</b>
<b>III.D.1. Synthèse du suivi ERT.....</b>	<b>202</b>
<b>III.D.2. Synthèse du suivi SRT .....</b>	<b>203</b>
<b>CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES .....</b>	<b>207</b>
<b>GLOSSAIRE .....</b>	<b>216</b>
<b>BIBLIOGRAPHIE .....</b>	<b>217</b>
<b>ANNEXE 1 : ARTICLE SUR LE KARST DE SAULGES.....</b>	<b>227</b>
<b>ANNEXE 2 : EFFETS SUR LES VITESSES DES VARIATIONS DE POSITION DES GEOPHONES .....</b>	<b>238</b>

# Table des illustrations

Figure 0.1 : Carte des affleurements des ensembles karstiques (en bleu) autour de la Méditerranée (Bakalowicz et Dörfliger, 2005).....	9
Figure I.1 : Bloc-diagramme d'un paysage karstique synthétique (Bakalowicz, 1999).....	17
Figure I.2 : Coupe et paysage synthétique d'un aquifère karstique (d'après Mangin, 1975). L'épikarst est figuré en orange.....	19
Figure I.3 : Schéma représentatif de la zone épikarstique (Mangin, 1975).....	20
Figure I.4 : Localisation de la dissolution dans un réseau karstique exemplaire. Ce schéma localise la dissolution du calcaire dans un système karstique perte-résurgence inspiré du karst des Mendip Hills (d'après Atkinson et Smith, 1976). Les données sont obtenues par des analyses chimiques sur échantillons prélevés aux différents endroits.....	22
Figure I.5 : Coupe de principe au travers d'un cryptokarst. Le toit du calcaire est découpé en lapiaz à gauche et cryptodoline à droite sous la couverture perméable sableuse (Quinif, 2010).....	23
Figure I.6 : Un couloir dans le calcaire à entroques « petit granit » dans la carrière de Gauthier-Wincqz à Soignies. Le couloir se termine vers le bas en biseau et marque ainsi la limite extrême de l'altération. La paroi altérée à l'intérieur est noire. Cliché : Yves Quinif.....	24
Figure I.7 : Pseudo-endokarst dans la carrière du Milieu à Gaurain Ramecroix. La forme fantôme est totalement circonscrite latéralement par la roche intacte. Le tassement de l'altérite résiduelle a dégagé une cavité au sommet (Gr). Cliché : Yves Quinif.....	25
Figure I.8 : Dispositifs de mesure : a) dipôle-dipôle, b) Wenner-Schlumberger.....	29
Figure I.9 : Convention de représentation des résistivités électriques apparentes en tomographie électrique avec un dispositif WS, et modèle du sous-sol à l'origine des mesures.....	30
Figure I.10 : Schéma simplifié des principales ondes en sismique en haut et domochroniques des principales ondes en bas.....	32
Figure I.11 : Schéma synthétique des différentes phases de la prospection par onde de surface.....	35
Figure I.12 : Carte des formations karstifiables en France et des sites étudiés (modifié d'après Marsaud, 1996). Les sites sont figurés par des croix noires.....	38
Figure I.13 : Schéma reliant les problématiques aux formes karstiques et aux sites étudiés.....	39
Figure II.1 : Carte du Parc Naturel Régional des Grands Causses (Causses en jaune clair). Le site est figuré par un losange rouge.....	54
Figure II.2 : Carte géologique de la zone d'étude. Dolomies du Bajocien supérieur en bleu (A), calcaire détritique du Bajocien inférieur en bleu turquoise (B) et dépôts résiduels des dépressions karstiques en gris (C).....	55
Figure II.3 : Plan de localisation du profil électrique (doline en pointillés).....	56
Figure II.4 : SRT et sa couverture. 48 géophones avec un espacement de 5 m sont utilisés. Environ 2000 pointés sont modélisés.....	58
Figure II.5 : Section sismique isodéport à 2.5 m. La doline se situe entre les Common Depth Point (CDP) 52 et 86. L'encadré rouge montre la zone aux grandes longueurs d'onde.....	59
Figure II.6 : Exemple de réverbération et d'interférence entre les ondelettes.....	59
Figure II.7 : Pointés des différentes arrivées. Chaque type de marqueur et sa couleur est associée à un pseudo-horizon de pointés.....	60
Figure II.8 : Délais deux à deux entre les différents pointés avec la moyenne en trait plein rouge et la médiane en trait plein bleu. Chaque type de marqueur et sa couleur est associée à un pseudo-horizon de différence de pointés.....	60
Figure II.9 : Spectre périodique du filtre de réverbération pour $R=0.6$ et $2h/V=12$ ms, soit $V/2h=83$ Hz.....	62
Figure II.10 : Spectre de la trace sismique du CDP 63 et pour l'offset 2.5 m sous la doline.....	62
Figure II.11 : Coupe calculée du contraste de vitesse sous la doline. En bleu, l'approche temporelle et en rouge, l'approche fréquentielle.....	63
Figure II.12 : ERT WS et DD avec 96 électrodes espacées de 3 m.....	64
Figure II.13 : Tentative d'inversion 1D de la courbe de sondage à l'abscisse 163.5. En noir les mesures et en rouge le modèle.....	65
Figure II.14 : ERT WS et DD filtrées avec 96 électrodes espacées de 3 m.....	66
Figure II.15 : Modèle synthétique de résistivité en haut en et modèle inversé en bas.....	67
Figure II.16 : Localisation et cadre géomorphologique général du plateau du Haut-Pays, tiré de Denys-Thomas (2006) d'après la carte géologique de l'ANDRA (légende page suivante).....	69
Figure II.17 : Morphologies particulières superposées à une carte topographique IGN. Les flèches indiquent les objets étudiés (les dolines en noir et les tertres en rouge).....	71
Figure II.18 : Photographie de la doline, on aperçoit le décimètre et un bout de flûte. Les bords de la doline	

sont en pointillés et le profil est en trait plein.....	72
Figure II.19 : ERT WS et DD avec 96 électrodes espacées de 1 m.....	73
Figure II.20 : Photographie du tertre émissif le plus important. Un autre tertre se situe sous l'arbre à gauche de l'image.....	74
Figure II.21 : ERT DD avec 96 électrodes espacées de 2 m (tertres secs).....	75
Figure II.22 : Photographie des dolomies ruiniformes sur le Causse Noir (issue de <a href="http://www.montpellierlevieux.com/geologie.html">http://www.montpellierlevieux.com/geologie.html</a> ).....	77
Figure II.23 : Photographies de blocs de dolomie souterrains pluri-décimétriques aux Menudes. a) bloc témoin de karstification avec création de macro-pores. b) bloc de sable dolomitique faiblement cimenté.....	78
Figure II.24 : Modèle numérique de terrain avec une coupe géologique du secteur central du Causse de l'Hospitalet. Image modifiée provenant de Bruxelles et Caubel, 1996.....	79
Figure II.25 : a) Carte hydrogéologique du Durzon b) Coupe schématique de l'aquifère du Durzon. Image modifiée et tirée de Jacob <i>et al.</i> , 2008.....	80
Figure II.26 : Photographie aérienne avec indications géomorphologiques et localisation des profils.....	82
Figure II.27 : ERT principal WS constituée de 4 tomographies de 96 électrodes : 3 avec espacements de 2 m en roll-along et 1 avec un espacement de 4 m.....	83
Figure II.28 : ERT3 WS avec 82 électrodes espacées de 1 m.....	84
Figure II.29 : ERT2 WS et DD avec 96 électrodes espacées de 1 m.....	85
Figure II.30 : SRT et sa couverture. 72 géophones avec un espacement de 5 m sont utilisés. Environ 4500 pointés sont modélisés.....	86
Figure II.31 : SRT de la <i>Figure II.30</i> avec couverture en transparence en haut. ERT de la <i>Figure II.27</i> avec les isovalues de vitesse (tous les 500 m/s à partir de 500 m/s) en bas.....	88
Figure II.32 : Densité des points (vitesse, logarithme de résistivité) sur les 30 premiers mètres. La frontière entre le côté nord et sud a été tracée.....	88
Figure II.33 : Pseudo-section des vitesses de phase des ondes de Rayleigh (VR) par sommation de la dispersion sur 12 géophones. Les lignes bleues correspondent aux longueurs d'ondes maximales observées sur chaque mode.....	89
Figure II.34 : Modèle lissé de Vs en haut. Modèle de Vp décimé au même pas d'échantillonnage que le modèle Vs au centre. Coefficient de Poisson calculé à partir du rapport Vp/Vs en bas. Les encadrés sont des zones peu contraintes à cause du manque de données.....	91
Figure II.35 : Forages à la tarière manuelle (1 m maximum). a) et b) dans la partie nord et c) dans la partie sud. Le haut du forage est vers le haut de la tarière et donc des photos.....	92
Figure II.36 : Modèle géologique schématique sur une coupe Sud-Nord traversant le vallon fluvio-karstique.....	93
Figure II.37 : Photographie aérienne avec délimitation des formes remarquables. Le réseau souterrain est à 100 m de profondeur avec une connexion en surface via l'aven à -106 m.....	96
Figure II.38 : Photographie aérienne montrant les trois sites de fracturation à l'Ouest et le site d'étude HOS à l'Est.....	97
Figure II.39 : Photo aérienne avec fracturation N160 visible (43°57'32'' N, 3°11'19'' E) à 3 km du site. A est une doline reconnue.....	98
Figure II.40 : Photo aérienne avec fracturation visible (43°57'37'' N, 3°11'07'' E) à 3 km du site. B est une doline reconnue et C en est sûrement une.....	99
Figure II.41 : Photo aérienne avec fracturation et altération visible (43°57'29'' N, 3°12'22'' E) à 1.8 km du site. D est une doline reconnue et E et F en sont sûrement aussi.....	99
Figure II.42 : Bloc 3D de la topographie de la zone de la doline avec les tomographies électrique (96 électrodes espacées de 3 m) et sismique avec sa couverture en transparence (48 géophones espacés de 5 m, environ 2000 pointés sont modélisés).....	101
Figure II.43 : Localisation de l'acquisition de sismique 3D. Les points noirs sont des géophones et les croix rouges sont les points de tir. Le réseau souterrain est figuré par la ligne bleue et la doline en ligne blanche.....	102
Figure II.44 : Procédure d'acquisition de la sismique 3D. Les lignes noires sont des lignes de géophones et les croix rouges les points de tir. Les lignes bleues sont les lignes de géophones répétées.....	103
Figure II.45 : Localisation de l'acquisition de sismique en T. Les points noirs sont des géophones espacés de 5 m et les croix rouges sont les points de tir. Le réseau souterrain est figuré par la ligne bleue et la doline en ligne blanche.....	104
Figure II.46 : Diagramme polaire de la répartition azimutale des offsets pour les deux dispositifs.....	105
Figure II.47 : Vitesses azimutales pour les offsets de 8 à 25 m.....	106
Figure II.48 : Vitesses azimutales pour les offsets de 25 à 50 m.....	107
Figure II.49 : Vitesses azimutales pour les deux classes d'offsets en combinant les deux dispositifs.....	108
Figure II.50 : Pointés, vitesses et épaisseurs modélisées (m/s) pour les deux dispositifs pour leur secteur azimutal optimal (N155-N175 pour la 3D et N60-N100 pour le T).....	109

Figure II.51 : Modèles 2D de vitesse de compression à partir du dispositif 3D. Les écarts sont inférieurs à 1 ms pour 20 itérations. Environ 210 pointés sont modélisés par section .....	111
Figure II.52 : Résidus en fonction des itérations pour l'inversion 3D. a) résidu absolu non signé. b) résidu relatif non signé. c) résidu absolu signé. d) résidu relatif signé. ....	112
Figure II.53 : Distribution des résidus selon l'offset (itération n°5) .....	113
Figure II.54 : Distribution des résidus selon l'azimut source récepteur (itération n°5, offsets de 8 à 25 m). ....	113
Figure II.55 : Modèle 2D de la ligne la plus à l'Est en haut et coupe correspondante sur le modèle 3D en bas.....	114
Figure II.56 : Vues en perspective du dessus du modèle de vitesse 3D à 5 itérations. Environ 7 m de profondeur à gauche et 22 m à droite .....	116
Figure II.57 : Iso-surface à 3000 m/s du modèle de vitesse 3D à 5 itérations.....	117
Figure II.58 : Iso-surfaces 3500 et 3900 m/s du modèle de vitesse 3D à 5 itérations .....	118
Figure III.1 : Températures en surface et son modèle sinusoïdal.....	125
Figure III.2 : Evolution de la température en profondeur pour trois périodes différentes sur le site des Ménudes .....	126
Figure III.3 : Résultats des inversions Time-Lapse sous forme de variations de résistivité avec la profondeur. Modèle de variation couche en rouge et différences entre modèles inversés en bleu.....	130
Figure III.4 : Résultats des inversions Time-Lapse sous forme de variations de résistivité avec la profondeur. Modèle de variation exp en rouge et différences entre modèles inversés en bleu. ....	130
Figure III.5 : Courbes de Gassmann selon différentes porosités et densités du solide avec les moyennes de type Voigt en haut et Reuss en bas .....	135
Figure III.6 : Résultats des inversions Time-Lapse sous forme de variations de vitesse avec la profondeur pour les différents modèles. Modèles de variation en rouge et différences entre modèles inversés en bleu.....	139
Figure III.7 : Cadre géologique des bassins d'alimentation du Sorpt et du Blagour. 1) Gouffre du Blagour. 2) Petites sources temporaires des Cressonnères du Blagour + captage. 3) Ruisseau de Fontille. 4) Event d'Entrecors. 5) Perte de la Couze. Figure modifiée provenant de la thèse de Muet (1985).....	141
Figure III.8 : Coupe géologique du Nord-est du Causse de Martel (Muet, 1985).....	142
Figure III.9 : Coupe géologique du forage d'Entrecors (Muet et Landry, 1994) .....	143
Figure III.10: Chronique piézométrique du forage d'Entrecors. En rouge sont figurées les acquisitions géophysiques .....	144
Figure III.11 : Corrélogrammes croisés entre différentes chroniques hydrodynamiques sur 3 ans (fin 2006 à fin 2009, pas journalier). Les ellipses correspondent aux zones commentées particulières .....	146
Figure III.12 : Chronique des débits de la Couze. En rouge sont figurées les différentes campagnes d'acquisition .....	147
Figure III.13 : Cumul inverse de précipitations efficaces (ETP fournie par Météo France sur la station de Brive-Souillac) .....	148
Figure III.14 : Plan de position des profils géophysiques. Les cours d'eau sont en bleus (ligne continue pour les cours d'eau pérennes et en pointillés pour ceux temporaires).....	149
Figure III.15 : ERT WS sur la ligne 2 avec 96 électrodes espacées de 2.5 m.....	150
Figure III.16 : SRT et sa couverture. 70 géophones avec un espacement de 5 m sont utilisés. Environ 4100 pointés sont modélisés (av10). La projection des forages est indiquée par un triangle noir et l'encadré en pointillés correspond à la zone de suivi de la résistivité électrique.....	151
Figure III.17 : Mini-pseudo-sections WS des résistivités et variations de résistivité apparente en fin de ligne 1 (Sud-Est).....	152
Figure III.18 : Pointés et moyenne des pointés en fonction de l'offset pour av10 .....	153
Figure III.19 : Hodochrones moyens ainsi que les pointés individuels sur la ligne 1 pour les acquisitions de av10 et ja11. Les vitesses et les épaisseurs des couches y sont figurées.....	154
Figure III.20 : Variations relatives du modèle de vitesse ja11 par rapport à celui de av10 (3850 pointés modélisés avec des RMS d'environ 1 ms).....	155
Figure III.21: Hodochrones moyens sur la ligne 1 pour les acquisitions de oct09, av10 et ja11. Les vitesses et les épaisseurs des couches y sont figurées.....	157
Figure III.22 : Variations relatives du modèle de vitesse ja11 et av10 par rapport à celui de oct09 (1170 pointés modélisés avec des RMS d'environ 1 ms). La couverture du modèle de oct09 est en bas.....	158
Figure III.23 : Hodochrones moyens sur la ligne 1 pour les acquisitions de av09, oct09, av10 et ja11. Les vitesses et les épaisseurs des couches y sont figurées.....	159
Figure III.24 : Interprétations des variations de vitesse dans les deux premières couches .....	160
Figure III.25 : Interprétations des variations de vitesse dans la troisième couche .....	160
Figure III.26 : Différences moyennes entre pointés en fonction de l'offset par rapport à la période la plus sèche a priori (oct09) et normalisées à l'offset 12.5 m. La courbe verte est le nombre de pointés utilisés divisé par 10. Les pointillés verticaux représentent l'interface des couches 2-3 .....	161
Figure III.27 : Corrélogrammes croisés entre différentes chroniques hydrodynamiques sur plus de 2 ans (début	

2009 à mi-2011, pas journalier). Les ellipses correspondent aux zones commentées particulières .....	164
Figure III.28 : Chronique des débits du Durzon en noir et du niveau piézométrique des Menudes en bleu. En rouge sont figurées les différentes campagnes d'acquisition.....	166
Figure III.29 : Cumul inverse de précipitations efficaces (ETP fournie par Météo France).....	167
Figure III.30 : Pseudo-section des différences de résistivité apparente entre av10 et av09 en haut. Visualisation de ces différences sous forme 1D en bas .....	168
Figure III.31 : Différence relative des résistivités apparentes entre av10 et av09 en fonction des résistivités de av09 .....	169
Figure III.32 : Comparaison des modèles de résistivité av10 et av09.....	170
Figure III.33 : Variations relatives des résistivités apparentes (secteur sud) en fonction de la moitié de l'écartement maximal des électrodes (niveau).....	171
Figure III.34 : Variations relatives des résistivités apparentes (secteur nord) en fonction de la moitié de l'écartement maximal des électrodes (niveau).....	172
Figure III.35 : Différences relatives des résistivités apparentes sur le premier niveau en fonction des résistivités entre les différentes acquisitions pour les deux secteurs.....	173
Figure III.36 : Variations relatives de résistivité sous forme de mini-sections WS (rms < 4%) .....	176
Figure III.37 : Pointés et moyenne des pointés en fonction de l'offset pour oct09 sur le secteur sud .....	177
Figure III.38 : Hodochrones moyens pour les acquisitions de oct09, av10 et ma11 sur le secteur sud. Les vitesses et les épaisseurs des couches y sont figurées.....	178
Figure III.39 : Exemples de baisse de vitesse .....	178
Figure III.40 : Différences moyennes entre pointés en fonction de l'offset sur la zone sud. La courbe verte est le nombre de pointés utilisés pour la moyenne divisé par 10. Les pointillés verticaux représentent les interfaces des couches 2-3 et 3-4 .....	179
Figure III.41 : Pointés et moyenne des pointés en fonction de l'offset pour oct09 sur le secteur nord.....	180
Figure III.42 : Hodochrones moyens pour les acquisitions de oct09, av10 et ma11 sur le secteur nord. Les vitesses et les épaisseurs des couches y sont figurées.....	181
Figure III.43 : Différences moyennes entre pointés en fonction de l'offset sur la zone nord. La courbe verte est le nombre de pointés utilisés pour la moyenne divisé par 10. Les pointillés verticaux représentent les interfaces des couches 2-3 et 3-4 .....	182
Figure III.44 : Différences relatives entre les modèles inversés. 20 itérations à gauche et 60 itérations à droite .....	185
Figure III.45 : Chronique des débits du Durzon en noir et du niveau piézométrique des Menudes en bleu. En rouge sont figurées les différentes campagnes d'acquisition.....	187
Figure III.46 : Cumul inverse de précipitations efficaces (ETP fournie par Météo France) .....	188
Figure III.47 : Variations relatives des résistivités apparentes en fonction de la moitié de l'écartement maximal des électrodes (niveau) sur deux secteurs : epik (epikarst) et dol (doline).....	189
Figure III.48 : Différences relatives des résistivités apparentes du premier niveau en fonction des résistivités entre les différentes acquisitions pour les deux secteurs.....	190
Figure III.49 : Variations relatives des modèles de résistivité WS. La frontière entre les parties epik et dol est tracée en pointillés.....	191
Figure III.50 : Pointés et moyenne des pointés en fonction de l'offset pour oct09 sur le secteur epik .....	192
Figure III.51 : Hodochrones moyens pour les acquisitions de oct09, av10 et ma11 sur le secteur epik. Les vitesses et les épaisseurs des couches y sont figurées.....	193
Figure III.52 : Différences moyennes entre pointés en fonction de l'offset sur le secteur epik. La courbe verte est le nombre de pointés utilisés pour la moyenne divisé par 10. Les pointillés verticaux .....	194
Figure III.53 : Différences moyennes entre pointés en fonction de l'offset sur le secteur dol. La courbe verte est le nombre de pointés utilisés pour la moyenne divisé par 10 .....	195
Figure III.54: Différences relatives entre les modèles inversés. 20 itérations à gauche et 60 itérations à droite. La frontière entre les parties epik et dol est tracée en pointillés .....	197
Figure III.55 : Modélisation de la variation du stock d'eau depuis juillet 2009 sur le site de l'Hospitalet. A gauche, amplitudes des signaux RMP mesurées et modélisées d'après les profils de teneur en eau de droite (Boucher <i>et al.</i> , 2010).....	199
Figure III.56 : Modèle conceptuel de l'épikarst à partir des interprétations géophysiques sur le secteur epik de HOS et sur le secteur sud de MEN. Les différences sont toujours dans le sens hautes eaux (HE) -basses eaux (BE).....	200
Figure C.1 :Spectres totaux des sismogrammes de la partie epik sur l'Hospitalet (à gauche) et de la partie sud sur les Ménudes (à droite) .....	213

# Liste des tableaux

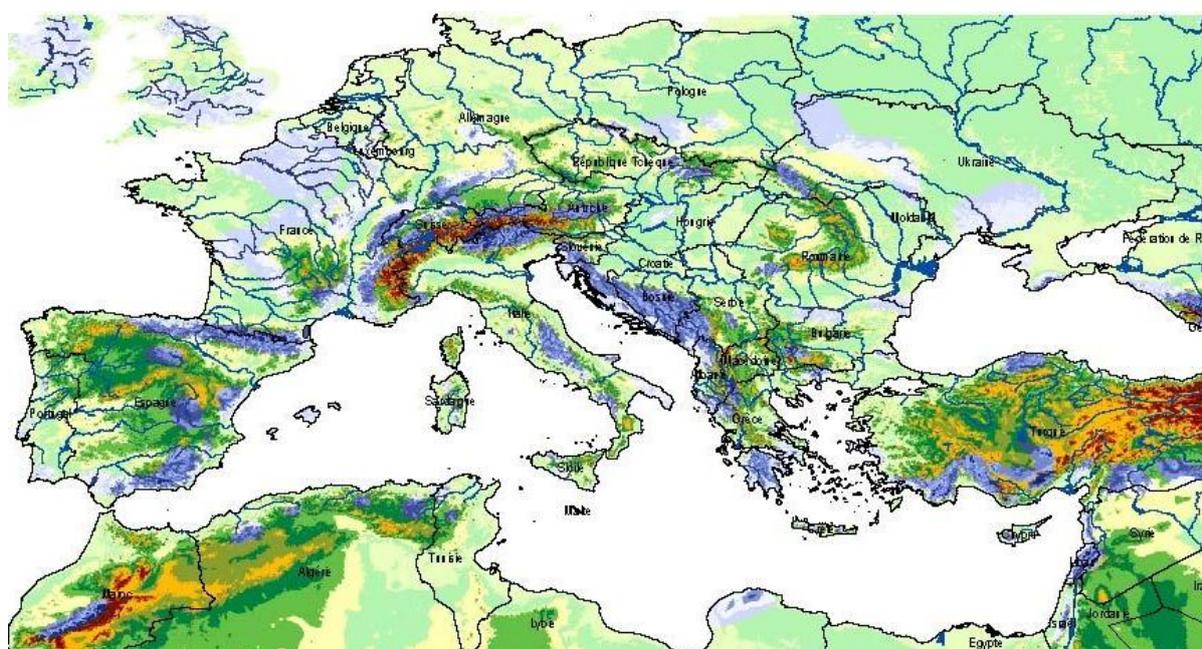
Tableau III.1 : Valeurs de vitesse pour un modèle 3 couches pour les 4 acquisitions..... 159



# INTRODUCTION

## Problématique

Le karst fascine les amateurs et les professionnels par ses formes très diversifiées, qui débütent à la surface, et qui se prolongent à des profondeurs vertigineuses encore vierges de toute exploration. De nombreuses communautés scientifiques tentent encore de percer ses secrets et de proposer des clés pour expliquer le fonctionnement passé et actuel d'un système karstique. Outre ses expressions morphologiques remarquables, ses ressources en eau potable en font un enjeu très important, notamment dans la région méditerranéenne où ce type d'aquifère est très présent (*Figure 0.1*), et les besoins en eau potable conséquents.



**Figure 0.1 : Carte des affleurements des ensembles karstiques (en bleu) autour de la Méditerranée (Bakalowicz et Dörfliger, 2005)**

De nombreux travaux de recherche, développés dans la partie I.A., ont été effectués afin de synthétiser les méthodes d'évaluation des ressources en eau du karst du point de vue hydrodynamique et hydrogéochimique. Ces approches méthodologiques fondées sur l'analyse des chroniques de débits et des écoulements souterrains d'origine karstique renseignent sur la compréhension du fonctionnement d'un aquifère karstique et l'évaluation de ses ressources en eau à l'échelle du bassin hydrogéologique. Toutefois, la localisation des ressources et la compréhension des processus de recharge dans la zone non saturée sont plus complexes. Les études basées sur les mesures de débits souterrains, permettent de renseigner sur le fonctionnement hydrodynamique plus local du système karstique (SK). Cependant, la

structuration des écoulements entre la surface et la zone noyée reste mal connue, faute d'y avoir accès. De nombreuses méthodes ont montré l'existence d'un réservoir perché dans la partie superficielle plus perméable du karst : l'épikarst. C'est donc par ce réservoir que transite une partie de la recharge de l'aquifère profond. Ainsi, le localiser et quantifier son volume hydrique représente un enjeu majeur pour la caractérisation et la protection de la ressource en eau. Encore reste-il à savoir comment celui-ci fonctionne et quels sont ses liens avec la profondeur et les points d'infiltration rapide ?

Par ailleurs, ces points d'infiltration rapide (dolines, avens, fractures) peuvent être très nombreux dans le paysage karstique. Il est nécessaire de protéger ces zones faces à des pollutions diffuses et accidentelles qui contamineraient alors la ressource en eau. Cependant, les méthodes de cartographie de la vulnérabilité à la pollution des aquifères karstiques (méthodes EPIK, PaPRIKa,...) supposent une bonne connaissance de la répartition spatiale des zones d'infiltration rapide, une vue synthétique sur la nature de la roche aquifère et sur la densité et l'organisation de la fracturation de la roche ainsi que sur l'épaisseur de la couverture meuble protectrice.

La géophysique est une approche locale et elle est utilisée ici pour décrire la géométrie des objets étudiés, mais également pour étudier les variations des paramètres (résistivité électrique, vitesse sismique) lors de conditions hydrodynamiques contrastées.

La problématique de ce manuscrit est centrée sur les questions suivantes :

- Quelle est la forme en profondeur des dolines ? Peut-on y observer des connexions verticales vers la profondeur avec les outils géophysiques ?
- Peut-on caractériser les dimensions et la structure de l'épikarst par les méthodes géophysiques ?
- Quels sont les liens hydrodynamiques entre l'épikarst et la partie profonde ? La recharge passe-t-elle par la matrice ? les fractures ? les points d'infiltration rapide (dolines et avens) ?
- Quelle est l'influence de la saturation en eau sur les mesures géophysiques ? Qu'apporte en plus le suivi temporel géophysique ? Peut-on détecter des zones de stockage ? Peut-on estimer des saturations en eau ?

De nombreux exemples de géophysique appliqués à des SK sont présents dans la littérature scientifique (cf. *supra I.B*). Toutefois, la tomographie de sismique réfraction (SRT) est assez peu utilisée dans le domaine karstique ; celle-ci est très utilisée dans ce manuscrit. Elle

s'avère très utile à l'imagerie là où la tomographie de résistivité électrique (ERT) peut faire défaut et surtout, elle peut la compléter par des informations nouvelles.

Le suivi temporel ERT est assez présent dans la littérature scientifique, mais celui-ci n'est quasiment pas utilisé dans les SK. Dans ce travail, celui-ci est couplé au suivi temporel SRT, approche très rare dans le monde de la géophysique en général.

### **Organisation du manuscrit**

Sept sites ont été étudiés lors de cette thèse dont trois comportent des dolines, deux ont un épikarst assez développé et trois contiennent des ressources en eau importantes. Certains sites contiennent même plusieurs de ces aspects. Afin de garder une présentation synthétique des résultats et de ne pas faire un catalogue de sites étudiés, un plan séparant l'étude des morphologies superficielles (caractérisation structurale) de l'étude du comportement de celles-ci face à la saturation (caractérisation temporelle) est proposé. Ce plan amène par contre certains sites à être étudiés dans deux ou trois parties différentes, obligeant malheureusement le lecteur à quelques allers-retours entre ces parties.

Ce manuscrit est organisé en trois chapitres avec un premier présentant les différentes morphologies karstiques classiques et leur fonctionnement hydrodynamique. A la suite vient une étude bibliographique sur les apports de la géophysique aux systèmes karstiques, puis une présentation des méthodes utilisées dans ce travail est proposée avant d'aborder les objectifs plus spécifiques de cette présente thèse.

Le deuxième chapitre est consacré à la caractérisation des formes karstiques de surface, avec une première sous-partie axée sur la caractérisation des dolines sur trois sites différents avec les méthodes électriques et sismiques. Puis, une deuxième sous-partie présente deux études de zones altérées formant la zone épikarstique du Causse du Larzac avec les mêmes méthodes géophysiques.

Enfin, après une caractérisation structurale dans la partie précédente, le troisième et dernier chapitre est consacré au suivi temporel électrique et sismique, afin de mieux appréhender le contrôle hydrique sur les paramètres géophysiques. Les résultats serviront aussi bien à suivre les variations d'un aquifère qu'à caractériser l'infiltration et le stockage dans l'épikarst.



---

**CHAPITRE I : Le système  
karstique et ses enjeux vis-à-vis  
de la géophysique**

---



Ce chapitre est découpé en quatre parties. La première partie décrit tout d'abord les morphologies que l'on peut rencontrer en paysage karstique, avant d'aborder l'aspect hydrodynamique du système karstique et enfin les différents type de karstification. La deuxième partie expose les apports de la géophysique pour l'étude des systèmes karstiques au travers de nombreuses publications internationales. La troisième partie est consacrée aux méthodes géophysiques utilisées, avant de présenter les objectifs de cette présente thèse dans une quatrième partie.

## ***1.A. Présentation générale du karst***

Cette partie est inspirée de la très bonne description du karst dans la thèse de Chalikakis (2006).

De nombreuses définitions ont été proposées pour désigner convenablement le processus qui résulte de l'action dissolvante de l'eau sur certains types de roches. Dans ce manuscrit, la définition proposée par Bakalowicz (1999) a été retenue : le karst est l'ensemble de formes superficielles et souterraines résultant de la dissolution de roches carbonatées (calcaires, dolomies) par l'eau rendue acide par le dioxyde de carbone ; par extension, l'ensemble de formes comparables se développant dans les roches salines (gypse, anhydrite, halite).

L'origine du mot karst est allemande et provient de la dénomination géographique d'une région s'étendant de Trieste en Italie, jusqu'au mont Snežnik à l'Est en Slovénie ; cette région était souvent étendue à une région située plus au Nord, le karst de la Carniole jusqu'à Ljubljana, avec la célèbre grotte de Postojna, Adelsberg (Cvijic, 1960). Le mot « karst » s'est répandu dans l'Europe centrale et occidentale. On désigne sous le nom de « phénomènes karstiques » les formes du relief, les caractères morphologiques et les processus hydrographiques particuliers aux terrains calcaires ou salins sur toute la surface de la Terre. En effet, le paysage karstique résulte des écoulements souterrains particuliers qui se mettent en place progressivement dans les roches carbonatées et salines et constitue également un aquifère puisque l'eau souterraine est totalement impliquée dans sa formation et dans son fonctionnement (Mangin, 1975 ; Bakalowicz, 1999).

Dans un premier temps, une description des morphologies typiques du paysage karstique est présentée, avant de voir les aspects hydrodynamiques du karst. Enfin, les processus de

karstification et les différentes formes d'altérations sont détaillés à la fin de cette partie. Bien qu'il existe d'autres manières de voir et d'étudier le karst comme les approches génétique, spéléologique, chimique, climatique et archéologique, ce manuscrit est plus centré sur les visions morphologiques et hydrodynamiques, dans le cadre de l'approche fonctionnelle telle que décrite par Mangin (1975). Dans celle-ci, la définition et la compréhension du karst découlent de l'analyse du fonctionnement de l'aquifère, d'où son nom d'approche fonctionnelle. Cette démarche a débouché sur la définition du système karstique : "ensemble de formes de surface et souterraines organisées les unes par rapport aux autres pour constituer une unité de drainage".

### **I.A.1. Morphologies karstiques caractéristiques**

Une grande diversité morphologique et hydrographique est constatée dans les différentes régions karstiques (*Figure 0.1*). La composition chimique de la roche et le climat, sa couverture sédimentaire, la tectonique de la région, la présence et l'épaisseur de couches imperméables intercalées, sont des facteurs qui peuvent contrôler l'évolution de la karstification et provoquer des différences morphologiques considérables entre les régions karstiques.

On peut tout d'abord distinguer les formes karstiques de surface (exokarst) des formes souterraines (endokarst). Les dolines sont, avec les lapiaz, les premières expressions du karst en surface, même si on peut parfois retrouver ces morphologies plus en profondeur, notamment sous une couverture de sol (*Figure 0.1*). Les poljés, gouffres, avens et ouvalas sont également des formes superficielles remarquables par leurs dimensions car si les poljés et les ouvalas peuvent s'étaler sur de larges surfaces, les gouffres et les avens peuvent parfois atteindre des profondeurs de plusieurs centaines de mètres comme dans le système de Mammoth Cave aux Etats-Unis (Palmer, 1989).

En profondeur justement, on peut trouver des cavités de plus ou moins grande dimension, ainsi que des réseaux de conduits se développant parfois sur plusieurs dizaines de kilomètres linéaires et plusieurs centaines de mètres verticalement.

Toutes ces morphologies sont très bien décrites dans les ouvrages de Nicod (1972) et Salomon (2006).

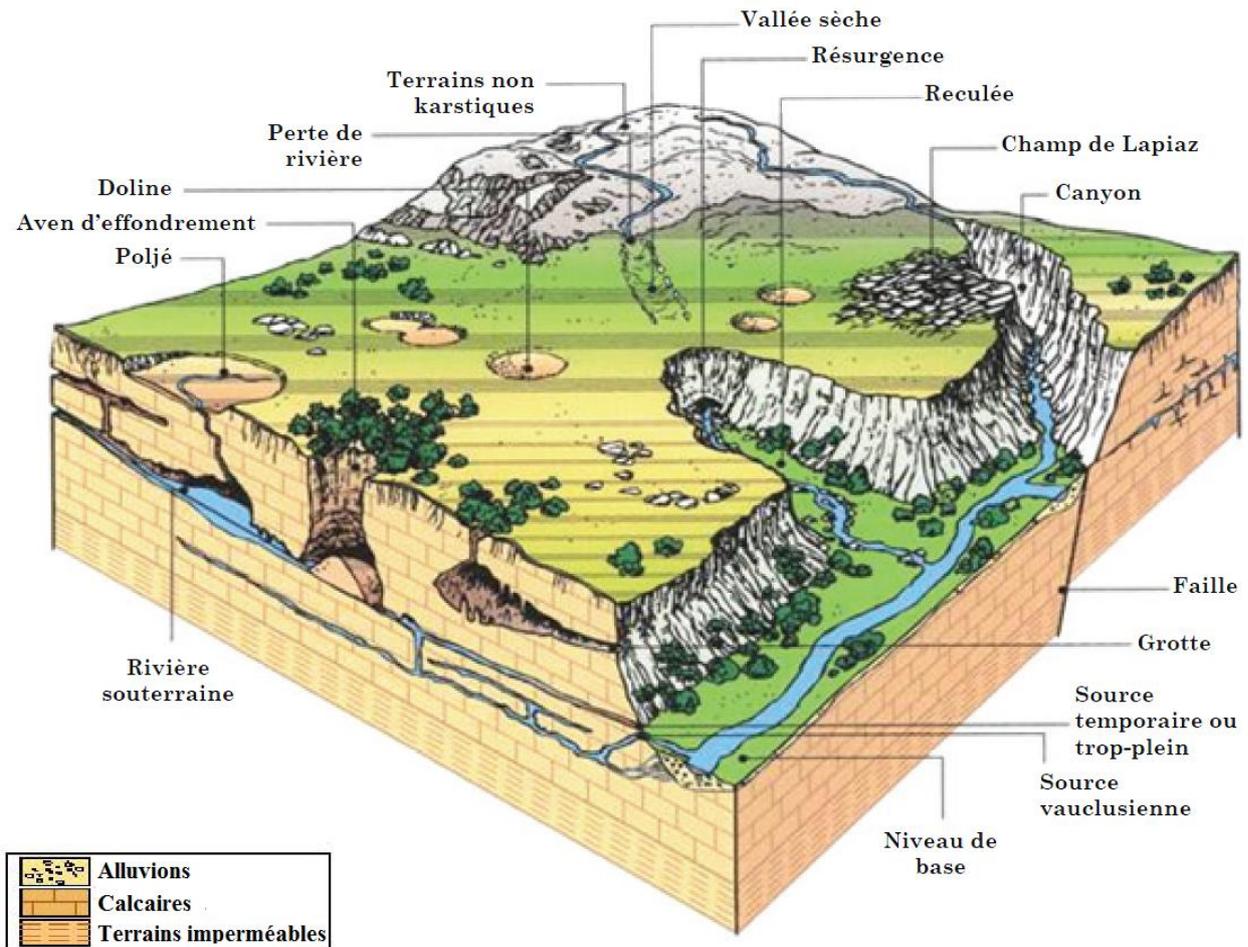


Figure 0.1 : Bloc-diagramme d'un paysage karstique synthétique (Bakalowicz, 1999)

L'eau de pluie infiltrée se charge en gaz carbonique d'origine pédologique lors de son passage à travers le sol et, sous l'effet d'un gradient hydraulique, circule dans les fractures de la roche. La karstification autour de ces fractures accroît les vides et le transport des particules solubles et insolubles provoque la création de vides plus importants. Des conduits organisés en réseau se forment ainsi et drainent les eaux depuis la surface jusqu'à une source généralement unique tandis que des zones de stockage connectées au réseau de conduits prennent place dans la zone saturée (Mangin, 1975, Bakalowicz et Dörfliger, 2005). Le résultat final se traduit par une hétérogénéité considérable du milieu avec une organisation des vides déterminée par les écoulements souterrains (Mangin, 1975).

## I.A.2. Caractère hydrodynamique du karst

Dans l'approche fonctionnelle, le fonctionnement des aquifères karstiques est étudié globalement, c'est à dire à l'échelle du bassin hydrogéologique en analysant les eaux à l'exutoire du système. Cela peut être d'un point de vue hydrochimique en étudiant les ions de l'eau et les isotopes (Bakalowicz, 1979 ; Plagnes, 1997 ; Emblanch, 1997), d'un point de vue hydrodynamique en étudiant les variations de débits par rapport aux entrées de pluie efficace (Mangin, 1975 ; Marsaud, 1996 ; Labat, 2000) ou encore à l'aide de modèles pluie-débit (Fleury *et al.*, 2007 ; Moussu *et al.*, 2011). La plupart du temps, plusieurs de ces approches sont combinées.

Au travers de nombreux travaux similaires et des observations in-situ, l'aquifère karstique proprement dit est divisé en trois zones principales : l'épikarst, la zone d'infiltration (zone non saturée) et la zone noyée (zone saturée) (Mangin, 1975, Bakalowicz, 1979).

Dans la zone noyée (*Figure 0.2*), les conduits assurent le rôle transmissif de l'aquifère, tandis que le côté capacitif est plutôt localisé dans les cavités moins bien connectées aux drains et aussi dans les fractures et la porosité inter-granulaire de la matrice rocheuse. Des études de décharge de conduits avec des traceurs ont montré des zones plus ou moins transmissives dans le réseau de drains (Morales *et al.*, 2010). Les échanges entre conduits et matrice ont aussi fait l'objet de publications (Faulkner *et al.*, 2009 ; Bailly-Comte *et al.*, 2010).

La zone d'infiltration fait elle aussi l'objet d'études hydrodynamiques avec notamment des pluviomètres installés sous des stalactites pour corrélérer ce signal à celui de la pluie (Genty et Deflandre, 1998 ; Baker et Brunson, 2003 ; Arbel *et al.*, 2010). Les auteurs ont montré un effet piston (transfert de pression entre la pluie nouvelle et les eaux plus profondes) et un mélange entre eaux d'infiltration rapide et eaux ayant un certain temps de séjour dans le système karstique. Ces phénomènes ont déjà été décrits dans la littérature à partir de l'analyse chimique à l'exutoire (Plagnes, 1997).



La zone d'alimentation est la partie la plus proche de la surface. Cette partie est caractérisée par un fort degré de fracturation et d'altération. Les eaux d'infiltration peuvent être momentanément retenues en formant un petit réservoir temporaire perché : l'épikarst (*Figure 0.3*). Cette zone saturée temporaire et discontinue, constitue l'aquifère épikarstique, elle assure l'interface entre le karst sous-jacent et les phénomènes externes et une alimentation permanente via l'infiltration lente vers la zone noyée (Bakalowicz, 1995 ; Kiraly, 2002 ; Perrin *et al.*, 2003). Les eaux y sont soumises à l'évapotranspiration.

Le rôle de l'épikarst et son lien avec les dolines est très bien décrit par Williams (1983) et Klimchouk (2004) en propose une définition et une classification. L'épikarst est donc la frange plus altérée du massif carbonaté où la porosité et la perméabilité sont plus fortes et plus homogènes. Ce sous-système a une fonction régulatrice car il stocke l'eau et distribue la recharge à la zone d'infiltration de manière rapide ou lente (*Figure 0.3*).

Il faut noter également que même si la majorité de la porosité de l'épikarst est souvent représentée par des fractures, on peut aussi y trouver des conduits ainsi qu'une porosité matricielle (plus forte pour les dolomies par ailleurs).

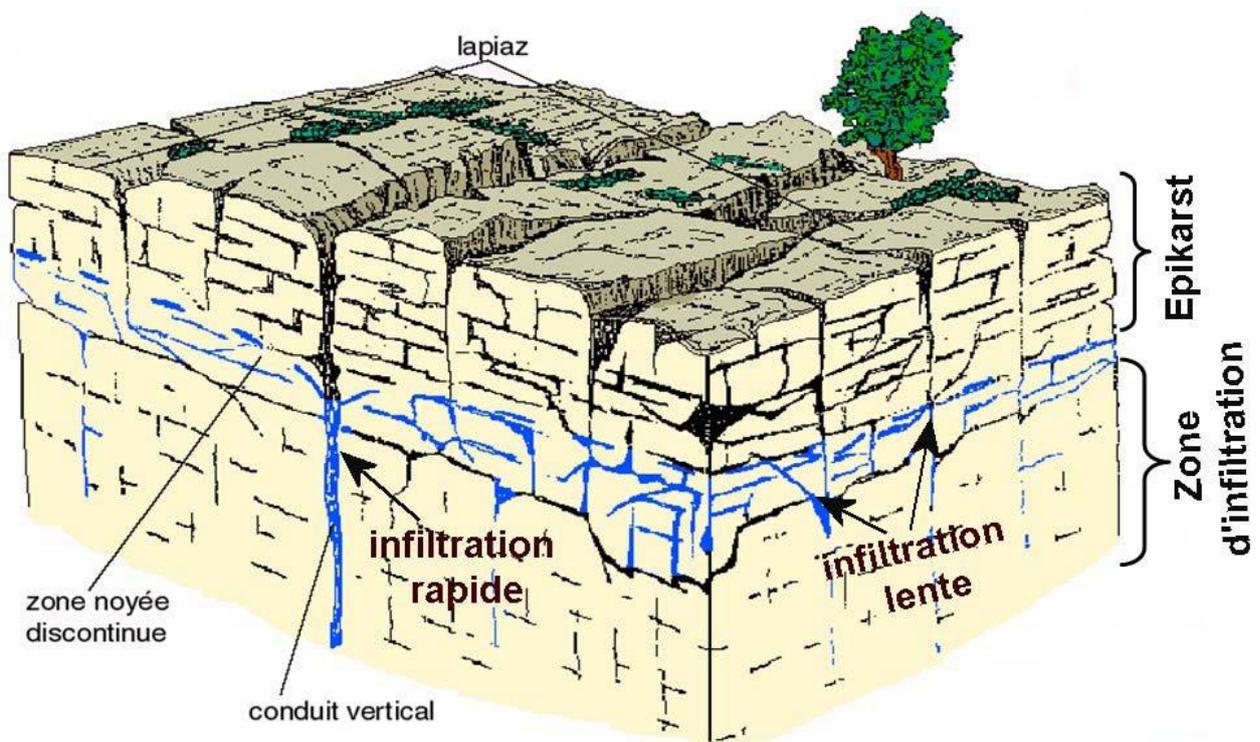


Figure 0.3 : Schéma représentatif de la zone épikarstique (Mangin, 1975)

### **I.A.3. Karstification et type d'altérations**

Le système karstique provient d'une structuration spatiale et temporelle d'un ensemble de vides creusés au détriment de discontinuités dans une masse rocheuse grâce à une dissipation d'énergie (Quinif, 1998).

- La dissipation d'énergie résulte de la transformation de trois types d'énergies (chimique, potentielle et mécanique) : l'énergie chimique est la dissolution des roches carbonatées et donc la mise en solution d'ions ( $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{HCO}_3^-$  par exemple) et la production de particules solides (argiles, sables...). L'eau acquiert un potentiel chimique plus important si elle est chargée en  $\text{CO}_2$ . L'énergie potentielle permet l'évacuation des particules solides et en solution et donc dépend de la différence d'altitude entre l'entrée et la sortie et aussi de la quantité d'eau reliant ces deux points. Et enfin, l'énergie mécanique, créant et ré-ouvrant la fracturation ou provoquant la surrection du massif, ce qui augmente l'énergie potentielle.

- Les discontinuités du massif rocheux permettent une circulation des eaux souterraines par certaines familles de fractures, dépendant de la perméabilité de celles-ci et donc des directions de contraintes tectoniques et du gradient hydraulique.

- La structuration temporelle et spatiale qui aboutit à la formation du système karstique résulte de la dissipation des énergies mises en œuvre dans un système ouvert. Le système de drainage tend à s'organiser de mieux en mieux au fil du temps.

Comme le montre la *Figure 0.4*, les deux tiers de la dissolution sont concentrés à la surface du massif et le quasi tiers restant est localisé dans le massif. En effet, seul 0.05% de la dissolution sert à élargir le conduit en zone dénoyée dans le cas du karst des Mendip Hills (Atkinson et Smith, 1976). De nombreux auteurs attribuent la majorité de la dissolution à la zone d'infiltration (Aubert, 1969 ; Mudry, 1987 ; Lastennet, 1994 ; Maire, 1994) avec environ 65% pour les systèmes des Préalpes en Haute Savoie, et 70% pour les karsts du Jura. Plagnes (1997) a montré qu'environ 80% de la dissolution se produit au niveau de la zone d'infiltration sur le Causse du Larzac.

C'est donc à partir de la surface que va se développer la majorité de l'altération, là où les eaux se seront chargées en CO<sub>2</sub> pédologique créant ainsi de remarquables morphologies karstiques de subsurface.

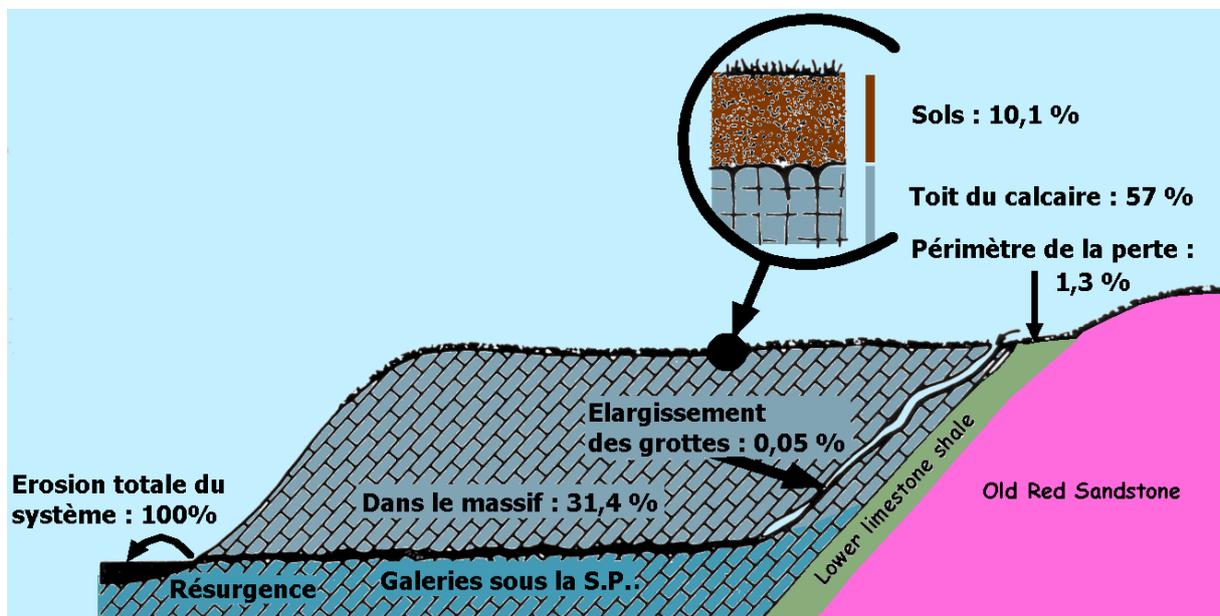


Figure 0.4 : Localisation de la dissolution dans un réseau karstique exemplaire. Ce schéma localise la dissolution du calcaire dans un système karstique perte-résurgence inspiré du karst des Mendip Hills (d'après Atkinson et Smith, 1976). Les données sont obtenues par des analyses chimiques sur échantillons prélevés aux différents endroits

L'altération chimique joue un grand rôle dans la karstification car elle est à la base de l'exportation de matière hors du système (Ford et Williams, 1989). Cependant, les observations spéléologiques et en surface ont permis de dégager trois modes d'actions (Quinif, 2010) :

### La corrosion

C'est le mode d'action le plus couramment invoqué pour expliquer la création des vides en

surface comme en profondeur. L'action chimique de l'eau sur la roche provoque le départ de matière et donc la formation de vides.

### La cryptoaltération

La cryptoaltération se développe au contact des calcaires et d'une couverture suffisamment perméable et non karstifiable (Quinif *et al.*, 1997 ; Bruxelles *et al.*, 1999 ; Jaillet, 2000 ; Salomon, 2006). L'eau se charge en CO<sub>2</sub> dans les sols et la couverture, et dissout le calcaire à l'interface. Ce processus ne génère pas de vides car la couverture s'enfonce dans les zones où la matière a été dissoute. On peut ainsi trouver des cryptolapiaz et des cryptodolines comme le montre la *Figure 0.5*.

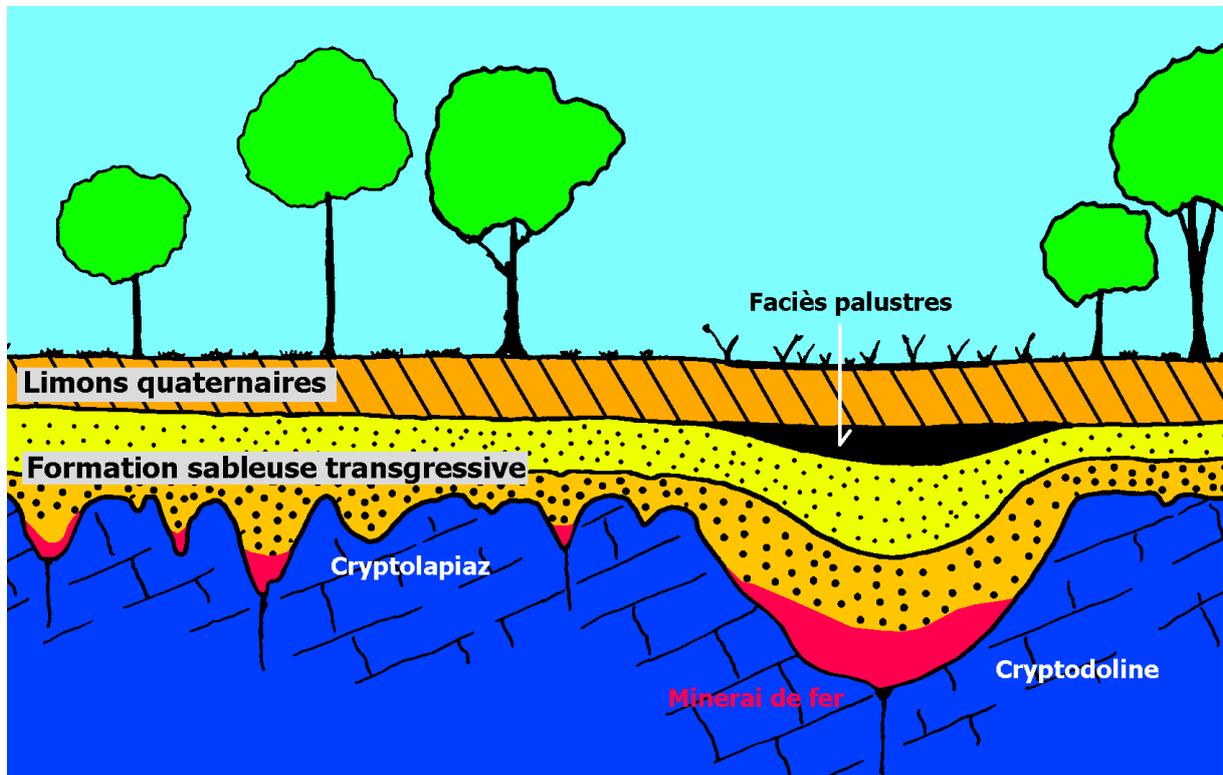


Figure 0.5 : Coupe de principe au travers d'un cryptokarst. Le toit du calcaire est découpé en lapiaz à gauche et cryptodoline à droite sous la couverture perméable sableuse (Quinif, 2010)

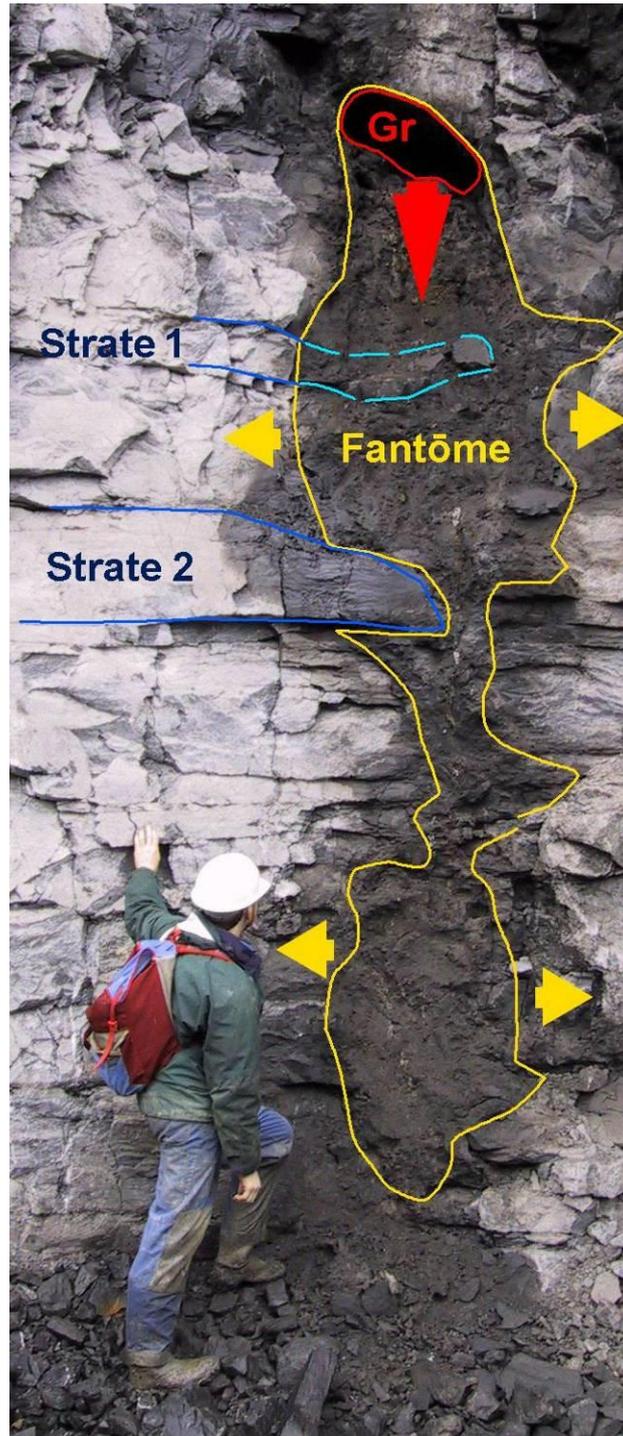
### La fantômisiation

C'est l'altération isovolumique d'une masse rocheuse, tout au moins dans sa première phase. Le terme de ce processus vient de ce que le massif fantômisé apparaît de loin intact ; la stratification, les accidents lithologiques sont toujours visibles mais la roche est devenue non cohérente, très poreuse, par disparition d'éléments solubles et conservation in situ des éléments moins solubles (Quinif *et al.*, 1993 ; Vergari et Quinif, 1997 ; Kaufmann *et al.*,

1999). Les vides souterrains résultants sont des pores et non des conduits. La fantômisiation se déroule à partir de la surface per descensum, se traduisant par la formation de couloirs parallèles (*Figure 0.6*) qui se réunissent pour dessiner de vastes volumes en forme d'entonnoirs ou d'hémisphères géants : les couloirs ont des largeurs de l'ordre de quelques mètres et des longueurs décamétriques, les grands fantômes ont des diamètres d'ordre hectométrique et des profondeurs allant jusqu'à plus de 100 m sous la surface du sol. Plus bas, ces structures se prolongent sous la forme de pseudo-endokarsts qui affectent la forme de galeries colmatées. La grande différence avec une galerie colmatée est qu'ici, le colmatage est en fait le résidu in situ de l'altération (Vergari, 1998). Jamais cette structure n'a été vide de matière. Ces pseudo-endokarsts dessinent des formes géométriques complexes qui se calquent sur la fracturation. Dans une phase évolutive ultérieure, le résidu d'altération se tasse sur lui-même et un vide apparaît au toit de la pseudo-galerie (*Figure 0.7*).



**Figure 0.6 : Un couloir dans le calcaire à entroques « petit granit » dans la carrière de Gauthier-Wincqz à Soignies. Le couloir se termine vers le bas en biseau et marque ainsi la limite extrême de l'altération. La paroi altérée à l'intérieur est noire. Cliché : Yves Quinif.**



**Figure 0.7 : Pseudo-endokarst dans la carrière du Milieu à Gaurain Ramecroix. La forme fantôme est totalement circonscrite latéralement par la roche intacte. Le tassement de l'altérite résiduelle a dégagé une cavité au sommet (Gr). Cliché : Yves Quinif**

Néanmoins, ces vides et ces zones altérées sont des zones mécaniquement instables et sont des points d'infiltration potentielle. Ces zones font du karst un objet vulnérable face aux risques d'effondrement et de pollution de la ressource souterraine. La géophysique peut aider à localiser ces zones.

## **I.B. Apports de la géophysique aux systèmes karstiques**

La géophysique a déjà apporté beaucoup d'informations à la reconnaissance des systèmes karstiques. Une analyse des enjeux et un comparatif des méthodes à partir d'une étude bibliographique exhaustive ont été réalisés par Chalikakis *et al.* (2011). On peut d'ores et déjà distinguer les enjeux liés à la détection de la ressource en eau et à sa protection, des enjeux liés aux problématiques géotechniques ou encore ceux correspondant à des enjeux un peu moins appliqués (archéologie, climatologie et géomorphologie).

Les informations structurales sont essentielles pour bien connaître un système karstique, en effet, les discontinuités majeures (failles, contacts géologiques, fractures) auront un impact direct sur les écoulements. De plus, les hydrogéologues ont aussi besoin de connaître les limites des bassins d'alimentation des sources, celles-ci ne sont souvent pas faciles à mettre en évidence dans le karst (utilisation fréquente de traçages).

Les méthodes électriques et électromagnétiques permettent plutôt de bien localiser le toit de l'aquifère sous une couverture sédimentaire (Lange, 1999 ; Zhou *et al.*, 2000 ; Chalikakis 2006). Il y a moins d'exemples de publications en ce qui concerne les extensions horizontales : Šumanovac et Weisser (2001) ont montré les limites verticales d'un aquifère en combinant les méthodes électriques et sismiques et Rey (2007) a utilisé l'électrique pour délimiter les calcaires karstifiés des chaînons béarnais.

Pour la protection des eaux souterraines, il est important de localiser les zones fracturées et les points d'infiltration préférentielle ; la littérature scientifique fournit de nombreux exemples où la géophysique s'avère très utile dans cette configuration. Johnston et Carpenter (1998) ont utilisé la sismique réfraction pour évaluer la fracturation. Une étude très intéressante est celle de Busby (2000) où un dispositif électrique azimutal permet de repérer les directions de fracturation. Turberg et Barker (1996), Bosch et Müller (2005), Rey (2007) et Lopez (2009) ont utilisé les méthodes électriques et électromagnétiques pour identifier et localiser l'épikarst.

Les points d'infiltration préférentielle ont aussi fait l'objet de nombreuses publications. En effet, ceux-ci sont majoritairement étudiés dans le cadre des risques d'effondrements (Waltham et Fookes, 2003). Kaufmann et Quinif (2001) et Zhou *et al.* (2002) ont montré

l'utilité des tomographies de résistivité électrique (ERT) pour détecter des zones d'effondrements de la couverture. Betayneh *et al.* (2002) et Ezersky *et al.* (2006) ont utilisé le GPR (Ground Penetrating Radar) pour étudier les effondrements liés aux cavités salines près de la Mer Morte. Gutiérrez *et al.* (2008) et Pueyo-Anchuela *et al.* (2009 ; 2010) ont proposé des stratégies méthodologiques pour étudier les dolines dans la vallée de l'Ebre et aussi une classification des dolines selon leurs processus de genèse.

Les points d'infiltration préférentielle sont aussi étudiés en tant que zones vulnérables à la pollution des aquifères karstiques. En effet, McGrath *et al.* (2002) ont pu détecter des vides avec les méthodes électriques et gravimétriques et incorporer ces résultats dans un plan de protection de la ressource. Van Shoor (2002), Ahmed et Carpenter (2003), Jardani *et al.* (2007) et Valois *et al.* (2011) ont montré l'utilité des méthodes électriques et électromagnétiques pour détecter les structures infiltrantes.

La géophysique pour les dolines et leur remplissage est également utilisée dans des buts archéologiques (Siart *et al.*, 2009) ou encore d'un point de vue sédimentologique ou climatologique (Sauro *et al.*, 2009). Valois *et al.* (2010, en annexe) ont utilisé les méthodes électriques et électromagnétiques pour détecter les structures infiltrantes dans le cadre de la protection d'un patrimoine archéologique.

Du côté quantification de la recharge dans la zone d'infiltration, les publications de Jacob *et al.* (2009 et 2010) sont très intéressantes car elles montrent un stockage d'eau dans l'épikarst, alors que celui-ci est spatialement hétérogène. En effet, les mesures de gravimétrie absolue et relative ont permis de proposer une carte montrant les variations de la recharge à l'échelle du bassin versant.

Un des enjeux majeurs de la géophysique reste de détecter les ressources souterraines, car dans le karst, la ressource peut être répartie de manière très hétérogène. Il est donc nécessaire de localiser la cavité ou le drain noyé avant de forer. Pour les cavités proches de la surface, quelques méthodes ont été concluantes : l'électrique et la polarisation spontanée (Zhou *et al.*, 1999 ; Guérin *et al.*, 2009). L'absence de couverture a aussi permis à Al-Fares *et al.* (2002) de détecter une cavité remplie partiellement d'eau avec le Ground Penetrating Radar (GPR). La méthode la plus adaptée à la détection de cavités pleines d'eau reste la Résonance Magnétique des Protons (RMP) avec quelques exemples de réussite (Vouillamoz *et al.*, 2003 ; Guérin *et al.*, 2009 ; Legchenko *et al.*, 2008).

Dans le domaine karstique, on peut conclure que le GPR, la gravimétrie et la RMP sont utilisés pour des objectifs bien particuliers (cavités notamment) alors que les méthodes électriques et électromagnétiques ont fait leurs preuves sur des objets plus variés. Les méthodes sismiques sont assez peu utilisées et la suite de ce manuscrit montrera que celles-ci peuvent révéler des informations très intéressantes.

## ***I.C. Méthodes géophysiques utilisées***

Les méthodes employées majoritairement dans cette thèse sont la tomographie sismique et la tomographie de résistivité électrique. Elles sont utilisées car elles permettent une reconstruction du milieu investigué à deux dimensions et même à trois dimensions lorsque les données acquises le permettent. Cela semble plus adapté à l'imagerie de morphologies karstiques que les méthodes traditionnelles à une dimension car les morphologies étudiées sont souvent des objets 3D complexes. Cependant, la majorité des résultats présentés dans ce manuscrit sont sous forme de sections 2D car les mesures sont réalisées selon une ligne. Les algorithmes d'inversion alors utilisés pour reconstruire un modèle géophysique ont pour hypothèse que le milieu ne varie pas perpendiculairement au profil. Bien sûr, cela ne correspond jamais à la réalité, mais il est du devoir du géophysicien d'implanter la ligne de mesure de manière à respecter le plus possible cette hypothèse.

Enfin, il est important de rappeler que les modèles obtenus ne sont pas assimilables à des coupes géologiques car les solutions apportées par l'inversion ne sont pas uniques. En effet, les algorithmes d'inversion proposent des modèles qui reproduisent les données observées en minimisant une fonction coût. Pour une même valeur de cette fonction coût, il peut y avoir une infinité de modèles. De plus, les minimums obtenus peuvent être des minimums locaux et non des minimums globaux. Cependant, les modèles proposés sont assez lisses, à la fois pour ne pas trop s'écarter du minimum global et aussi pour des raisons calculatoires.

Néanmoins, il est important de quantifier la fonction coût à chaque fois que l'on propose un modèle pour juger si le modèle reproduit bien ou mal les données observées. Cette fonction coût est ici calculée avec le "Root Mean Square" (RMS) : erreur entre données observées et calculées au sens des moindres carrés.

## I.C.1. Tomographie de résistivité électrique

La méthode électrique est caractérisée par l'injection de courant et la mesure de la différence de potentiel, réalisées à partir d'électrodes plantées dans le sol. Cette mesure (rapport de la différence de potentiel sur le courant injecté) multipliée par un coefficient dit géométrique - dépendant de la disposition des électrodes - permet d'obtenir la résistivité électrique apparente en  $\Omega.m$ . Elle est une mesure "intégrante", et représentative d'un certain volume de terrain qui dépend de la position et de la géométrie du dispositif utilisé et bien sûr, de la distribution des résistivités dans le sous-sol. Le dispositif de mesure est constitué de deux paires de pôles, la première ayant pour rôle d'injecter le courant (les électrodes C1 et C2) et la seconde recueillant le signal (les électrodes P1 et P2) soit la différence de potentiel produite par l'injection du courant dans le milieu environnant.

L'équipement de prospection électrique multi-électrodes (ERT) utilisé lors de cette thèse, est composé d'un résistivimètre Syscal Pro (Iris Instruments) et d'un dispositif de connexion de 96 électrodes. Ce type de technique d'acquisition permet d'acquérir, après l'installation du dispositif, un grand nombre de mesures correspondant aux combinaisons de quatre électrodes à partir des 96 disponibles (Dahlin, 2001).

Dans ce manuscrit, deux configurations d'électrodes ont été utilisées (*Figure 0.8*). Elles représentent l'arrangement géométrique entre les pôles d'injection de courant (électrodes C1 et C2) et les pôles de mesure de potentiel (électrodes P1 et P2) :

- a) le dipôle-dipôle (DD) qui est plus sensible aux structures verticales et aux cavités (Dahlin et Zhou, 2004),
- b) le Wenner-Schlumberger (WS) qui est plus sensible aux structures horizontales et moins affecté par le bruit (hétérogénéités locales en surface par exemple) que le DD.

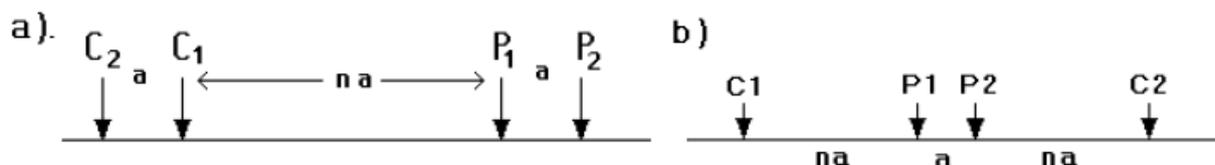


Figure 0.8 : Dispositifs de mesure : a) dipôle-dipôle, b) Wenner-Schlumberger

Les données acquises le long d'une ligne en surface doivent être traitées avec un logiciel d'inversion produisant un modèle 2D de résistivité qui peut expliquer les données mesurées (Figure 0.9) (Loke et Barker, 1996). Le logiciel utilisé dans ce manuscrit est le logiciel commercial "Res2dinv". Les modèles peuvent varier suivant les paramètres d'inversion mais aussi en fonction de la configuration d'électrode utilisée (DD ou WS). Un critère de fiabilité du modèle est l'écart entre les données mesurées et les données calculées à partir du modèle. Ce critère est dans notre cas l'erreur au sens des moindres carrés (RMS normalisé), car on utilise ici la norme L2 lors de l'inversion (Loke, 2009). Par exemple en WS, un RMS inférieur à 10% assure un modèle qui reproduit plutôt bien les données.

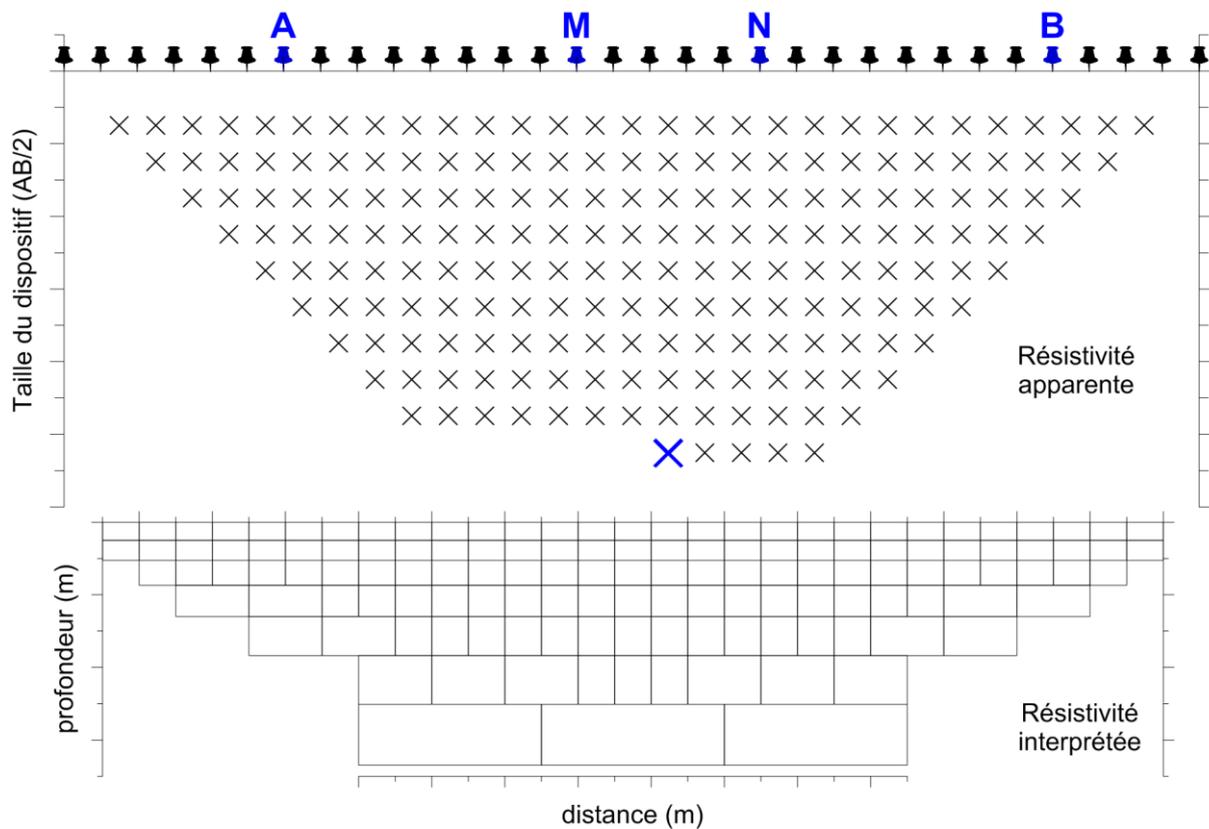


Figure 0.9 : Convention de représentation des résistivités électriques apparentes en tomographie électrique avec un dispositif WS, et modèle du sous-sol à l'origine des mesures

On peut donner ici quelques gammes de résistivités pour les matériaux que l'on peut rencontrer dans le paysage karstique (Guéguen et Palciauskas, 1997 ; Knödel *et al.*, 2007) :

- 2 à 100  $\Omega.m$  pour des argiles humides,
- 5 à 100  $\Omega.m$  pour de l'eau douce dépendant fortement de sa minéralisation,
- 50 à 1000  $\Omega.m$  pour du sable selon son état de saturation en particulier,
- 500 à 10000  $\Omega.m$  pour du calcaire ou de la dolomie selon sa teneur en argile et son état d'altération et de saturation.

## I.C.2. Tomographie de sismique réfraction

La tomographie de sismique réfraction (SRT) est une méthode qui permet d'obtenir des informations sur le comportement mécanique des matériaux (Kuniansky, 2005). Lors de cette thèse, on a utilisé jusqu'à 72 géophones verticaux (capteurs de mouvements verticaux du sol) espacés régulièrement de 5 m chacun, reliés à une station d'enregistrement (Stratavisor, Geometrics). Ensuite, des tirs à la masse ont été effectués entre chaque géophone pour créer des ondes qui se propagent dans le milieu et qui sont enregistrées par chaque géophone.

Les données utilisées sont les temps de trajet des premières ondes qui arrivent aux géophones : ce sont les ondes de compression (onde P). Tout d'abord, à proximité de la source, les premières ondes arrivées sont les ondes directes (*Figure 0.10*). Puis, en s'éloignant de la source, les premières arrivées sont les ondes réfractées, car dans la plupart des cas, les couches sont plus rapides en profondeur et ces ondes là "court-circuitent" les ondes directes. Dans cette configuration, plus les offsets (distance source-récepteur) sont grands, plus on a accès à des informations profondes. Les ondes réfléchies sont aussi enregistrées mais elles ne sont utilisées qu'une fois dans ce manuscrit. Elles permettent cependant d'obtenir des informations plus profondes.

Enfin, le logiciel d'inversion commercial "Rayfract" va créer un modèle 2D de vitesse sismique qui tentera au mieux de reproduire les temps de trajets des ondes mesurées, appelés pointés (car c'est l'utilisateur qui, ici, pointe les premières arrivées sur les sismogrammes). La méthode de calcul direct utilisé est la propagation d'ondes par volumes de Fresnel, à travers l'algorithme "Wavepath Eikoanl Traveltime tomography (WET)" (Schuster et Quintus-Bosz, 1993 ; Watanabe *et al.*, 1999). Un critère de validité du modèle obtenu est l'erreur entre les données observées et calculées : c'est le RMS exprimé ici en millisecondes. Un bon RMS doit être faible au regard des valeurs de temps pointés (entre 10 et 100 ms environ). Ainsi, un RMS inférieur à 2 ms assure ici que le modèle correspond bien aux données.

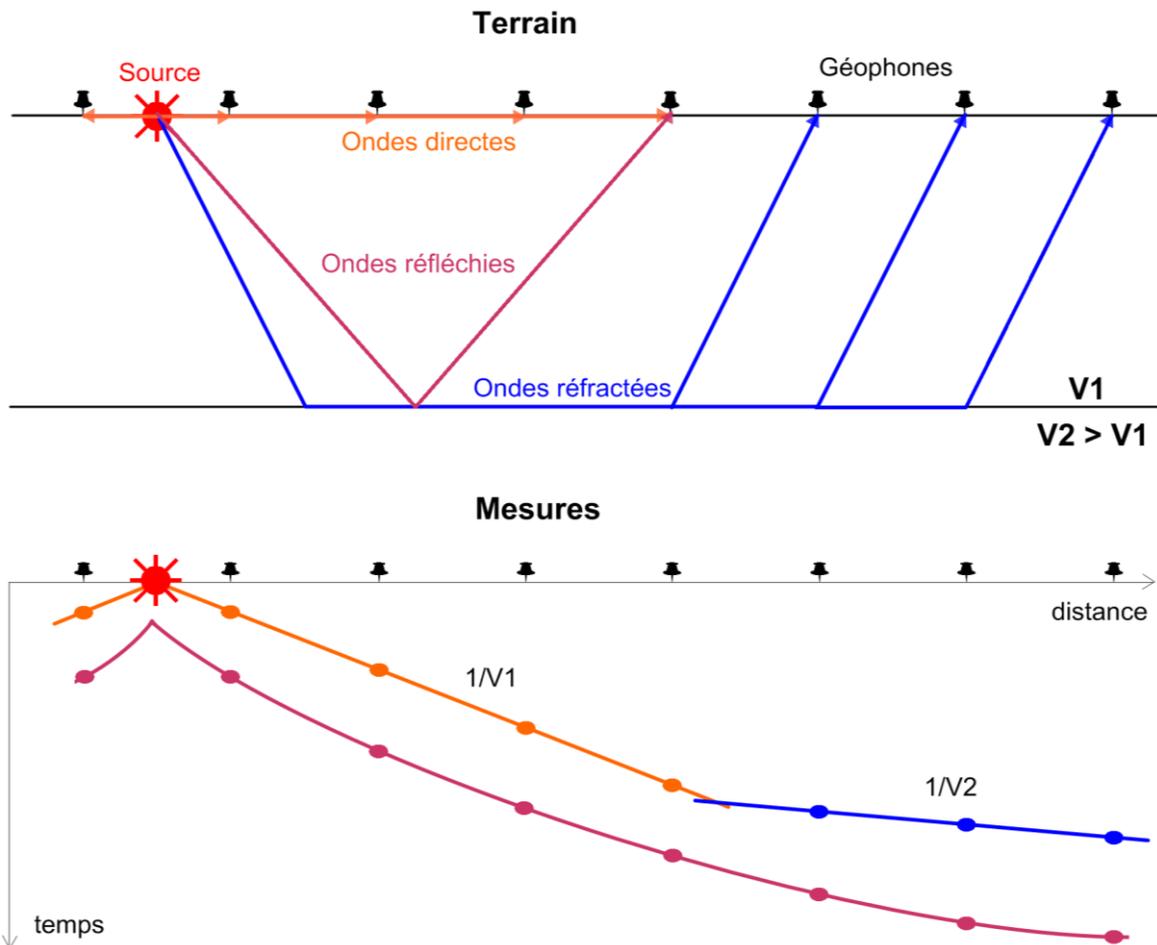


Figure 0.10 : Schéma simplifié des principales ondes en sismique en haut et domochroniques des principales ondes en bas

On peut donner ici des gammes de vitesses de compression pour les matériaux que l'on peut rencontrer dans le paysage karstique (Guéguen et Palciauskas, 1997 ; Mavko *et al.*, 1998) :

- 4000 à 7000 m/s pour des calcaires et dolomies saines (vitesses plus faibles si altérés),
- 1200 à 2400 m/s pour des argiles,
- 1500 m/s pour l'eau,
- 400 à 2000 m/s pour les sables dépendant surtout de leur état de saturation et de compaction,
- 300 à 700 m/s pour la terre végétale.

Le logiciel utilisé fournit également un diagramme de couverture indiquant où les rais sismiques se sont propagés. Ces diagrammes permettent d'identifier plus facilement le réfracteur que sur le modèle de vitesse car un réfracteur est une zone où les ondes se propagent majoritairement. On peut distinguer aussi les zones de faibles vitesses de manière assez nette car les premières arrivées évitent ces zones et sont ainsi associées à une couverture médiocre.

### I.C.3. Prospection par ondes de surface

#### Intérêt de l'analyse de la dispersion des ondes de surface en hydrogéophysique

De manière générale, la réponse sismique et l'interprétation des vitesses estimées est souvent délicate dans le contexte de la caractérisation des aquifères, à cause de leur variabilité en fonction de la lithologie (paramètres mécaniques intrinsèques et géométrie des milieux poreux le constituant, influence du degré de saturation, etc.). La perméabilité du milieu a également un effet sur la géométrie d'un réservoir hydrologique dont les contours peuvent varier en espace comme en temps, compliquant ainsi l'interprétation des données sismiques. Les géophysiciens cherchent à pallier ces limites, notamment à travers l'étude conjointe des vitesses ( $V_p$  et  $V_s$ ) des ondes compression (P) et de cisaillement (S), dont l'évolution est par définition fortement découplée en présence de fluides. D'un point de vue théorique, cette approche se révèle appropriée à la caractérisation de certains aquifères, en particulier grâce à l'estimation des rapports  $V_p/V_s$  ou du coefficient de Poisson. De récentes études montrent en effet que l'évaluation de ces rapports, ou de paramètres dérivés plus sensibles aux variations de saturation du milieu, peut être pratiquée de manière systématique grâce à la tomographie sismique en réfraction (en utilisant parallèlement ondes P et S) (Grelle et Guadagno, 2009). Mais d'un point de vue pratique, la mesure de  $V_s$  reste délicate à mettre en œuvre car les ondes S sont souvent difficiles à générer et à identifier sur les enregistrements.

Une alternative peut-être proposée par l'estimation indirecte de  $V_s$  à partir de l'inversion de la dispersion des ondes de surface (Socco *et al.*, 2010). Mais cette méthode ne permet de proposer qu'un modèle unidimensionnel (1D) des  $V_s$  du milieu en fonction de la profondeur, à l'aplomb d'un dispositif sismique. Elle souffre par ailleurs de diverses limites théoriques et expérimentales justifiant le besoin de développements méthodologiques (Bodet *et al.*, 2005, 2006, 2009). Cependant, la prospection par ondes de surface peut être déployée le long de sections linéaires ou selon une maille de surface, dans le but de reconstruire un modèle 2D ou 3D de distribution des  $V_s$  du sous-sol (Bodet *et al.*, 2010; Boiero et Socco, 2010). Cet aspect présente un intérêt notamment dans l'objectif de pallier les limites (précédemment décrites) de la prospection par ondes S. L'inversion de la dispersion des ondes de surface a ainsi été récemment proposée comme outils de caractérisation 2D des paramètres hydrogéologiques du sous-sol (Cameron et Knapp, 2009).

## Prospection par ondes de surface : acquisition et traitement

La dispersion des ondes de surface peut être analysée à partir d'enregistrements sismiques classiques (réfraction, réflexion). Le champ d'onde est transposé dans le domaine fréquence-nombre d'onde (ou fréquence longueur), dans lequel les modes de propagation des ondes de surface (ondes de Rayleigh ou Love en fonction de la composante enregistrée) peuvent être pointés sous la forme de courbes de dispersion (*Figure 0.11*). Ces courbes sont alors inversées pour obtenir un modèle de 1D de  $V_s$  en fonction de la profondeur. Lorsque cette méthode est appliquée le long d'un profil linéaire, on peut reconstruire une pseudo-section 2D des  $V_s$  à partir des inversions 1D sur une partie de ce profil (Socco *et al.*, 2010). Une limitation bien connue de la méthode est le compromis à trouver entre résolution latérale et profondeur d'investigation (Gabriels *et al.*, 1987). La formulation du problème inverse impose de considérer un milieu 1D à l'aplomb du dispositif. Celui-ci doit en plus être suffisamment court afin d'assurer une bonne résolution latérale lors d'un profilage 2D. Mais le dispositif doit être assez long pour enregistrer de grandes longueurs d'ondes afin d'obtenir une profondeur d'investigation suffisante et d'atténuer les effets d'offsets proches (Bodet *et al.*, 2005, 2009). Toutefois, plusieurs contremesures existent pour pallier ces défauts, notamment lorsque le jeu de données sismique contient des données redondantes, ce qui est le cas en sismique réflexion ou en tomographie d'ondes P. Des techniques de traitements spécifiques, comme la sommation de la dispersion sur certaines gammes d'offsets, peuvent être utilisées pour réduire l'emprise latérale des mesures de dispersion (Neduczka, 2007). Il est de cette façon possible d'extraire « plus localement la dispersion » et d'obtenir une information sur les variations latérales des  $V_s$  du milieu ausculté (Boiero and Socco, 2010).

D'une manière générale, les ondes de surface sont omniprésentes dans la majorité des enregistrements sismiques classiques (réflexion, réfraction) et leur propagation est très fortement liée à  $V_s$ . Nous proposons donc de tirer profit de ces propriétés afin d'appliquer simultanément sismique réflexion en ondes P et inversion de la dispersion des ondes de surface dans le contexte de l'étude du site des Menudes.

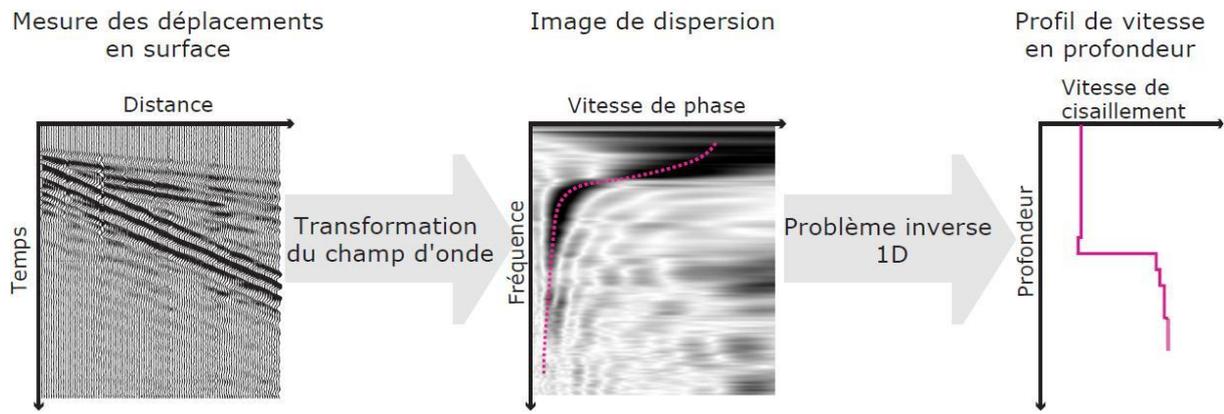


Figure 0.11 : Schéma synthétique des différentes phases de la prospection par onde de surface

## **I.D. Objectifs de la thèse**

Cette thèse a pour objectif de caractériser la structure et le fonctionnement de morphologies karstiques à l'aide des méthodes géophysiques. Ces objectifs rentrent dans un cadre général de détection d'aquifères karstiques et de leur protection. En effet, la détection et le suivi temporel géophysique de ces aquifères représentent un enjeu conséquent face aux besoins en eau potable dans les régions calcaires. La détection et la caractérisation de structures infiltrantes sont aussi importantes du point de vue de la vulnérabilité de ces aquifères. Ces travaux permettront également une meilleure compréhension des processus d'altération et des processus hydrodynamiques à petite échelle (métrique à hectométrique), au sein et entre les différentes morphologies karstiques superficielles.

Les sites SAU (Saulges) (*Figure 0.12*), GRA (Grand), ORN (Orniac), HOS (Hospitalet-du-Larzac) et MEN (Ménudes) seront étudiés dans un premier temps pour détecter et caractériser les structures infiltrantes. Cette approche multi-sites permet d'observer et d'analyser des objets karstiques dans des contextes géologiques différents et ayant subi des évolutions géomorphologiques différentes. En effet, la présence d'une couverture (GRA) peut modifier considérablement les morphologies de surface et même les écoulements souterrains (Jaillet, 2000). Le potentiel hydraulique est assez différent entre les sites et peut engendrer des formes et des fonctionnements différents (dans l'ordre d'un gradient hydraulique décroissant : HOS, MEN, ORN, GRA et SAU). Le karst à faible gradient hydraulique de SAU a fait l'objet d'une publication (Valois *et al.*, 2010) qui est présentée en annexe pour une organisation plus claire du manuscrit.

Ensuite, les sites RES (Le Ressel) et CHA (Chasteaux) ont été analysés car ils contiennent des aquifères importants. Cependant, tous deux sont différents, car si le premier semble être localisé dans un drain conséquent, le deuxième semble plutôt réparti dans des petites cavités, des fractures ou dans la matrice carbonatée. Le but est de détecter une signature de l'aquifère, quelle soit structurelle ou temporelle, pour voir comment la géophysique peut aider à la détection et la caractérisation des ressources souterraines. Néanmoins, le conduit karstique profond du RES n'est pas présenté dans ce manuscrit, car la faible profondeur de pénétration de la sismique réfraction ne permet d'étudier que la couche superficielle d'alluvions.

Un autre objectif de cette thèse est celui de voir comment les variations de saturation

influencent les paramètres géophysiques et de quelle manière ces variations peuvent aider à la localisation de l'infiltration et des zones de stockage. Ainsi, un suivi temporel a été réalisé sur le site contenant un aquifère peu profond (CHA) et également au dessus de la zone d'infiltration sur les deux sites du Causse du Larzac (HOS et MEN). De plus, arriver à quantifier les variations de saturation, que ce soit dans l'aquifère ou pour évaluer sa recharge est en enjeu important en hydrogéologie et pour la gestion des ressources ; surtout que le stockage dans l'épikarst est un phénomène très important car il permet de réguler les débits à l'exutoire, notamment en étiage.

Tous ces aspects sont résumés dans le schéma en *Figure 0.13*.

Cette thèse a aussi des retombées appliquées en termes de mise en œuvre géophysique et d'interprétations sur différentes morphologies et dans différentes conditions géologiques.

D'autre part, comme l'influence de la saturation sur les mesures de terrain n'est quasiment jamais prise en compte, plusieurs questions sont soulevées dans ce manuscrit :

- quelle période est la plus favorable à l'imagerie géophysique ?
- qu'apporte le suivi temporel ? que met-il en évidence et au contraire que masque t-il ?

Des conclusions seront tirées pour améliorer les pratiques de la géophysique en terrain calcaire.



Figure 0.12 : Carte des formations karstifiables en France et des sites étudiés (modifié d'après Marsaud, 1996). Les sites sont figurés par des croix noires

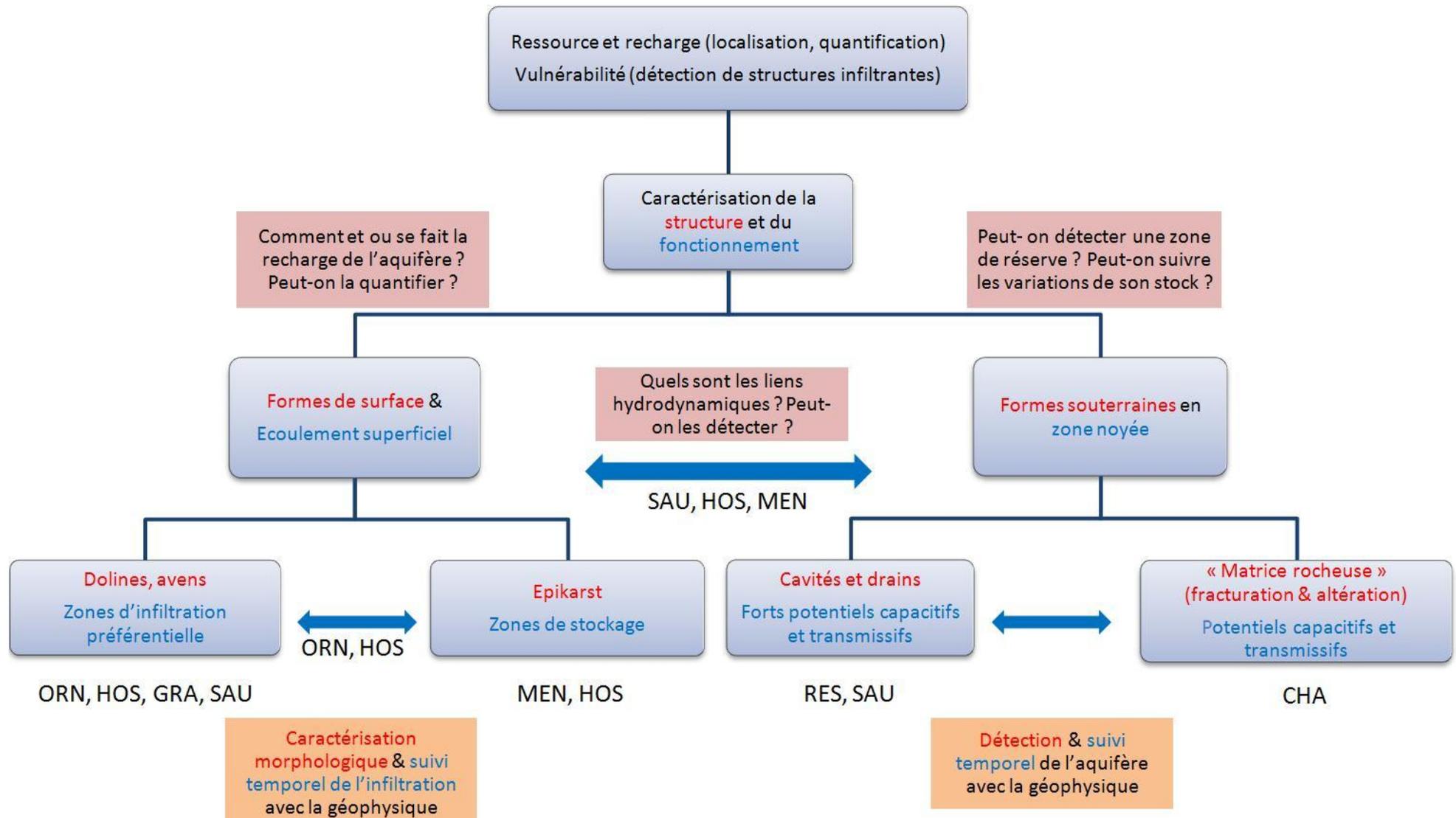


Figure 0.13 : Schéma reliant les problématiques aux formes karstiques et aux sites étudiés



---

# **CHAPITRE II : Caractérisation géophysique de morphologies karstiques superficielles**

---



Le transit vertical de l'eau de la surface vers la zone noyée peut se réaliser par les dolines et les gouffres, on parle alors d'infiltration concentrée. Les morphologies de ces structures sont analysées dans une première partie. Un autre mode de circulation peut s'établir au travers de fractures, diaclases et peut constituer une infiltration plus ou moins diffuse selon la largeur et le remplissage des fractures. De plus, ce réseau de vides peut aussi conduire les eaux horizontalement jusqu'aux points d'infiltration concentrée ou aux discontinuités importantes du système karstique après un certain stockage en proche surface. C'est pourquoi la structure de l'épikarst nous intéressera dans une seconde partie.

## **II.A. Les dolines**

Les dolines sont, avec les lapiaz, les premières expressions du karst en surface. Les dolines étudiées sur les trois sites d'études (Causses du Quercy, Grands Causses et plateau des Hauts-Pays) affectent toutes des terrains du Jurassique et certaines peuvent même dater de la fin du Secondaire (Astruc et Simon-Coinçon, 1996). Elles sont étudiées en tant que points d'infiltration préférentielle pour caractériser leur morphologie via les méthodes géophysiques, pour observer d'éventuelles connexions avec un réseau souterrain plus profond et pour conclure sur un éventuel processus de création.

### **II.A.1. Dolines d'Orniac (Causse de Gramat, Lot)**

Cette partie a fait l'objet d'une publication dans la revue "Earth Surface Processes and Landforms" (Valois *et al.*, 2011). Les données ont été acquises au cours du stage de terrain géophysique sur le Causse de Gramat. Les objectifs, outre la formation des étudiants, étaient d'observer de possibles différences de signature géophysique sur plusieurs dolines.

Une des conclusions majeures est que la combinaison des méthodes slingram, SRT et ERT a donné des résultats très satisfaisants pour ces objets. En effet, la carte EM31 précise le développement latéral de la doline et permet une implantation optimale des tomographies et a permis ici de détecter des dolines cachées sous la couverture. Les tomographies de résistivité et de vitesse sismique sont elles aussi complémentaires, car si une est sensible aux conducteurs proches de la surface (ex : remplissage de doline), l'autre permet d'obtenir des informations sur le comportement mécanique des matériaux sous-jacents.

En tous cas, les trois dolines étudiées ont toutes une signature géophysique différente, et des hypothèses à propos de leur genèse et de leurs futures évolutions ont été abordées.

# Assessment of doline geometry using geophysics on the Quercy plateau karst (South France)

Rémi Valois,<sup>1\*</sup> Christian Camerlynck,<sup>1</sup> Amine Dhemaied,<sup>1</sup> Roger Guerin,<sup>1</sup> Gagghik Hovhannissian,<sup>2</sup> Valérie Plagnes,<sup>1</sup> Faycal Rejiba<sup>1</sup> and Henri Robain<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Université Pierre et Marie Curie-Paris 6, 75252 Paris cedex 05, France

<sup>2</sup> Institut de Recherche pour le Développement, Bondy Cedex, France

Received 22 July 2010; Revised 25 January 2011; Accepted 26 January 2011

\* Correspondence to: R. Valois, Université Pierre et Marie Curie-Paris 6, UMR 7619 Sisyphe, case 105, 4 place Jussieu, 75252 Paris cedex 05, France.  
E-mail: remi.valois1@gmail.com

ESPL

Earth Surface Processes and Landforms

**ABSTRACT:** In the protection of karstic aquifers, the role played by dolines is of interest as these shallow structures can be preferential infiltration pathways for groundwater recharge. In this study, three depressions in South France (Orniac, Lot) were identified and characterized using combined geophysical methods. Apparent conductivity mapping allows precise definition of dolines corresponding to topographic depressions. It also reveals other dolines that are hidden by soil cover. Electrical resistivity and seismic refraction tomography provide detailed cross-sections. Even though the dolines studied are close one to another, they exhibit great variability in shape and content. Moreover, time-lapse data show that the most saturated regions are on the edges of the first doline. Such information helps to evaluate human impacts and forecast potential groundwater contamination. Copyright © 2011 John Wiley & Sons, Ltd.

**KEYWORDS:** electrical resistivity tomography; seismic refraction tomography; sinkhole; electromagnetic survey; Quercy plateau karst

## Introduction

Dolines (or sinkholes in engineering and North American literature) are enclosed depressions in karstic landscapes. They are usually subcircular and their diameter can vary from a few meters to several hundred meters. Several classifications of dolines have recently been published (Waltham and Fookes, 2003; Williams, 2003; Beck, 2004; Waltham *et al.*, 2005; Ford and Williams, 2007; Gutiérrez *et al.*, 2008). They are the consequence of various processes including corrosion of the ground surface, sagging, suffusion and collapse (Figure 1). The first process is the dissolution of karst rocks exposed at the surface or merely soil-mantled and the creation of a bowl-shaped 'solution doline'. The 'sagging' process is the continuous flexure of the overlying units during dissolution. Interstratal dissolution could create a bending of the limestone whereas corrosion between soil cover and substratum (i.e. crypto-corrosion) may lead to a depression by sagging of the cover. 'Collapse dolines' are depressions associated with cavity roof breakdown and movement of the overlying soil: cohesive soil creates 'cover collapse dolines' and non-cohesive soils create 'suffusion dolines'.

In hydrogeology, dolines are considered as potential infiltration pathways for surface water. Since environmental agencies are concerned with the protection of karstic aquifers, which constitute an important groundwater resource in calcareous zones, dolines are under scrutiny because they are vulnerable areas and have to be protected from anthropogenic pollution.

As the karstic system is generally complex and can be highly heterogeneous, geophysics could help to characterize the internal structure of the karst system like cavity boundaries, preferential pathways and fractured zones (Chalikakis *et al.*, ). For dolines, sedimentological, geomorphologic surveys, and even trenching provide useful information (Sustersic, 2006; Zambo and Ford, 1997). Geophysics could be used to characterize the internal geometry of dolines (Ahmed and Carpenter, 2003; Jardani *et al.*, 2007; Pueyo-Anchuela *et al.*, 2009; Sauro *et al.*, 2009; Siart *et al.*, 2010). Moreover, a multi-methods approach enables the researcher to cross-validate the interpretations of all the results. In this paper, several methods, namely electromagnetic mapping, seismic refraction and electric resistivity tomography (SRT and ERT) are used to characterize doline shape and content in order to better understand the links between karstic morphologies at the surface and underground units.

## Geological and Geomorphological Context

The depressions under study are located on the 'Causse du Quercy' in south-west France (Orniac, Lot). This Jurassic carbonate platform evolved in continental environments since the Late Cretaceous (Astruc *et al.*, 2000). Karst was initiated during the Latest Cretaceous–Paleocene time span, and further karst elaboration developed during the Paleogene. The induced tectonic subsidence related to the Pyrenean range uplift resulted in marine and lacustrine flooding and the deposits covered the karstified Quercy marine limestone. Later

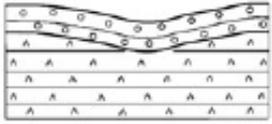
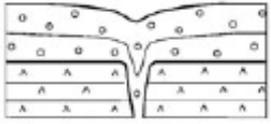
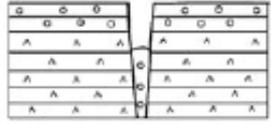
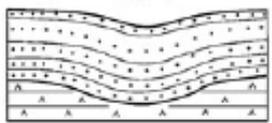
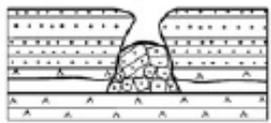
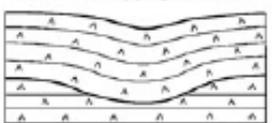
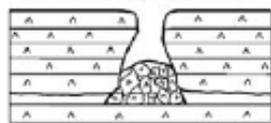
MAIN SINKHOLE TYPES			
MATERIAL	PROCESS		
	Sagging	Suffosion	Collapse
Cover	<p>Cover sagging sinkhole</p> 	<p>Cover suffosion sinkhole</p> 	<p>Cover collapse sinkhole</p> 
Caprock	<p>Caprock sagging sinkhole</p> 		<p>Caprock collapse sinkhole</p> 
Bedrock	<p>Bedrock sagging sinkhole</p> 		<p>Bedrock collapse sinkhole</p> 

Figure 1. Classification of dolines, with respect to the mechanisms of subsidence and the nature of the material concerned. Solution sinkholes generated by the corrosional lowering of the ground surface are not included. Reproduced from Gutiérrez *et al.*, (2008).

on, the general Plio-Quaternary sea level drop associated with a general upwarping of the Massif Central and its edges, induced a strong erosional process, favouring as a drainage network the development of a new karstic system and superficial rejuvenation of the previous one. The 'Causse du Quercy' is now exposed as a large plateau incised by dry or active valleys and dolines since erosion removed most of the younger soft deposits.

The soil cover in this region is generally rather thin (<30 cm). Therefore in Quercy region, dolines that generally contains thick clay loam fillings are often used by the farmers for cereal cultivation while the rest of the plateau is often a grassy moor used for grazing sheep flocks. This contrasting land use allows mapping of dolines from aerial photographs (Figure 2). This site was chosen because the number of dolines is high: average 30 per km<sup>2</sup> (Astruc and Coinçon, 1996) in the north of the area

studied (Figure 3) and just a few in the south. Dry valleys are indeed more numerous than dolines near the spring 'La Pescalerie' (Figure 3) and seem to converge towards the spring. Therefore near the spring, rainwater principally flows through valleys and has probably now a corrosive action on the bedrock surface, whereas far from the spring an underground flow is predominant.

Three depressions with contrasting topographic shape and surface state were chosen. In the first zone, the doline has a polymorphous shape and extent over both a fault and a contact between two geological stages from the upper Jurassic series (Figures 2 and 3). This doline lies on a long slope, which leads to a large depression used for cereal cultivation. The second zone is a circular doline with limestone outcrops near the depression. It is covered by a tree grove while the surroundings are covered by a grassy moor (Figure 4). The

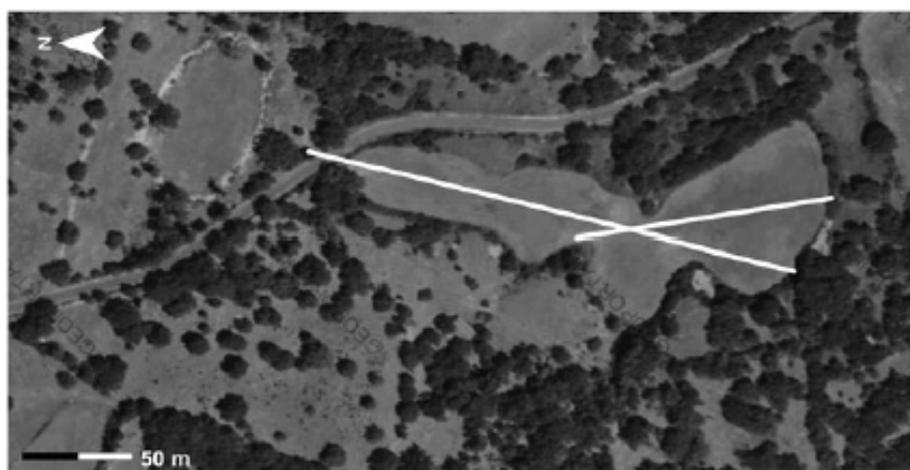
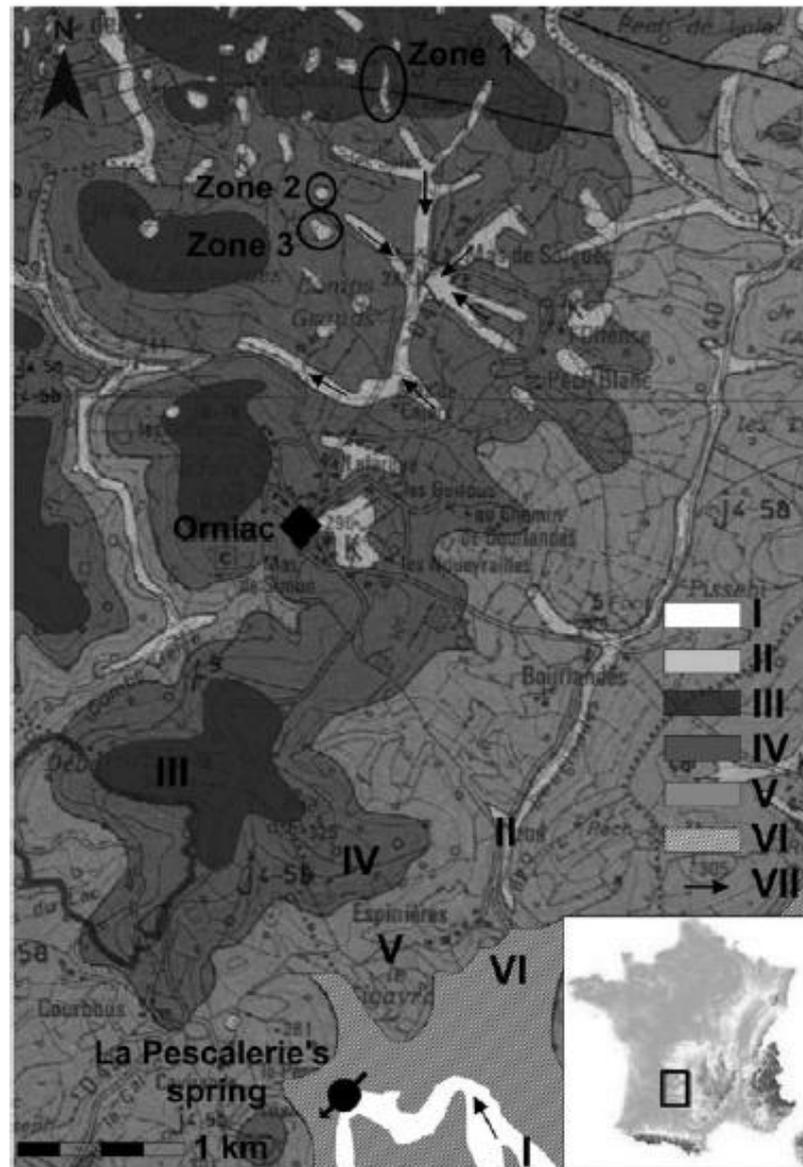


Figure 2. Aerial photograph of Zone 1 with the profiles in white. The depression is at the south of the light-colored zone.



**Figure 3.** Geological map of the area studied extracted from 'www.infoterre.brgm.fr' (1/50 000). (I) 'Céle' river (elevation 140m); (II) dry suspended valleys and dolines; (III) limestone (Oxfordian to Kimmeridgian); (IV) Micritic limestone (Oxfordian?); (V) Oolitic limestone (Oxfordian?); (VI) limestone (Bathonian to Callovian?); (VII) direction of the slope or the river.

third area is a meadow with an elongated depression near a small forest (Figure 5).

### Geophysical Methodology

Frequency domain electromagnetism (FDEM) was carried out using EM31 equipment (Geonics) (McNeill, 1980; Frischknecht *et al.*, 1991). It consists of a magnetic dipole transmitter and a coplanar magnetic dipole receiver with 3.66 m intercoil spacing and 9.8 kHz operating frequency. This instrument was used to map variations of apparent electrical conductivity. Vertical dipole (VD) configuration was chosen, as it is known to have good sensitivity for depths ranging between 0 and 6 m, although the highest sensitivity corresponds to a depth about 1.8 m below the surface. The survey was made along parallel profiles on a 2.5 × 2.5 m grid.

Electrical resistivity tomography (ERT), helps to determine electrical resistivity contrasts (Dahlin, 2001), mapping

two-dimensional (2D) variations in the subsurface, and thus is able to locate fracture zones and to discriminate efficiently soil from limestone (Petrella *et al.*, 2007; Guérin *et al.*, 2009; Valois *et al.*, 2010). The equipment used was a SYSCAL Pro (IRIS instruments) which contains a multi-channel automatic switching system allowing 2000 different measurements in 10–15 min. Measurements were carried out using Wenner–Schlumberger arrays along linear profiles with 96 electrodes and unit inter-electrode spacings of 1 or 2 m. The inversion of apparent resistivity data with Res2dinv software (Geotomo Software) (Loke and Barker, 1996) provides 2D cross-sections of resistivity with an investigation depth of about 15 m. Nevertheless, it should be noted that with a conductive layer at shallow depth the sensitivity of the model decreases greatly below a few meters from the surface (see hereafter in discussion section).

Seismic refraction tomography (SRT): seismic methods are often used for the study of karstic areas (Kuniansky, 2005; Debeglia *et al.*, 2006; Guérin *et al.*, 2009; Valois *et al.*, 2010) as they combine large penetration depth and high spatial



Figure 4. Photograph of the doline in Zone 2 with the profile in white. The doline is surrounded by a tree grove.



Figure 5. Photograph of the depression in Zone 3 with the profile in white. This elongated depression is bordered by a small forest.

resolution. The equipment used was a StrataVisor seismograph (Geometrics). The seismic lines were recorded along the same profiles as the ERT. Forty-eight geophones were used with unit spacings of 4 or 5 m. The shots were made between each geophone using a hammer source. The inversion of refraction data with Rayfract software (Intelligent Resources Inc.) provides 2D cross-sections of P waves velocity linked to the mechanical behaviour of materials. The depth of investigation is about 15 m as for ERT, but with the ray coverage corresponding to the chosen shots scheme, the resolution at depth is higher (see hereafter in discussion section).

## Results

Root mean square errors (RMS) between calculated and observed data are lower than 9% for all ERT cross-sections. For all SRT cross-sections, RMS are low too: lower than 1.2 ms. Therefore, calculated models are consistent with measured data from a mathematical point of view. All elevations are

referenced to NGF (Nivellement Général de la France), which is the elevation above the Mediterranean mean sea level.

Figure 6 shows a perspective view of the apparent electrical conductivity map for Zone 1 with the location of the ERT profiles and the interpreted electrical resistivity cross-sections. The north-trending linear anomaly with low electrical conductivity edged on both sides by high conductivity corresponds to a metallic pipe for water supply. The map reveals three circular conductive anomalies, but only the southern one is associated with a topographic depression. ERT 1A, collected over this anomaly, shows a funnel-shaped conductive structure with a step at about 5 m below the surface. In fact, the bowl-shaped body progresses to a funnel-shaped geometry below. This structure is 40 m wide and at least 10 m deep and filled with low resistivity materials. ERT allows us to distinguish three regions with contrasting resistivity: a high resistivity region at the bottom ( $>1000 \Omega \text{ m}$ ), an area with resistivity ranging between 100 and  $1000 \Omega \text{ m}$  at intermediate depth and a low resistivity region ( $<100 \Omega \text{ m}$ ) at the top. In the north of profile ERT 1A, the intermediate resistivity zone overlies high

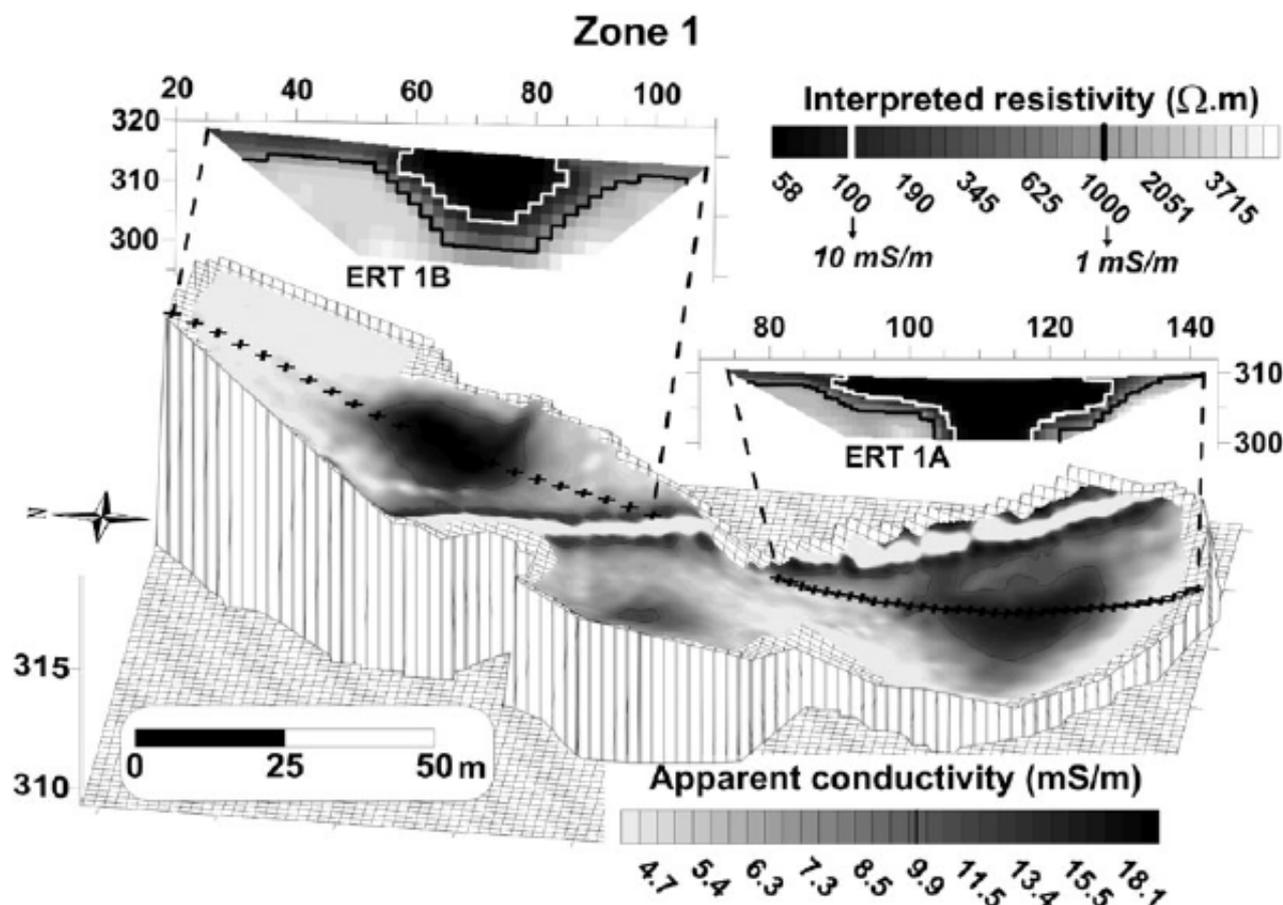


Figure 6. 3D figure of zone 1. Topography is the land surface (5 m × 5 m); vertical scale is exaggerated (4 times). The map overlaid is the apparent conductivity map made with EM31 (2.5 m × 2.5 m) with the isocontour 10 mS/m highlighted. The white linear anomaly on the map corresponds to metallic water duct. ERT 1A and 1B are electrical resistivity cross-sections (1 and 2 m inter-electrode spacings, respectively), with isocontours 100 and 1000 Ω.m highlighted with white and black line, respectively.

resistivities. Towards the south, the low resistivity area appears at the surface and the high resistivity body deepens. The thickness of the low resistivity body increases and high resistivities are not detected at the bottom of the cross-section. Nevertheless, the model sensitivity is low at the bottom of ERT cross-section because of the low resistivity region at shallow depth, so these results have to be constrained by other data. This analysis is presented in the discussion section of this article.

On the apparent conductivity map, a slight conductive anomaly (about 10 mS/m) was detected near the middle of the south part and a more pronounced one is identified at the north (about 20 mS/m). The profile ERT 1B crosses this stronger anomaly and shows a low resistivity bowl-shaped structure in the high resistivity body. This well-defined structure does not correspond to a noticeable topographic feature.

Figure 7 presents the results of seismic refraction investigations.

L1A shows a low velocity dissymmetric structure and the bottom of the structure is detected at 15 m depth. Its shape is roughly the same as the low resistivity body observed along ERT 1A cross-section. Nevertheless the sensitivity at depth is better here with seismic than with ERT (see the Discussion section). Moreover, both methods reveal a sub-horizontal region at the surface, which is between 4 and 5 m thick with low velocity and between 2 and 4 m thick with low resistivity.

L1B reveals a bowl-shaped low velocity structure, 40 m long and 15 m deep, which has a shape similar to the low resistivity body observed in the ERT 1B profile. Both ERT and seismic methods reveal that this anomaly is closed at its bottom.

The doline in Zone 2 (Figure 8) is associated with a conductive anomaly (5 mS/m), which is much smaller than in Zone 1. A rather low resistivity structure in a resistive medium is also shown in the doline on ERT 2 but this anomaly does not exhibit as much contrast as the ones observed in Zone 1 (300 vs 30 Ω m). It is interesting to notice that ERT does not reveal the bottom of the structure while seismic detects only a very small anomaly. In fact, the profile for L2 shows a low velocity body (5 m thick) close to the surface and its thickness increases slightly in the doline (8 m thick). Moreover, electrical results do not show a conductive region at shallow depth outside of the doline as observed for Zone 1.

Figure 9 shows a FDEM apparent conductivity map and ERT calculated cross-section for Zone 3. Seismic refraction was not carried out for this zone. The conductive anomaly (around 18 mS/m) in the north part of FDEM map was not expected since no topographic feature exists. The other conductive anomaly (to the south-east) agrees with topography and looks like a small basin, which is more conductive in the lowest elevation area. ERT 3 shows a bowl-shaped structure in the north-western part of the depression. Further south, a small and less resistive structure appears at lower elevation, and finally, at the end of the cross-section the model indicates a horizontal anomaly with low resistivity covered with a more resistive structure. This last anomaly could be a 3D effect of the conductive region detected on the conductivity map at 10 m of the profile towards the north-east. However, ERT does not detect any low resistivity body at shallow depth outside the doline.

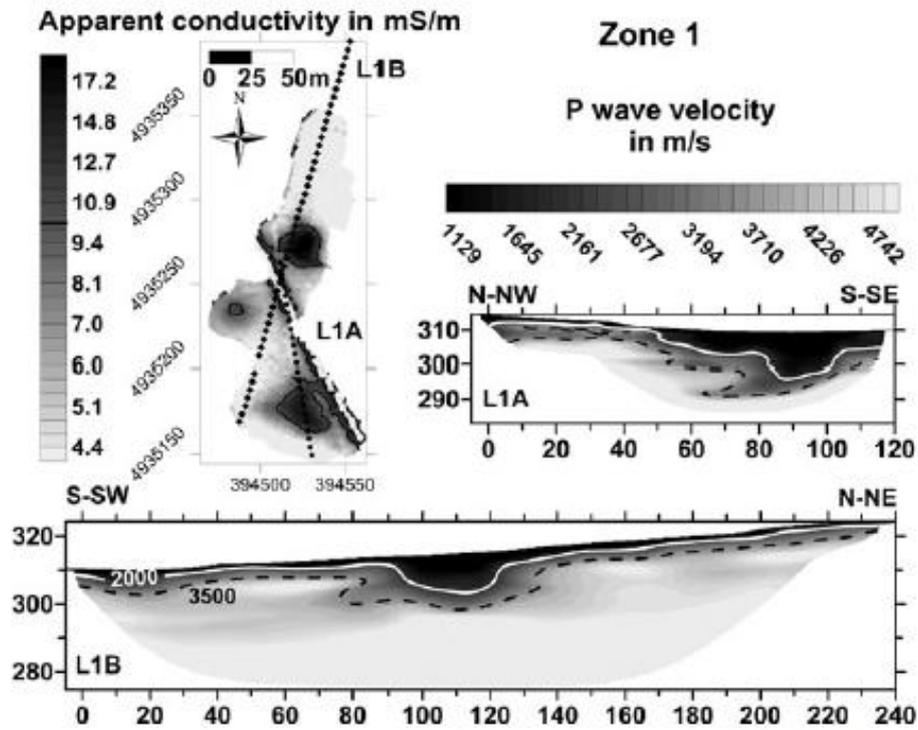


Figure 7. Apparent conductivity map of zone 1 (upper-left) with the isocontour 10 mS/m highlighted. L1A and L1B are P wave velocity cross-sections (5 m inter-geophone spacings) with isocontours 2000 and 3500 m/s highlighted with white line and black dash, respectively.

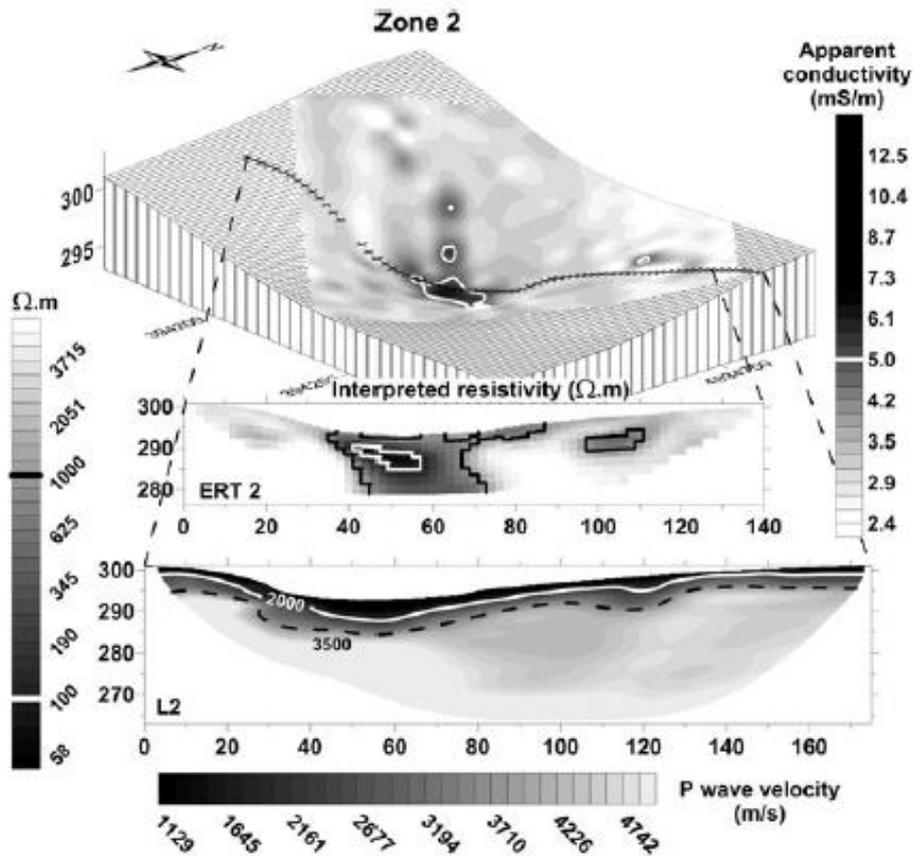


Figure 8. 3D figure of zone 2. Topography is the land surface; vertical scale is exaggerated (3 times). The map overlaid is the apparent conductivity map made with EM31 (5 m × 5 m) with the isocontour 5 mS/m highlighted. ERT 2 is a resistivity cross-section (2 m inter-electrode spacings) with isocontours of 100 and 1000 m highlighted with white and black lines, respectively. L2 is a P wave velocity cross-section (4 m inter-geophone spacings) with isocontours of 2000 and 3500 m/s highlighted with white line and black dash, respectively.

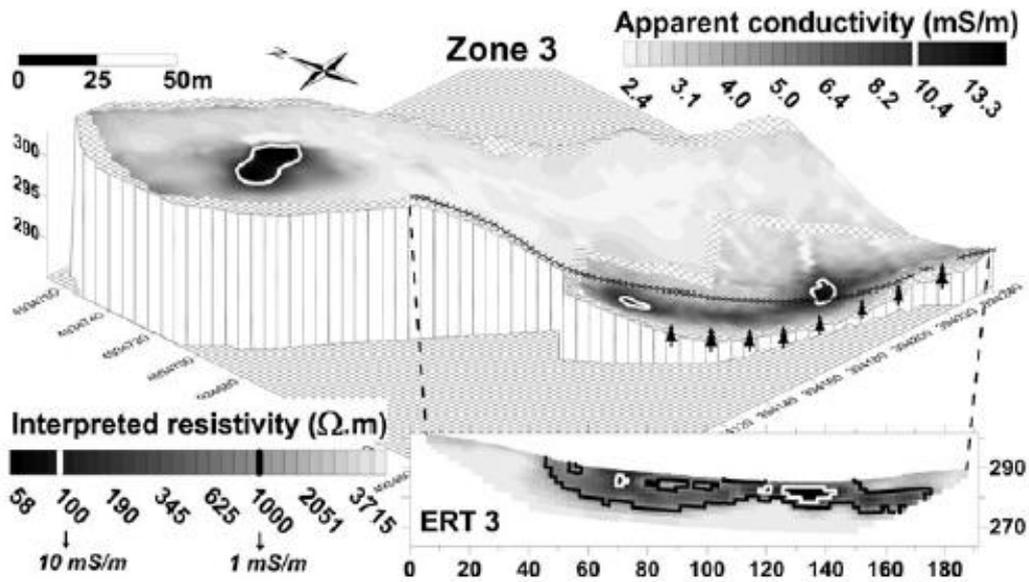


Figure 9. 3D figure of zone 3. Topography is the land surface (5 m  $\times$  5 m); vertical scale is exaggerated (3 times). The map overlaid is the apparent conductivity map made with EM31 (2.5 m  $\times$  2.5 m for the little map and 5 m  $\times$  1 m for the large map) with the isocontour 10 mS/m highlighted. ERT 3 is an electrical resistivity cross-section (2 m inter-electrode spacings) with isocontours 100 and 1000  $\Omega.m$  highlighted with white and black lines, respectively.

## Discussion

### Influence of water content

The geophysical measured parameters are influenced by the behavior of the material and its state (water saturation here). Resistivity and P-wave velocity depend on the intrinsic

property of the material and the shape, dimensions, connections and fillings of the voids. As water content could evolve quickly, water conductivity and water saturation play a dominating role in resistivity (ERT) and conductivity (FDEM) measurements (Archie, 1942). For example, sandy material saturated with highly conductive water could have the same resistivity as a clayey material, whereas dry sand could have

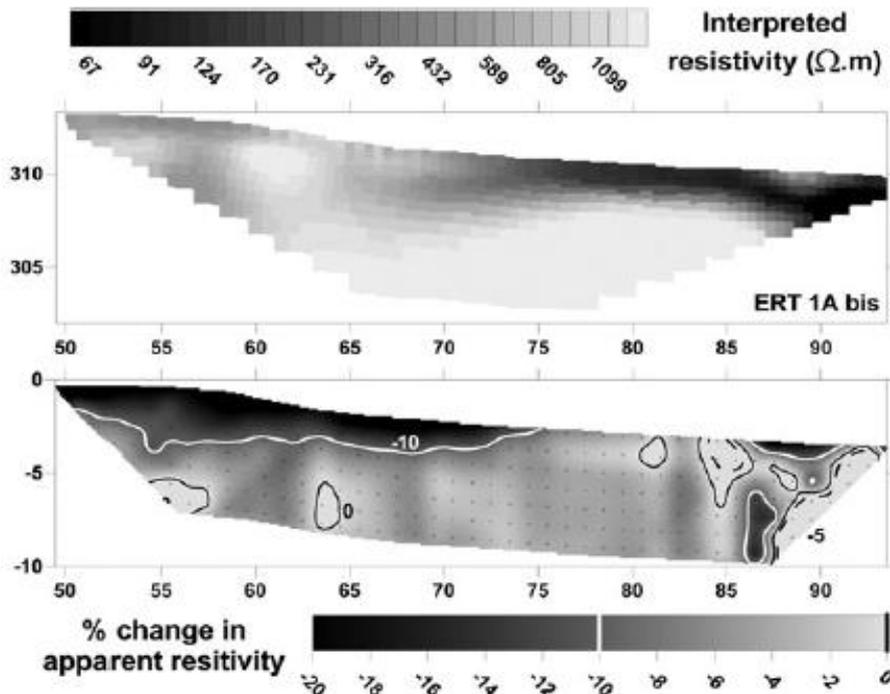


Figure 10. ERT 1A bis is the resistivity cross-section before the rain (profiles 1A and 1A bis are different, but they are on the same line). The lower part of the figure is the relative change in measured apparent resistivities before and after the rain. The abscissa is the center of the quadrupole and the pseudo-depth is the half of the quadrupole length. Isocontours -5, 0, and -10% are highlighted with dashed, black and white lines, respectively.

the same resistivity as a limestone (Guéguen and Palciauskas, 1992). On the other hand, unweathered limestone saturated with highly conductive water could not have the same signature as a clayey soil.

An example of water saturation influence is shown in Figure 10, which shows the relative difference between apparent (i.e. measured) resistivities after 12 mm of rain in Zone 1. The apparent resistivities decrease 5% on average and the maximum drop (27%) is seen on the upper-left part of the profile. These results provide information about the quality of the subsoil, because the pseudo-section points out the most saturated regions after the rain. It corresponds with resistive zones close to the surface, which are located on an edge and outside of the depression. The increase in resistivities observed in the right part of the profile, may be the effect of the rain temperature on resistivity (Campbell *et al.*, 1948). Indeed decrease of soil temperature caused by the low temperature of rain water could correspond to an increase in resistivity of about 2% per degree Celsius as given by log tables or Schlumberger tables (Serra, 1979). In any case, water saturation is an important parameter because it tends to reduce contrast between high and low resistivity bodies. As a consequence the detection of geological boundaries could become less obvious following increase in overall water saturation. Nevertheless, the contrast between unweathered limestone and clayey materials is still substantial.

The seismic velocity is also influenced by water saturation (Gassmann, 1951). Since the velocity of water is about 1500 m/s, it is difficult to discriminate the effect of water or geology when observed velocities are close to 1500 m/s. From a practical point of view, water content has negligible influence in a high velocity medium whereas in a low velocity medium high water content could increase the velocity significantly.

### Model sensitivity

The inversion process produces models which fit data as well as possible, but depending on the method, model constraints are not the same for all regions. Figure 11 presents a sensitivity analysis of ERT and a ray-tracing section for SRT in Zone 2 (the other zones show a similar trend). The sensitivity of ERT

model is good for the first 5–10 m and decreases strongly in lower regions. Even if the true resistivity at depth is not well constrained, resistivity contrast between clayey material and unweathered limestone is sufficient to discriminate these materials, if concerned volumes are large. For SRT, the model is well constrained between 5–10 m and 20–30 m below the surface because rays tend to bypass low velocity regions, which are located at the surface here. Finally, it appears that for this study ERT and SRT are complementary methods in terms of model sensitivity.

Furthermore, FDEM mapping which indicates the lateral extension of the conductive anomalies allows the investigator to select relevant locations for more intensive, time-consuming and expensive cross-section studies, identified after FDEM mapping, which estimate the vertical dimensions of the anomalies. Finally, such a multi-methods approach combining FDEM, ERT and SRT enables optimal layout of the profiles and cross-validation of the results, which reduces uncertainty regarding shape and content.

### Morphological interpretations

Clay, sand, silt and broken stone could be expected close to the surface, which could come from allogenic processes (natural or anthropogenic) (Bruxelles *et al.*, 2006). Limestone is expected below these sediments, according to the geological observations made in this region. Nevertheless, the limestone is probably weathered by the frost/thaw cycle or by crypto-corrosion (dissolution through contact between deposits and the substratum). SRT could discriminate here unconsolidated sediments or weathered limestones from an unweathered bedrock whereas ERT could identify clayey and water bearing materials very well.

Analysis of the three SRT and their corresponding ray-path section points out the refractor with an approximate velocity of 3500 m/s. It corresponds here to the area with the maximum vertical variation in velocity. The region above the refractor could have high velocities, ranging from 400 to 3500 m/s, because the inversion process creates smooth velocity variations. A refractor with this velocity (3500 m/s) may correspond to limestone here. Therefore, the overlying

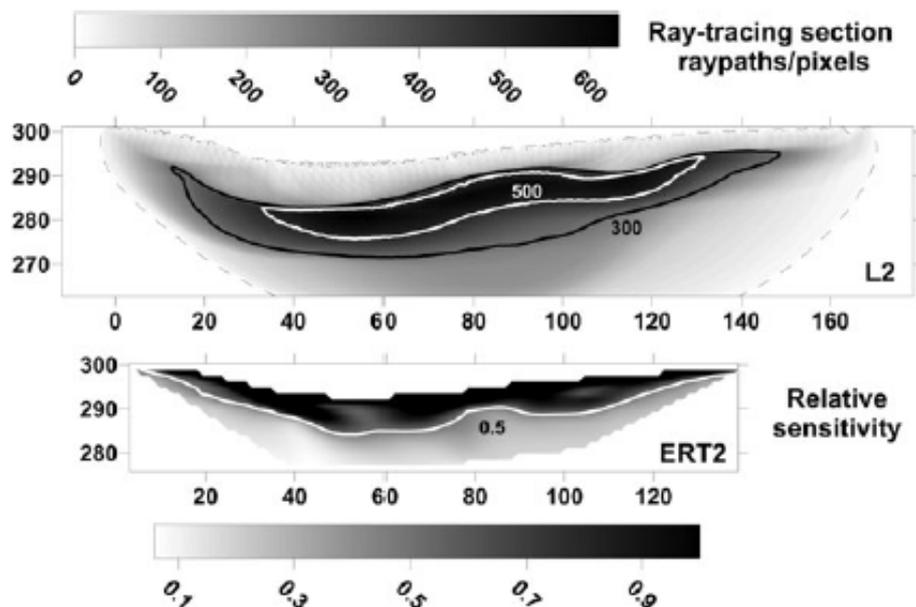


Figure 11. The upper-image is the ray-tracing section of profile L2. The lower part is the relative sensitivity of cross-section ERT 2.

regions might be soil or highly weathered limestone with poor mechanical properties.

Resistivity below  $100 \Omega \text{ m}$  is interpreted here as clayey (or silty) material. According to field observations, there is just a small quantity of sand which is mixed with clay. In Zone 1, this iso-resistivity line shows good correlation with the velocity contour  $2000 \text{ m/s}$  (Figures 6 and 7). Regions in ERT 1A and L1A below these limits are considered here as clayey sediment filling the depression. The refractor at  $3500 \text{ m/s}$  corresponds approximately with the iso-resistivity line  $1000 \Omega \text{ m}$ . Moreover, the limit at  $1000 \Omega \text{ m}$  corresponds to a strong vertical gradient. Therefore, this limit is interpreted as the limestone substratum with good mechanical properties. The same geophysical signature is found in ERT 1B, L1B and on the conductivity map, so the anomaly is probably a buried doline.

It is important to notice that the shapes of anomalies from ERT and SRT in Zone 1 are similar, so the funnel-shaped and bowl-shaped structures probably correspond to the geometry of rich clay doline fillings. Moreover, the long slope might produce both surface and subsurface flows through the epikarst, which on the one hand, fill the doline with transported allocthonous sediments and on the other hand, increase its size by enhancing the corrosion of embanking autochthonous limestone.

In Zone 2, the correlation between the shapes delimited by ERT and SRT is low (Figure 8), but this difference has to be exploited and explained. In fact, the resistivity outside the doline is very high ( $>2000 \Omega \text{ m}$ ) at the surface, while the velocity variations resemble the variations from Zone 1. Since weathered limestone outcrops are visible at the surface, high resistivity and low velocity are explained by a weathered limestone. Inside the doline, the thickness of the low velocity region increases from 5 m to 8 m. For ERT 2, the low resistivity anomaly is thick with a small-size very low resistivity area. The anomaly is not as pronounced as in Zone 1 for both ERT and SRT, but it reveals a subvertical structure with intermediate resistivity and high velocities. It could be interpreted as a fractured limestone filled with low resistivity material encompassing a small-sized area with less blocs and/or higher clay content.

In Zone 3 (Figure 9), ERT 3 shows the same range of resistivity; high resistivity medium ( $>2000 \Omega \text{ m}$ ) outside the depression and intermediate resistivity regions inside with some low resistivity areas. This elongated depression could be considered as paleo-topography with sediment accumulation and clayey materials located at the lowest level. These small-localized clayey areas could be evidence of karstification process by void creation and clay concentration. The acceleration or the prolongation of the process (crypto-corrosion?) might transform this depression into a doline.

The conductive anomaly in the north of Zone 3 might be a buried doline, because the FDEM signature looks like the doline signature of Zone 1. However, further investigations, for example ERT and SRT surveys, are needed to confirm this interpretation.

## Conclusion

ERT and SRT are complementary in terms of sensitivity because the sensitivity of ERT is good in conductive fillings while rays bypass unconsolidated doline fillings and are concentrated below these fillings. They are also complementary because SRT is linked to the mechanical behavior (unweathered limestone vs unconsolidated sediments or very weathered limestone) and ERT discriminates clayey and water-bearing materials from a resistive medium. They both provide information about the shape and content of doline fillings.

Differences of geophysical signature in Zone 1 could be explained by the clay content and its geometry. The size of the structures indicates that karstification processes have been important. The funnel-shaped structure suggests vertical connections because the doline filling is deep. Moreover, the crypto-corrosion activity and future development is expected on the margins of the doline between the substratum and deposits. The doline in Zone 2 may contain a thin soil cover overlying a lightly fractured limestone filled with clayey materials. The last depression seems to be a paleo-topography with a beginning of corrosion process.

Another important result is the discovery of buried dolines, which can occur beneath inclined hill slope or flat plateau, without morphologic evidence at the surface. Indeed, FDEM conductivity mapping has proven its utility by characterizing the lateral extensions of dolines and by detecting at least one buried doline. This study shows that the analysis of topography is not sufficient to identify dolines and to make subsequent vulnerability maps for building projects (subsidence risks) or for the protection of karstic aquifers. Aerial photographs and leveling topographies offer preliminary information, which should be followed up with geophysical surveys to help detect these structures.

Finally, the three depressions studied, which differ in their topographic morphology and surface state, exhibit a large variability in their geophysical signature. These differences could be explained by the shape and size of the filling material and by the weathering degree of the limestone. Karstic activity or history may account for these differences. A multi-study with geophysics, trenches and sedimentological analysis could link dolines and illuminate their geological history and the processes involved for better comprehension of the karstic system.

*Acknowledgements*—The authors wish to thank the students from the Master of Applied Geophysics 2009 (M2 GARE, University Pierre et Marie Curie-Paris 6) who participated to the field survey. We also thank Cyril Delporte, Andre Tarisse and Joël Tremoulet who provided regional and local useful information. The authors will like to thank the reviewers, especially Óscar Pueyo and Phil Carpenter for their comments and suggestions that help to improve this paper.

## References

- Ahmed S, Carpenter P. 2003. Geophysical response of filled sinkholes, soil pipes and associated bedrock fractures in thinly mantled karst, east-central Illinois. *Environmental Geology* **44**: 705–716.
- Archie GE. 1942. The electrical resistivity log as an aid in determining some reservoir characteristics. *Journal of Petroleum Technology* **5**: 1–8.
- Astruc JG, Coinçon R. 1996. Les dépressions karstiques sur les causes du Quercy. *Quercy-Recherche* **83**.
- Astruc JG, Escarguel G, Marandat B, Coinçon R, Sigé B. 2000. Floor-age constraining of a tectonic paroxysm of the Pyrenean orogen. Late Middle Eocene mammal age of a faulted karstic filling of the Quercy phosphorites, south-western France. *Geodinamica Acta* **13**: 271–280.
- Beck BF. 2004. Soil piping and sinkhole failures. In *Encyclopedia of Caves*. White WB (ed). Elsevier: New York; 523–528.
- Bruxelles L, Colonge D, Salgues T. 2006. Morphologie et remplissage des dolines du Causse de Martel d'après les observations réalisées au cours du diagnostic archéologique de l'aérodrome de Brive-Souillac (Corrèze et Lot). *Karstologia* **47**: 21–32.
- Campbell RB, Bower CA, Richards LA. 1948. Change of electrical conductivity with temperature and the relation of osmotic pressure to electrical conductivity and ion concentration for soil extracts. *Soil Science Society of America Proceedings* **13**: 66–69.
- Chalikakis K, Plagnes V, Guérin R, Valois R, Bosch F. In Press. Contribution of geophysical methods for karst system exploration. An overview. *Hydrogeology Journal*.

- Dahlin T. 2001. The development of electrical imaging techniques. *Computers and Geosciences* **27**: 1019–1029.
- Debeglia N, Bitri A, Thierry P. 2006. Karst investigations using microgravity and MASW; application to Orleans, France. *Near Surface Geophysics* **4**: 215–225.
- Ford D, Williams P. 2007. Karst landform development in humid region. In *Karst Hydrogeology and Geomorphology*, Ford D, Williams P (eds). Wiley: Chichester; 339–351.
- Frischknecht FC, Labson VF, Spies BR, Anderson WL. 1991. Profiling methods using small sources. In *Electromagnetic Methods in Applied Geophysics 2*, Nabighian MN (ed). Society of Exploration Geophysicists: 105–270.
- Gassmann F. 1951. Über die elastizität poröser medien. *Vierteljahrschrift der Naturforschenden Gesellschaft in Zurich* **96**: 1–23.
- Guéguen Y, Palciauskas V. 1992. Conductivité électrique. In *Introduction à la physique des roches*. Hermann: Paris; 185–214.
- Guérin R, Baltassat JM, Boucher M, Chalikakis K, Galibert PY, Girard JF, Plagnes V, Valois R. 2009. Geophysical characterisation of karstic networks - application to the Ouyse system (Poumeysen, France). *Comptes Rendus Geoscience* **341**: 810–817.
- Gutiérrez F, Guerrero J, Lucha P. 2008. A genetic classification of sinkholes illustrated from evaporite paleokarst exposures in Spain. *Environmental Geology* **53**: 993–1006.
- Jardani A, Revil A, Santos F, Fauchard C, Dupont JP. 2007. Detection of preferential infiltration pathways in sinkholes using joint inversion of self-potential and EM-34 conductivity data. *Geophysical Prospecting* **55**: 749–760.
- Kuniansky EL. 2005. US Geological Survey karst interest group, Proceedings. USGS Scientific Investigations Report, 2005–5160.
- Loke MH, Barker RD. 1996. Rapid least-square inversion of apparent resistivity pseudo-sections by a quasi-newton method. *Geophysical Prospecting* **44**: 131–152.
- McNeill JD. 1980. Electrical terrain conductivity measurement at low induction numbers. Technical Notes TN-6, Geonics Limited.
- Petrella E, Capuano P, Celico F. 2007. Unusual behaviour of epikarst in the Acqua dei Faggi carbonate aquifer (Southern Italy). *Terra Nova* **19**: 82–88.
- Pueyo-Anchuela Ó, Juan AP, Soriano MA, Casas-Sainz AM. 2009. Characterization of karst hazards from the perspective of the doline triangle using GPR – examples from Central Ebro Basin (Spain). *Engineering Geology* **108**: 225–236.
- Sauro U, Ferrarese F, Francese R, Miola A, Mozzi P, Rando GQ, Trombino L, Valentini G. 2009. Doline fills – case study of the Favergera plateau (Venetian pre-alps, Italy). *Acta Carsologica* **38**: 51–63.
- Serra O. 1979. Diagraphies différées – bases de l'interprétation. Tome 1 : Acquisition des données diagraphiques. *Bulletin des Centres de Recherches Exploration-Production Elf-Aquitaine*, Mém. 1.
- Siar C, Hecht S, Holzhauer I, Altherr R, Meyer HP, Schukraft G, Eitel B, Bubbenzer O, Panagiotopoulos D. 2010. Karst depressions as geoarchaeological archives: the palaeoenvironmental reconstruction of Zominthos (Central Crete), based on geophysical prospection, sedimentological investigations and GIS. *Quaternary International* **216**: 75–92.
- Sustersic F. 2006. A power function model for the basic geometry of solution dolines: considerations from the classical karst of south-central Slovenia. *Earth Surface Processes and Landforms* **31**: 293–302.
- Valois R, Bermejo L, Guérin R, Hinguant S, Pigeaud R, Rodet J. 2010. Karstic morphologies identified with geophysics around Saulges caves (Mayenne, France). *Archaeological Prospection* **17**: 151–160.
- Waltham AC, Fookes PG. 2003. Engineering classification of karst ground conditions. *Quarterly Journal of Engineering Geology and Hydrogeology* **36**: 101–118.
- Waltham T, Bell F, Culshaw M. 2005. *Sinkholes and Subsidence*. Springer: Chichester.
- Williams P. 2003. Dolines. In *Encyclopedia of Caves and Karst Science*, Gunn J (ed). Fitzroy Dearborn: New York; 304–310.
- Zambo L, Ford DC. 1997. Limestone dissolution processes in Beke Doline Aggtelek National Park, Hungary. *Earth Surface Processes and Landforms* **22**: 531–543.

## II.A.2. Doline de l'Hospitalet (Causse du Larzac, Aveyron)

Cette site est étudié dans le cadre du programme ANR HydrokarstG2, regroupant les UMR 5243 Géosciences Montpellier (GM), 5569 HydroSciences Montpellier (HSM), 7619 Sisyphe de l'UPMC et le Laboratoire d'étude des Transferts en Hydrologie et Environnement (LTHE) de Grenoble pour la partie géophysique notamment. L'objectif ici est de caractériser la géométrie de la doline, notamment son remplissage et de voir si on voit des connections avec la profondeur.

### II.A.2.a. Présentation de la doline et contexte géologique

La zone étudiée se situe dans le Parc Naturel Régional des Grands Causses (*Figure 0.1*), plus précisément sur le Causse du Larzac.

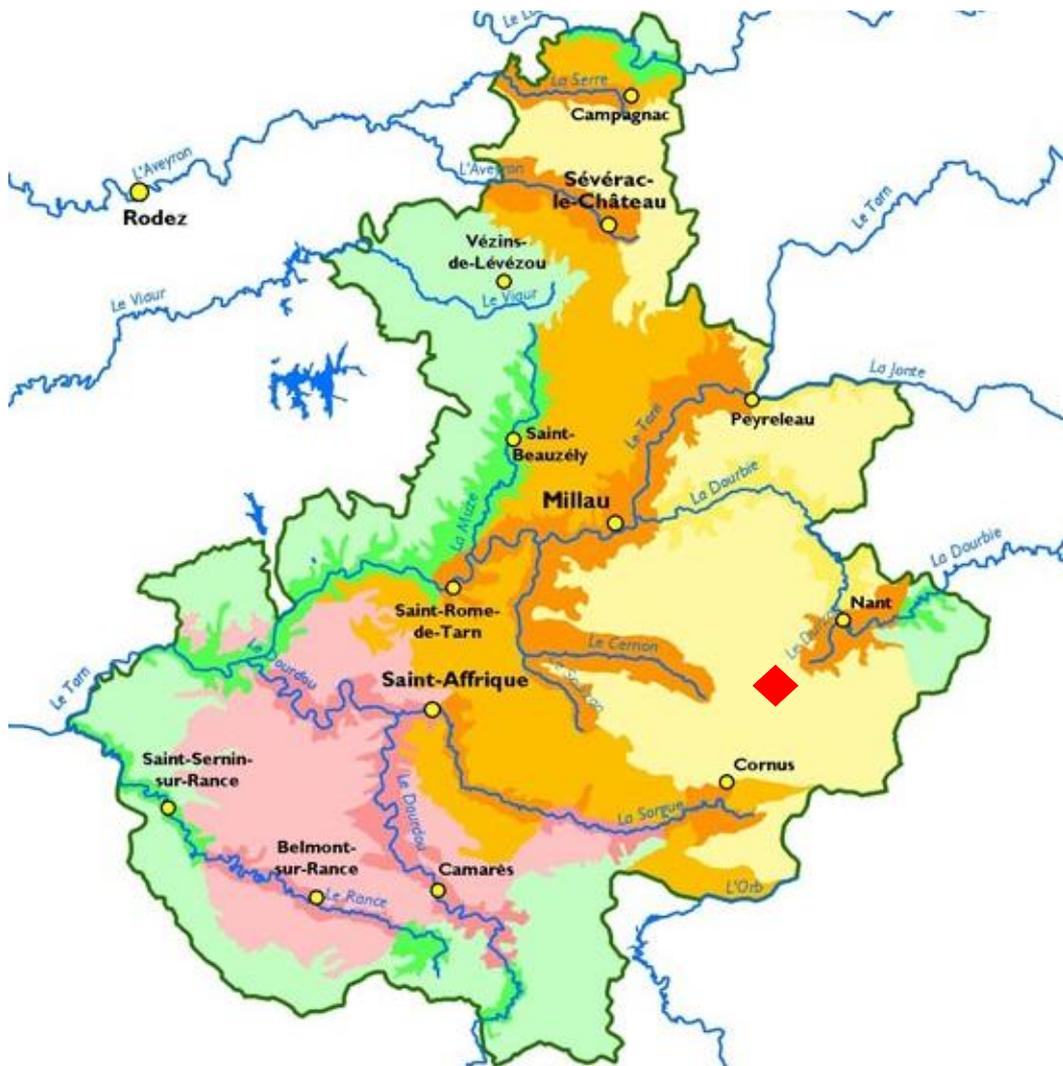


Figure 0.1 : Carte du Parc Naturel Régional des Grands Causses (Causse en jaune clair). Le site est figuré par un losange rouge

Le secteur appartient au bassin d'alimentation de la source du Durzon (Figure 0.2), une des sources présentant le débit le plus important de tout le Larzac Septentrional. Cette source sort au contact de la faille dit de l'Hospitalet car la remontée des marnes du Lias (coté nord) constitue une barrière pour l'aquifère karstique contenu dans les calcaires et dolomies du Dogger (Plagnes, 1997). Les contextes géologique et hydrogéologique sont mieux décrits dans la partie suivante de ce manuscrit (cf. *infra* II.B.1.b).

La doline de l'Hospitalet (ou La Jasse selon GM) est située à 5 km au Sud-ouest de la source du Durzon. Cette doline a été choisie car la présence d'un aven profond sur son bord et la présence d'un alignement de dolines le long d'une faille à l'Ouest témoignent d'une circulation souterraine. L'aven ne fonctionne plus vraiment, mais au fond de celui-ci, à 100 m de profondeur environ, une galerie draine une petite rivière souterraine.

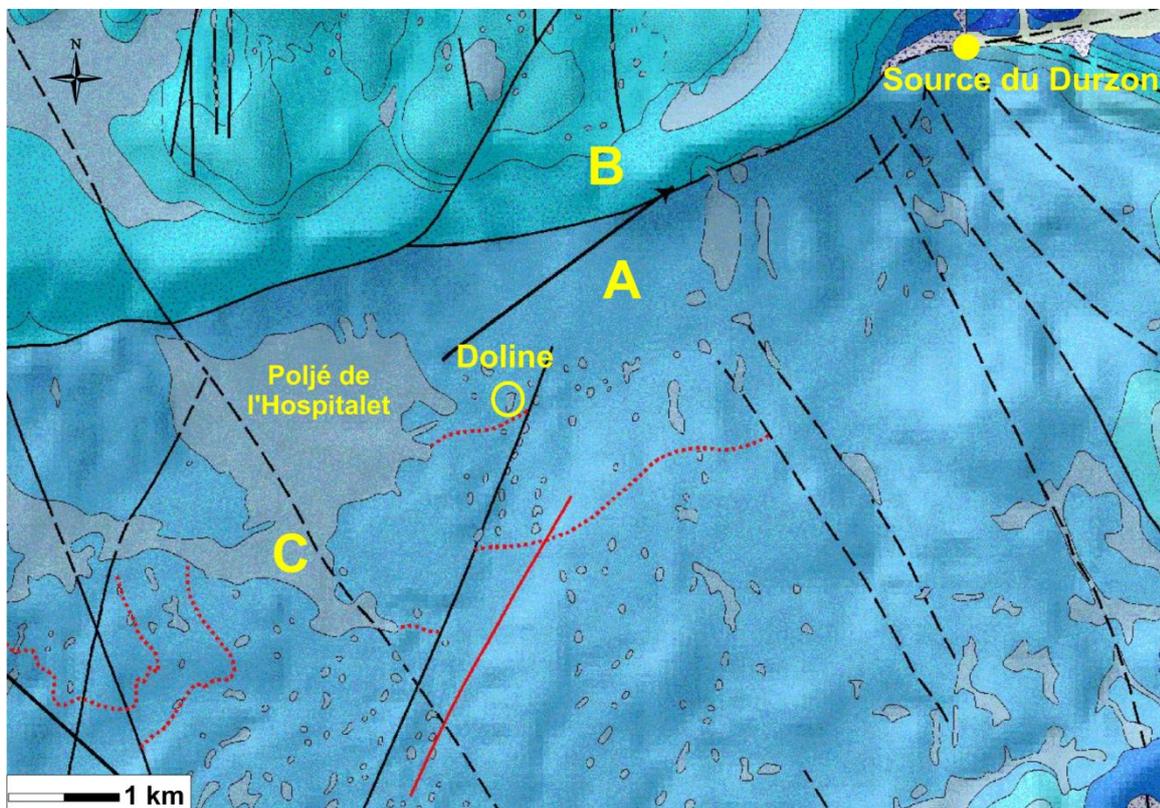


Figure 0.2 : Carte géologique de la zone d'étude. Dolomies du Bajocien supérieur en bleu (A), calcaire détritique du Bajocien inférieur en bleu turquoise (B) et dépôts résiduels des dépressions karstiques en gris (C)

La Figure 0.3 montre une photo aérienne de la doline avec ses bords en pointillés. Sa couleur contraste avec les alentours car la présence d'argiles est favorable à une végétation plus abondante. Cette doline a une forme allongée (50 m de large contre 100 m de longueur) et les pentes de ses bords ne sont pas symétriques. En effet, les bords nord à nord-ouest sont assez abrupts, avec même un aven (aven des dolines) sur le coté nord, tandis que les pentes sont plutôt lisses du coté sud-est. Peut être est-ce un héritage du à un gradient hydraulique Nord-Sud ou à une perméabilité plus importante dans cette direction.

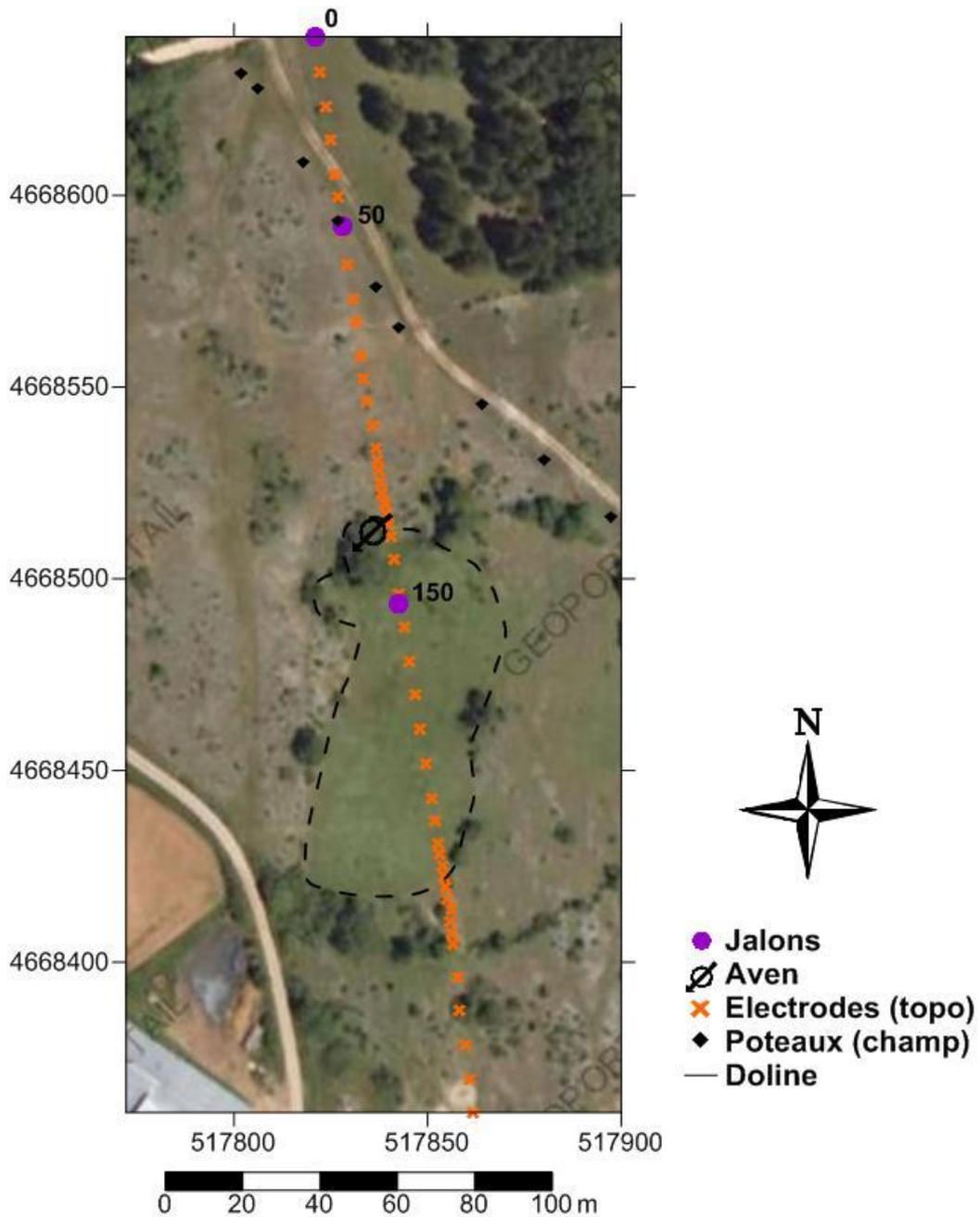


Figure 0.3 : Plan de localisation du profil électrique (doline en pointillés)

### II.A.2.b. Tomographies de sismique réfraction

Les tomographies sont implantées sur un profil N170° et débordent de part et d'autre de la doline (*Figure 0.3*). Ce profil a été tracé pour recouper un maximum la doline et pour passer à proximité de l'aven (à 5 m latéralement au profil) tout en respectant les contraintes de terrain (végétation et topographie trop abrupte).

En plus de sa topographie marquée, la doline est bien identifiée sur les deux sections, (*Figure 0.4*) car on observe une baisse de vitesse dans les premiers mètres et aussi une épaisseur plus importante de zone à faible couverture par rapport à l'extérieur de la doline. Les iso-valeurs de faible vitesse et la zone de transition entre faible et forte couverture dessinent une forme en cuvette dissymétrique. En effet, le côté nord -celui de l'aven- est plus abrupt que le côté sud.

Cela peut s'expliquer par une dissolution plus importante du côté de l'aven et un apport d'eau et de sédiments qui se fait préférentiellement par le côté sud. D'autres arguments comme la fracturation locale (cf. *infra II.B.3.a*), le réseau souterrain et les mini-canyons (canoles) pointent des axes de fracturation Nord-Sud, ce qui laisse penser à des axes de drainage privilégiés dans cette direction si la perméabilité de ces fractures est suffisante.

On peut noter également l'anomalie de vitesse entre les abscisses 60 et 120 m à une profondeur de 20 m environ, qui est peut être associée à l'aven et à une altération plus importante de la roche sous-jacente.

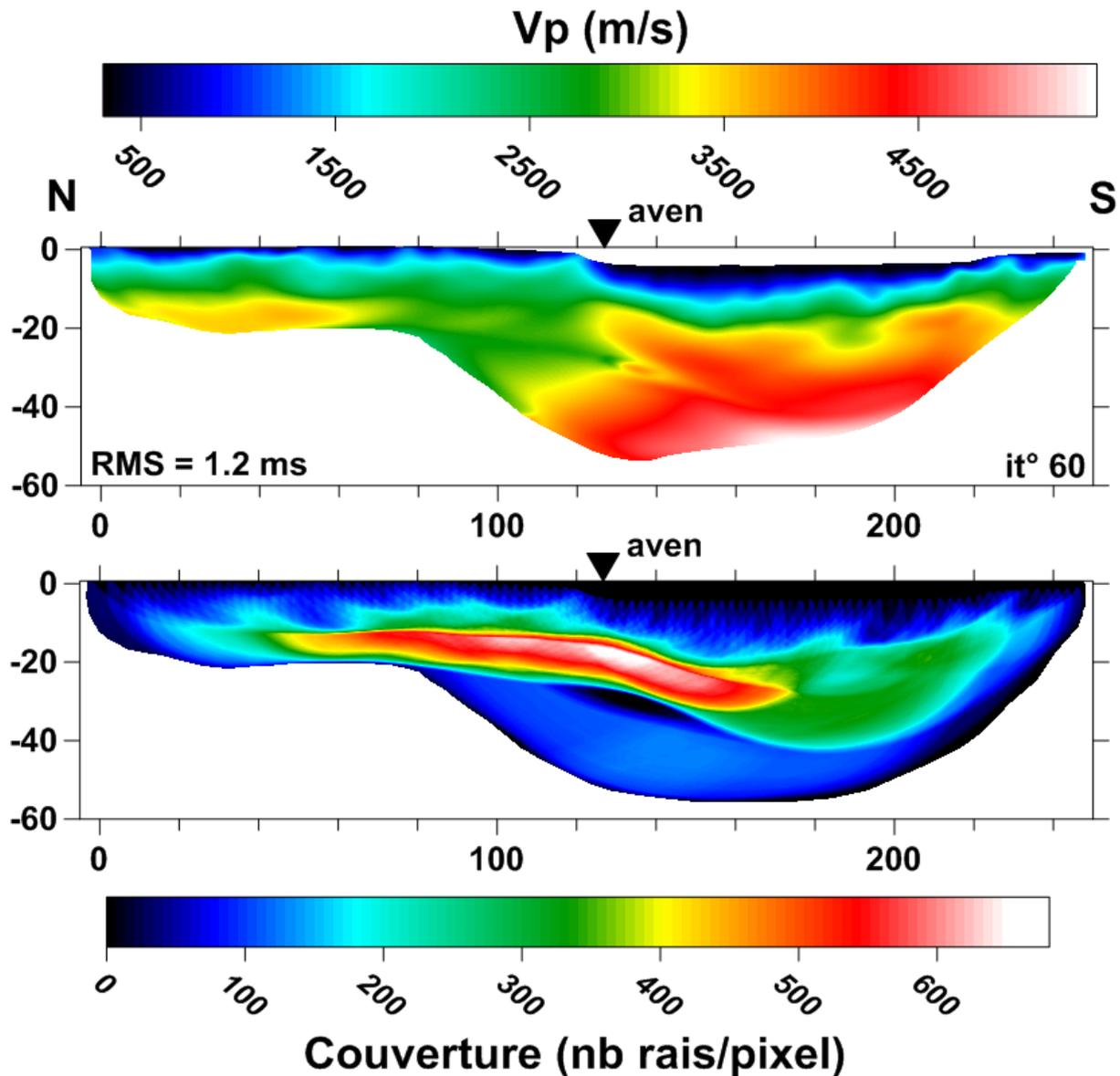


Figure 0.4 : SRT et sa couverture. 48 géophones avec un espacement de 5 m sont utilisés. Environ 2000 pointés sont modélisés.

### II.A.2.c. Etude de la réverbération des ondes sismiques

Les sismogrammes ont révélé que la doline avait un comportement très différent par rapport aux zones extérieures à la doline. En ne gardant que les signaux associés aux plus faibles offsets (2.5 m) et en les classant par Common Depth Point (CDP : Numéro correspondant à la position milieu entre source et récepteur), on construit une section iso-offset (*Figure 0.5*). Visualisée avec une normalisation et un gain AGC (Automatic Gain Control), la section permet d'appréhender ce comportement différent sous la doline. En effet, les longueurs d'onde  $y$  sont beaucoup plus grandes et on remarque une certaine périodicité. Cela peut s'expliquer par la réverbération des ondes sismiques piégées à l'intérieur de la doline

(Figure 0.6), entre la surface et un horizon présentant un fort contraste de vitesse : par exemple le contact entre la dolomie relativement saine et le remplissage de la doline. Si le temps de trajet aller-retour ( $2h/V$  pour des trajets verticaux) jusqu'au fond de la doline est inférieur à la période de l'ondelette (signal élémentaire de la source sismique), on peut ainsi avoir des interférences entre les différentes arrivées.

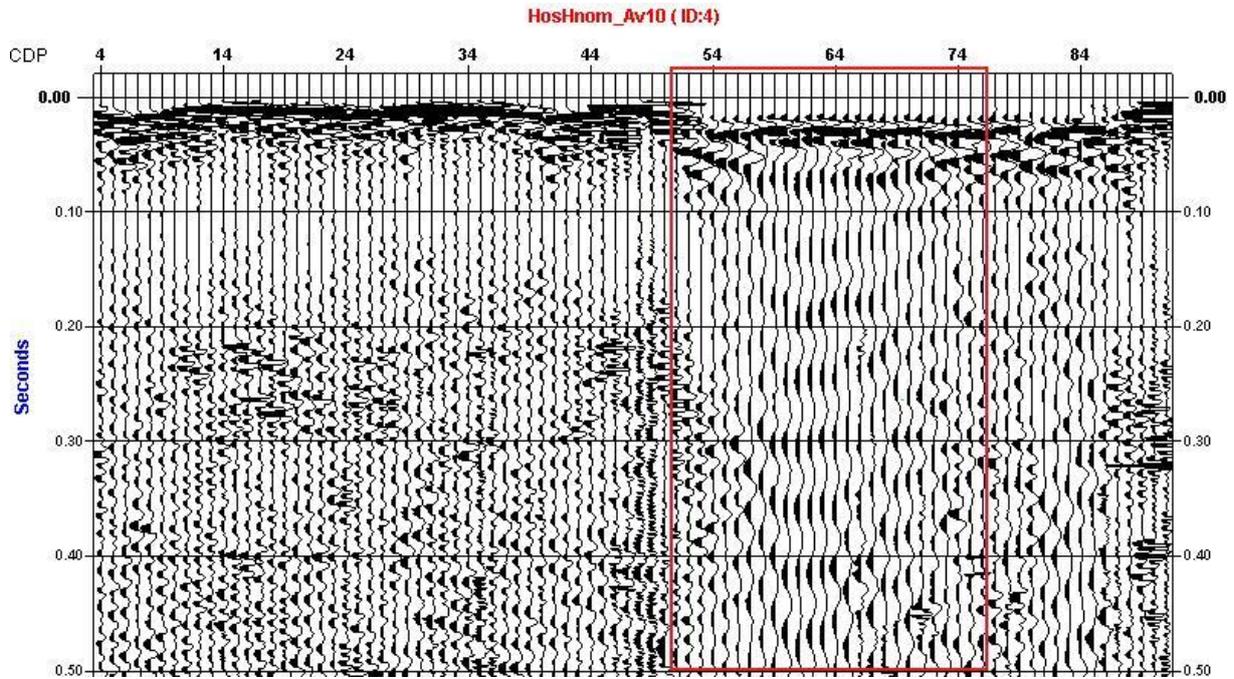


Figure 0.5 : Section sismique isodéportée à 2.5 m. La doline se situe entre les Common Depth Point (CDP) 52 et 86. L'encadré rouge montre la zone aux grandes longueurs d'onde

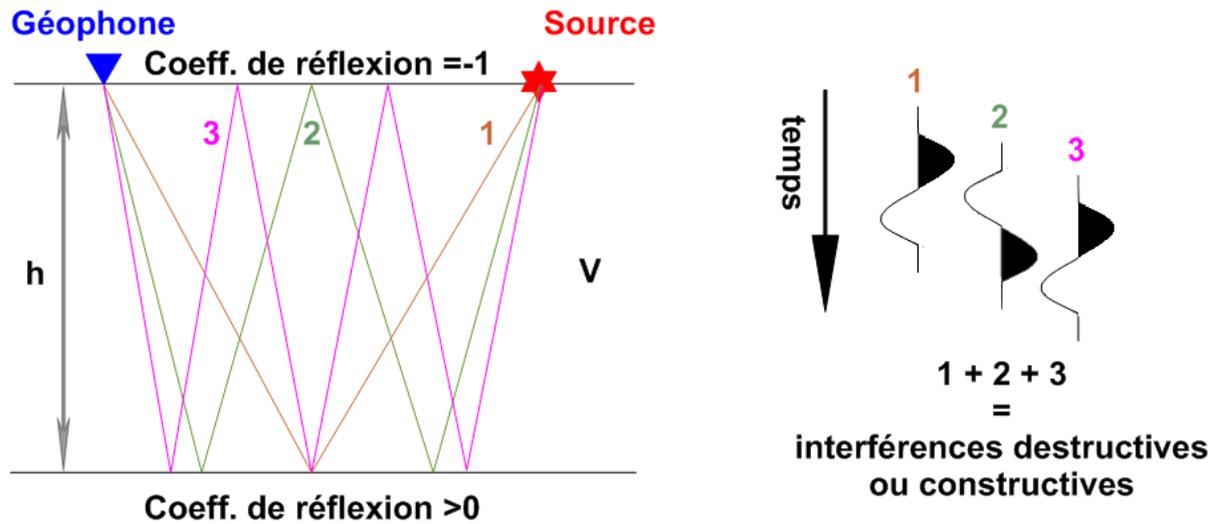


Figure 0.6 : Exemple de réverbération et d'interférence entre les ondelettes

### Approche dans le domaine temporel

Les temps correspondants à ces ondes périodiques ont donc été pointés et sont représentés en Figure 0.7. Ensuite, les différences deux à deux entre ces arrivées ont été calculées (Figure

0.8) et la moyenne de ces différences a été utilisée pour estimer la profondeur du fort contraste de vitesse. Ici, on suppose que le temps de trajet aller-retour est la moitié de la longueur d'onde de l'ondelette, impliquant alors uniquement des interférences constructives, et donc un signal sinusoïdal. Cette approximation semble assez justifiée lorsque l'on regarde la répétitivité des réverbérations et des délais entre les temps d'arrivées.

Ainsi, pour en tirer l'épaisseur de la couche, il suffit de prendre les délais et d'estimer une vitesse pour calculer la profondeur :  $\text{Délai} = 4 \cdot h / V$ .

Le résultat est donné à la fin du paragraphe suivant.

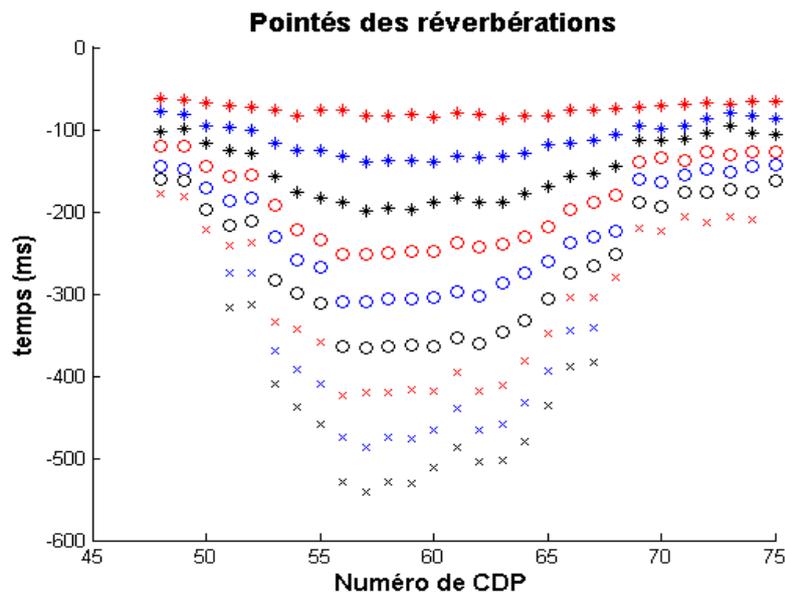


Figure 0.7 : Pointés des différentes arrivées. Chaque type de marqueur et sa couleur est associée à un pseudo-horizon de pointés

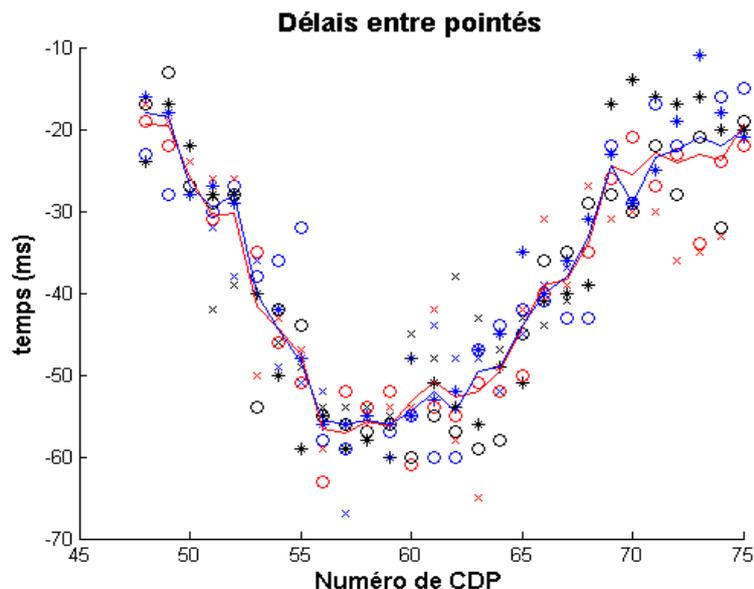


Figure 0.8 : Délais deux à deux entre les différents pointés avec la moyenne en trait plein rouge et la médiane en trait plein bleu. Chaque type de marqueur et sa couleur est associée à un pseudo-horizon de différence de pointés

### Approche dans le domaine spectral

Avec cette approche, on peut s'abstenir de l'approximation précédente, car en regardant le contenu fréquentiel, on aura des informations directement sur les fréquences réelles des ondes constructives. Ainsi, on a une meilleure précision sur le calcul de  $2h/V$  que dans l'approche temporelle. Si  $R$  est le coefficient de réflexion du contraste de vitesse sous-terrain et  $w(t)$  l'ondelette de la source, alors le signal résultant  $S(t)$  est la somme des ondelettes déphasées d'un aller-retour supplémentaire multiplié par  $R$  à chaque réflexion sous-terraine et par  $-1$  à chaque réflexion à la surface. Le tout est bien sûr multiplié par l'atténuation géométrique  $A$  liée à un aller-retour :

$$S(t) = RA * w\left(t - \frac{2h}{V}\right) - (RA)^2 * w\left(t - 2 * \frac{2h}{V}\right) + (RA)^3 * w\left(t - 3 * \frac{2h}{V}\right) + \dots$$

on a alors : 
$$S(t) = - \sum_j (-RA)^j * w\left(t - j * \frac{2h}{V}\right)$$

soit, dans le domaine de Fourier :

$$S(f) = W(f) * \left( - \sum_j (-RA)^j * e^{-i2\pi f * \frac{2h}{V} * j} \right)$$

où  $S(f)$ ,  $W(f)$  et  $A(f)$  sont les transformées de Fourier respectives de  $S(t)$ ,  $W(t)$  et  $A(f)$ . Ainsi, on peut voir les réverbérations comme un filtre d'équation :

$$- \sum_j (-RA)^j * e^{-i2\pi f * \frac{2h}{V} * j}$$

Son spectre est périodique avec un premier maxima centré sur  $V/4h$  (Figure 0.9), indiquant des interférences constructives tous les deux allers-retours.

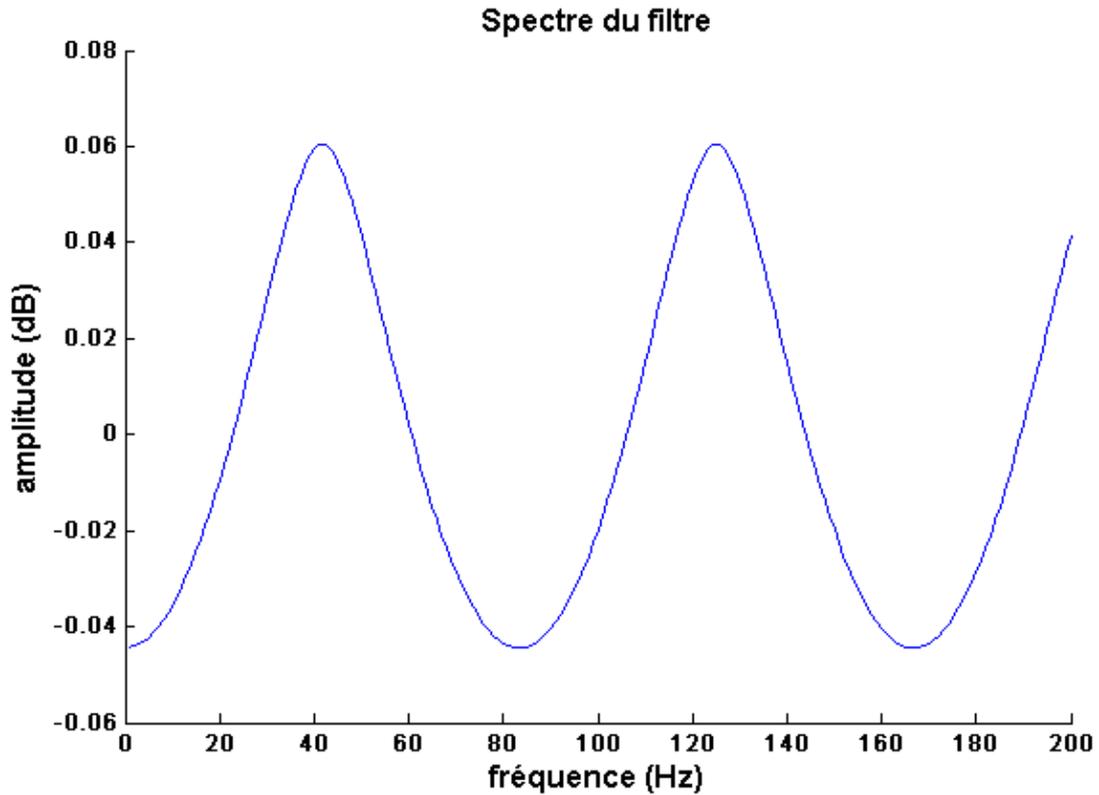


Figure 0.9 : Spectre périodique du filtre de réverbération pour  $R=0.6$  et  $2h/V=12$  ms, soit  $V/2h=83$  Hz

Ainsi, il suffit de pointer le premier maxima du spectre  $S(f)$  de la trace sismique initiale (Figure 0.10) pour obtenir la fréquence d'interférence constructive et calculer alors avec un modèle de vitesse, la profondeur du contraste sismique.

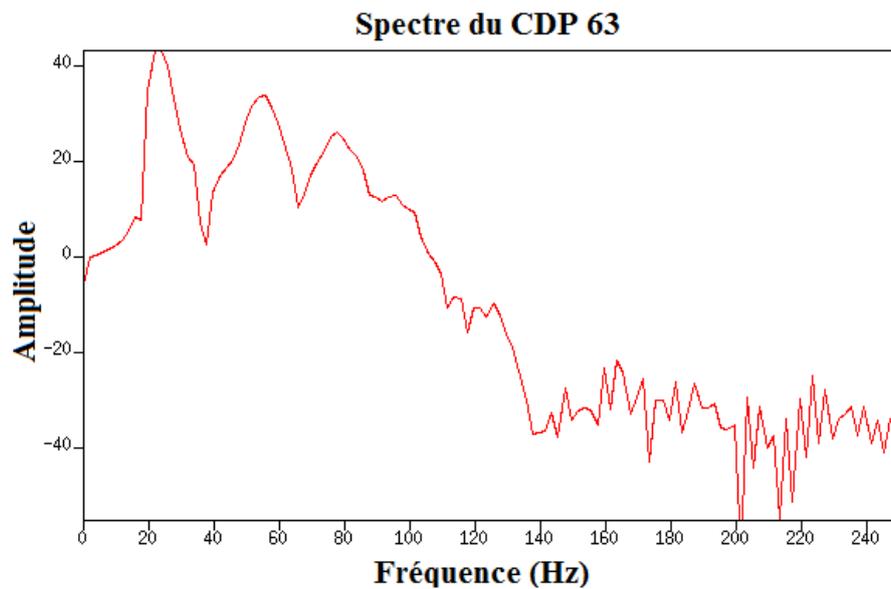


Figure 0.10 : Spectre de la trace sismique du CDP 63 et pour l'offset 2.5 m sous la doline

Pour le modèle de vitesse, la première idée était de calculer les temps de trajet sous chaque CDP en se servant du modèle de vitesse donné en *Figure 0.4*. Cependant, l'interface ainsi calculée n'est pas lisse du tout à cause des hétérogénéités latérales de vitesse. Du coup, une vitesse moyenne (moyenne des lenteurs sismiques) a été prise, permettant un résultat plus lisse (*Figure 0.11*). Si on assimile le contraste de vitesse au fond de doline, composé d'argiles sableuses visibles en surface et de dolomie probablement altérée, on peut voir que le fond de celle-ci a une profondeur de 4 m sur les bords avec une profondeur maximale de 8 m entre les abscisses 140 et 150 m.

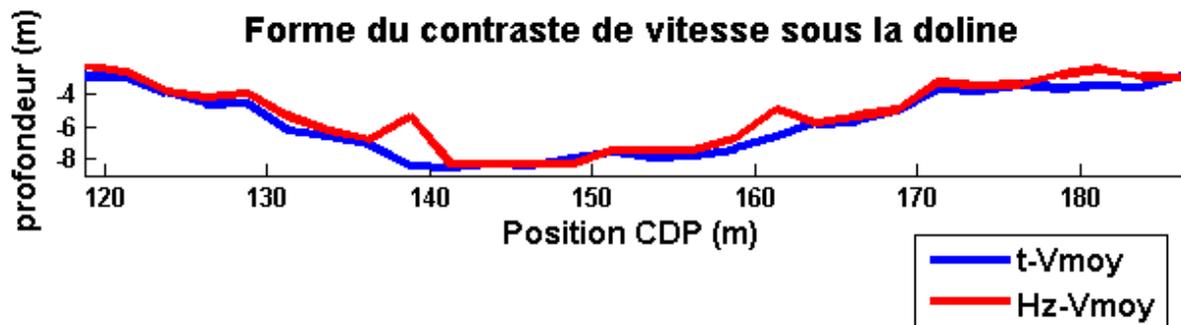


Figure 0.11 : Coupe calculée du contraste de vitesse sous la doline. En bleu, l'approche temporelle et en rouge, l'approche fréquentielle

Finalement, la forme de la cuvette est ici aussi dissymétrique, ce qui conforte l'interprétation des faibles iso-valeurs du modèle de sismique réfraction et qui semble cohérente avec la morphologie de la doline (topographie dissymétrique et forme elliptique).

### II.A.2.d. Tomographie de résistivité électrique

Des tomographies de résistivités (Figure 0.12) ont été réalisées sur le même profil que la tomographie sismique, mais elles ont plus d'envergure car la dernière électrode est placée à l'abscisse 285 m. Deux dispositifs ont été utilisés (WS et DD) car si le premier est plus sensible aux structures horizontales, l'autre détecte mieux les structures verticales.

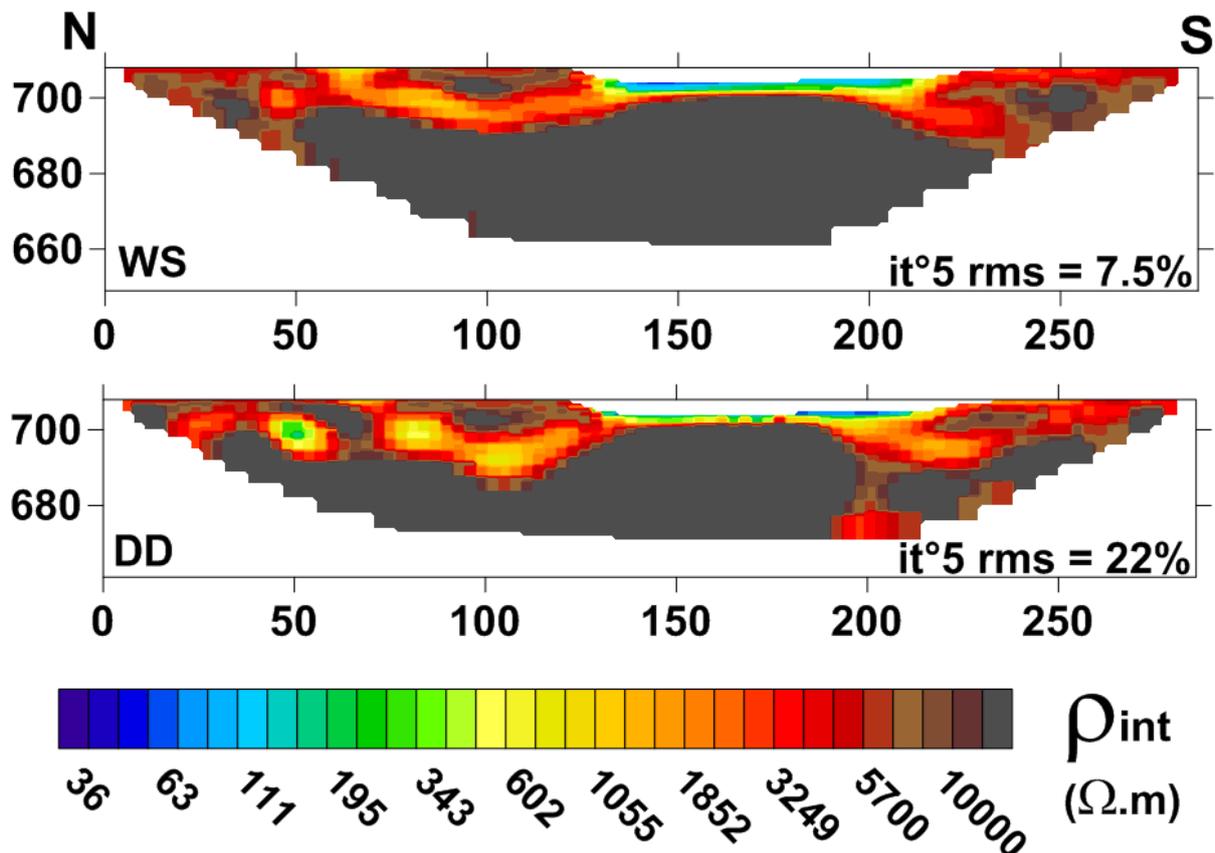


Figure 0.12 : ERT WS et DD avec 96 électrodes espacées de 3 m

On observe déjà que les 20 premiers mètres sont hétérogènes à l'extérieur de la doline. Ces aspects seront développés dans une autre partie (cf. *infra* II.B.3).

La doline est marquée ici par le conducteur de 30 à 300  $\Omega.m$ , qui est par ailleurs très fin (2 à 3 m). Cela peut correspondre à des dépôts argilo-sableux auxquels on peut s'attendre dans le fond des dolines. Néanmoins, les erreurs représentées par le RMS restent assez élevées, malgré une assez bonne concordance entre les dispositifs WS et DD.

En calculant les erreurs entre données calculées et mesurées, il s'avère qu'elles sont corrélées avec les premiers niveaux conducteurs à l'intérieur de la doline. En effet, le programme d'inversion n'arrive pas à reproduire le contraste très important entre les premiers niveaux conducteurs et les niveaux sous jacents très résistants.

En inversion 1D, le programme n'arrive pas non plus à reproduire ce contraste trop important (Figure 0.13).

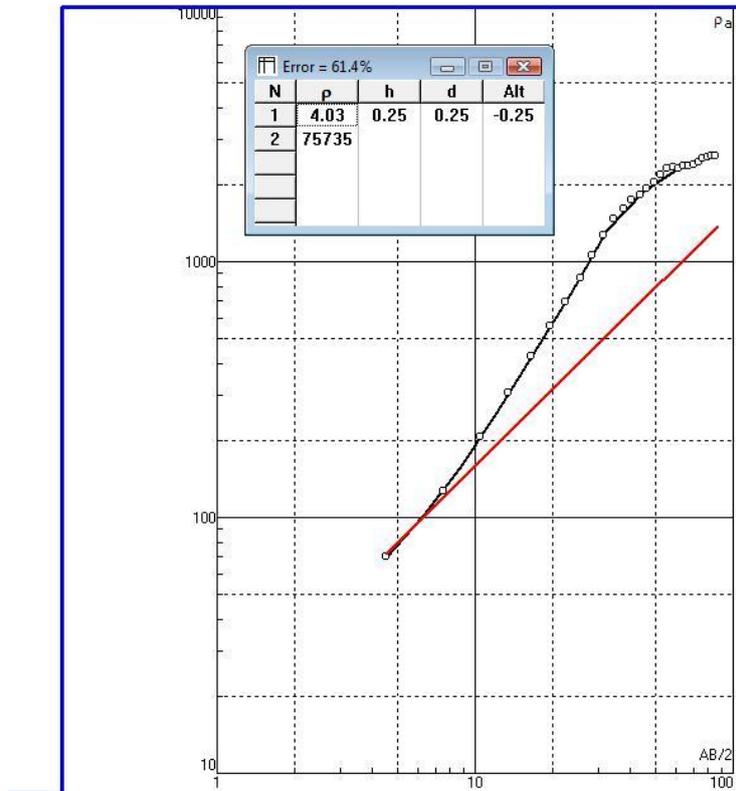


Figure 0.13 : Tentative d'inversion 1D de la courbe de sondage à l'abscisse 163.5. En noir les mesures et en rouge le modèle.

De ce fait, les cinq premiers niveaux conducteurs sous la doline ont été supprimés et les résultats de la nouvelle inversion 2D sont présentés en Figure 0.14.

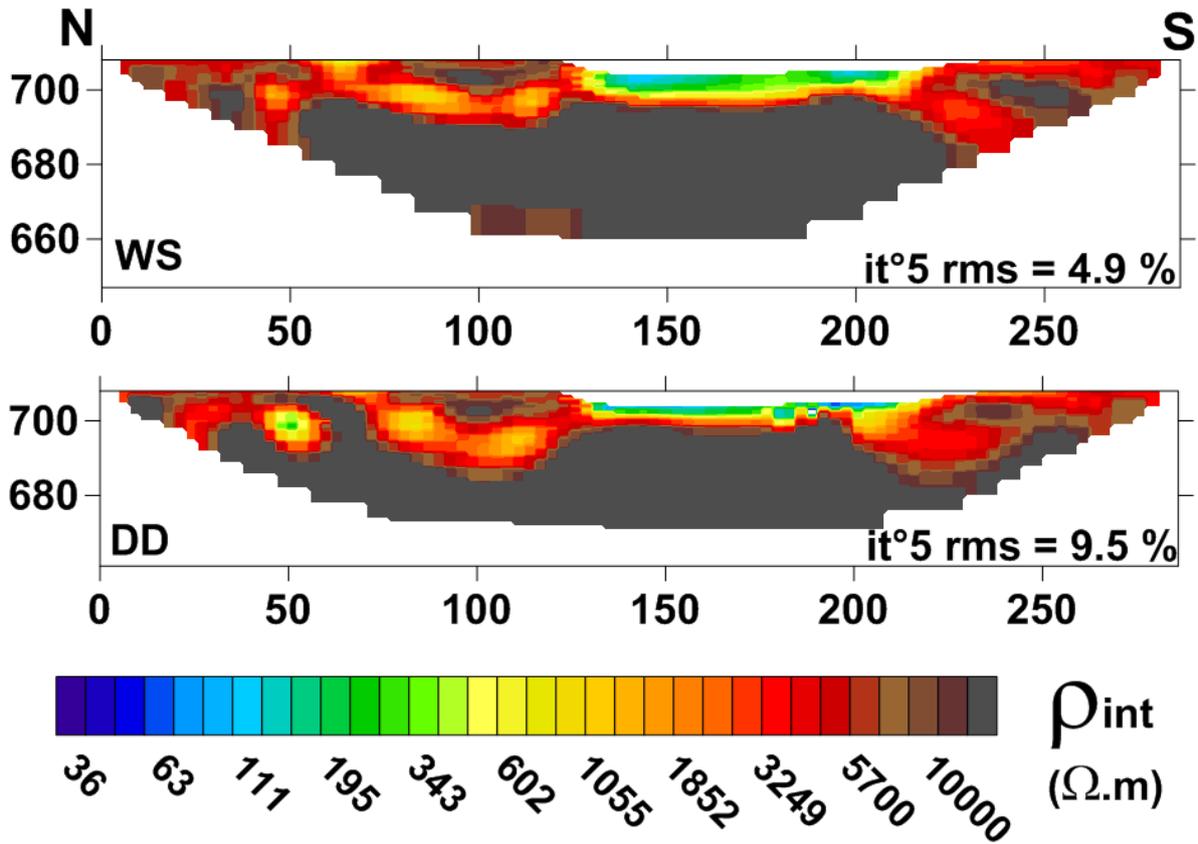


Figure 0.14 : ERT WS et DD filtrées avec 96 électrodes espacées de 3 m

On peut noter que les RMS ont chuté, notamment pour le dispositif DD. Outre cette diminution, il faut remarquer que l'effet de la suppression des premiers niveaux entraîne une épaisseur de conducteur plus importante (4 à 5 m contre 2 à 3 m auparavant).

Des modélisations directes ont été réalisées pour voir si on peut imager un fond de doline plus résistant que les premiers mètres conducteurs de sa surface. Les résultats sont présentés en *Figure 0.15* et montrent que le fond résistant de la doline est mal reconstruit par l'algorithme d'inversion. Il y a juste une distorsion des iso-valeurs de très fortes résistivités et celle-ci peut être facilement atténuée en réalité par le bruit géologique ambiant (i.e. des hétérogénéités de petites dimensions).

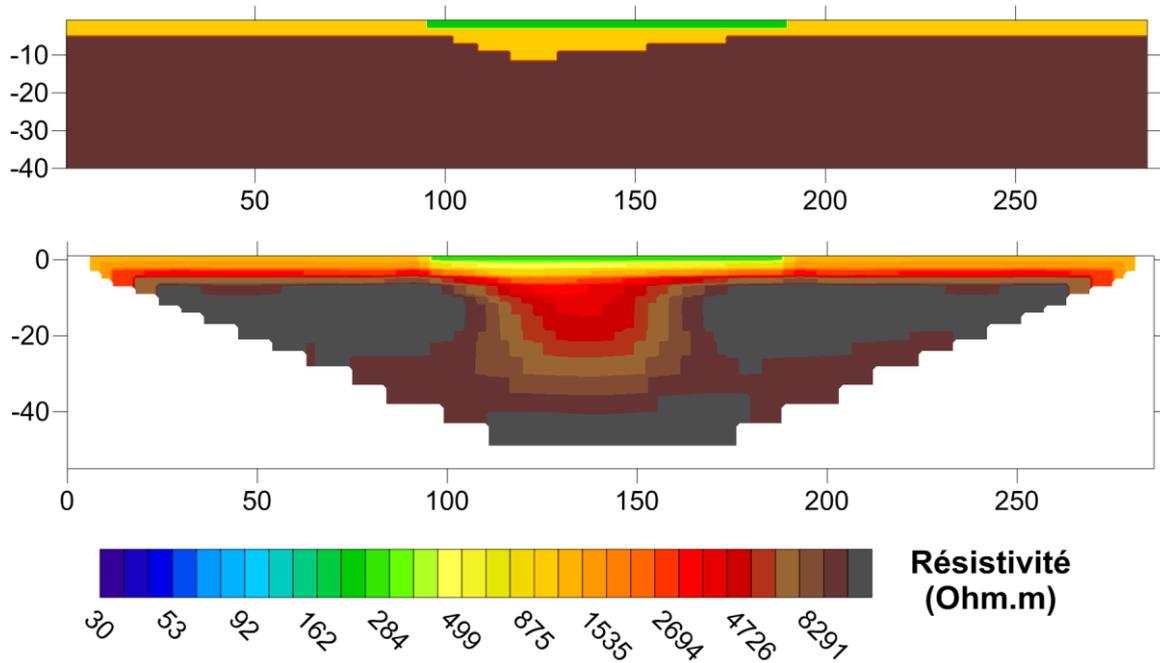


Figure 0.15 : Modèle synthétique de résistivité en haut en et modèle inversé en bas

### II.A.2.e. Conclusions

Ainsi, la tomographie de résistivité électrique ne semble pas être la méthode la plus adaptée pour imager une doline dans ce contexte de très forts contrastes géoélectriques. En effet, les forts contrastes empêchent une bonne reconstruction du modèle de résistivité. Les méthodes sismiques semblent les plus adaptées pour l'imagerie du remplissage des dolines dans ce cas-là.

Malgré la présence d'un aven à 6 m des profils, aucun lien vers la profondeur n'a été détecté. Toutefois, des anomalies sub-horizontales électriques et sismiques localisées juste à l'extérieur de la doline sont peut être à mettre en relation avec la présence de l'aven (cf. *infra II.B.3.e*).

### II.A.3. Dolines de Grand (Plateau des Hauts-Pays, Vosges)

Cette étude a été réalisée avec la collaboration de Claire Brinon, doctorante à l'UMR Sisyphe, dont le sujet de thèse traite de "Prospection géophysique du site gallo-romain de Grand (88) : rôle joué par le karst dans l'implantation et l'organisation urbaine". Les dolines prospectées sont appelées "trous" dans le jargon local à cause de leurs formes profondes et peu étendues. L'objectif ici est de caractériser ces morphologies particulières en contexte de karst sous couverture pour essayer de déduire une géométrie et proposer un processus de genèse.

#### II.A.3.a. Contexte géologique et géomorphologique

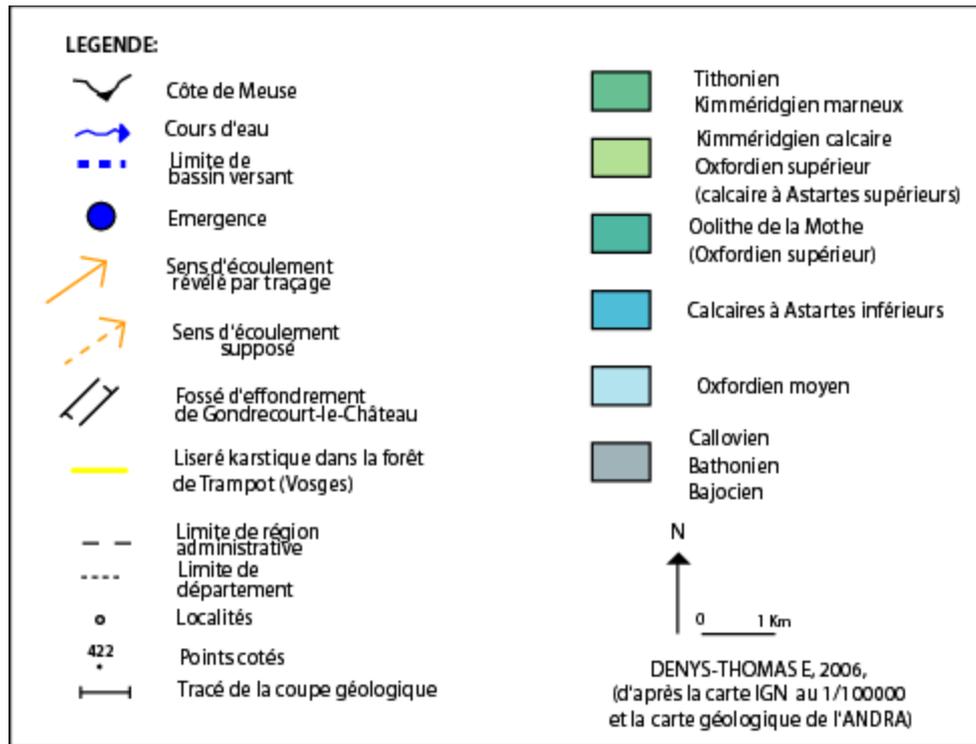
Le Haut-Pays constitue une section de revers d'une des plus puissantes côtes du bassin de Paris. L'extension du revers de la côte de Meuse (10 à 30 Km) est due à l'épaisseur considérable des calcaires de l'Oxfordien (environ 300 m). Le Haut-Pays se présente sous la forme d'un vaste plateau (*Figure 0.16*) en forme de quadrilatère allongé selon la direction N40° sur environ 25 km et d'environ 18 km de largeur entre les buttes témoins alignées dans le Fossé de Gondrecourt-le-Château et la côte de Meuse (Denys-Thomas, 2006).

L'originalité du plateau du Haut-Pays s'exprime par l'absence de cours d'eau pérennes. En effet, l'essentiel du Haut-Pays est drainé par la Maldite et l'Ognon, qui forment les deux vallées supérieures de l'Ornain. Or ces deux cours d'eau ont un écoulement intermittent qui ne dure que quelques semaines par an, faisant suite aux précipitations de la saison hivernale. En outre, de nombreux vallons secs, les combes, perturbent le paysage monotone et massif de ce plateau calcaire.

Le karst du Haut-Pays a fait l'objet d'études, notamment à Trampot (Jacquemin, 1994 ; Harmand *et al.*, 1995), ou encore plus largement sur le karst du Barrois (Jaillet, 2000). Ici, l'étude va se concentrer sur une zone à proximité de Laneuville-aux-Bois, proche des sources temporaires de l'Ognon.



Figure 0.16 : Localisation et cadre géomorphologique général du plateau du Haut-Pays, tiré de Denys-Thomas (2006) d'après la carte géologique de l'ANDRA (légende page suivante)



Ces dolines se situent dans la vallée qui descend à Laneuville-au-Bois par la route D175 (Figure 0.17). La route suit donc cette vallée très boisée et il est important de noter que les dolines se situent à peine en aval de chaque carrefour entre la vallée principale et les vallons adjacents. Le premier carrefour contient deux dolines qui se rejoignent sur un de leur flanc, et la première semble drainer un petit cours d'eau temporaire. L'intersection suivante correspond à une doline de forme elliptique, peut être due à la coalescence complète de plusieurs dolines. Les mesures de résistivité électrique ont été réalisées au dernier carrefour parallèlement à la route. Cette doline a une forme circulaire avec un diamètre de 8 m environ contre 1.5 m de profondeur.

D'autres dolines ont été observées et étudiées d'un point de vue géologique dans le bois de Trampot (Harmand *et al.*, 2005).

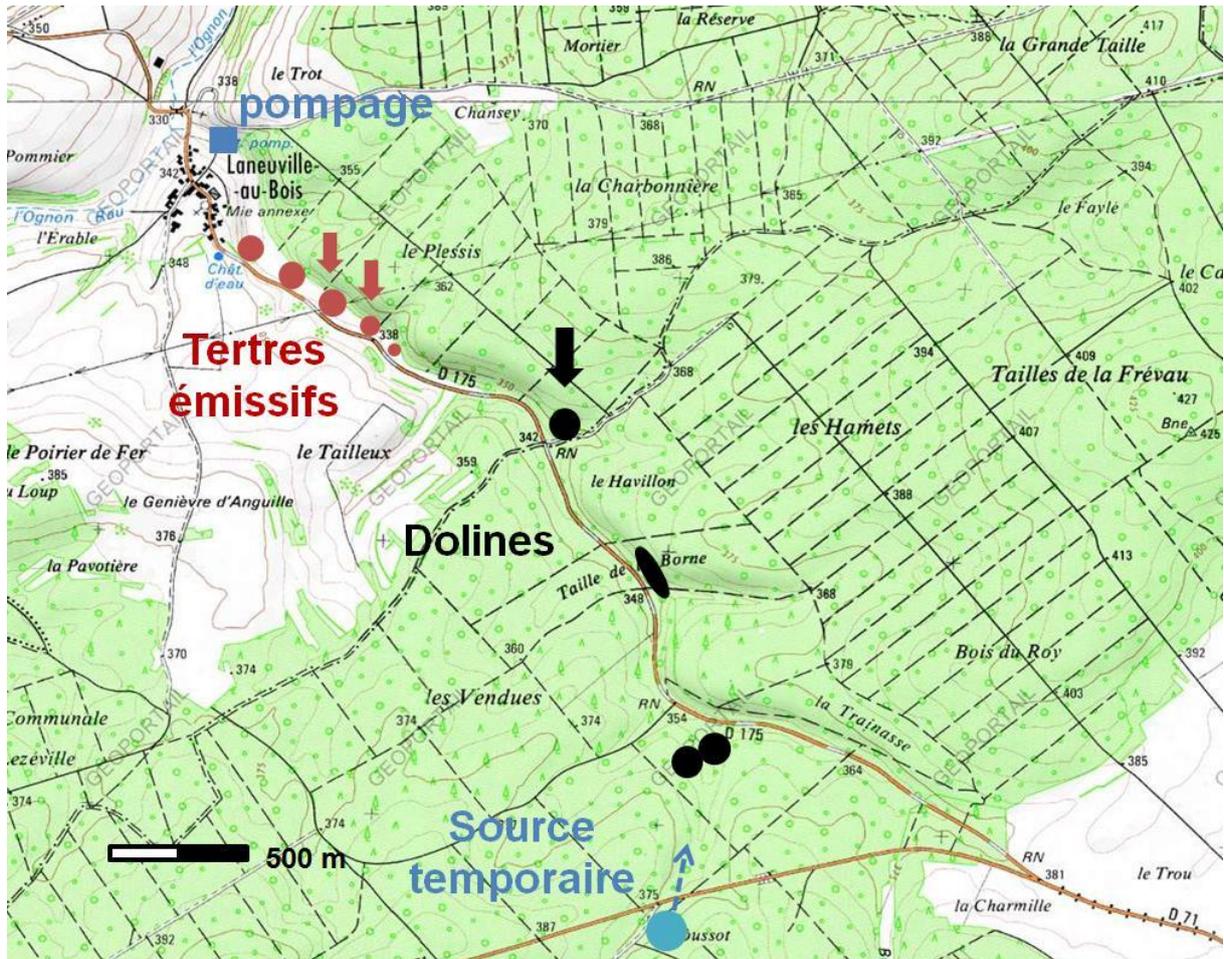


Figure 0.17 : Morphologies particulières superposées à une carte topographique IGN. Les flèches indiquent les objets étudiés (les dolines en noir et les tertres en rouge)

La végétation est très présente (Figure 0.18) et des cailloutis tapissent le fond de la doline.



Figure 0.18 : Photographie de la doline, on aperçoit le décimètre et un bout de flûte. Les bords de la doline sont en pointillés et le profil est en trait plein

### II.A.3.b. Résultats de la tomographie de résistivité

Les résultats des inversions de tomographie de résistivité ont de très bons RMS (Figure 0.19) et les deux dispositifs concordent assez bien. Le fond de la doline est donc très résistant, ce qui est conforme avec les cailloutis observés. Le vallon apparaît, quant à lui, très conducteur et une lentille conductrice d'une épaisseur de 2 à 4 m semble se propager vers le Nord-Ouest à une profondeur de 4 m environ. Ce conducteur disparaît peu à peu à partir de la doline et rejoint les résistivités du milieu environnant. On remarque également qu'entre le vallon et la doline, on a tout de suite un milieu assez résistant, tandis qu'entre l'abscisse 0 m et la doline, on observe une fine structure conductrice au dessus d'un milieu plus résistant.

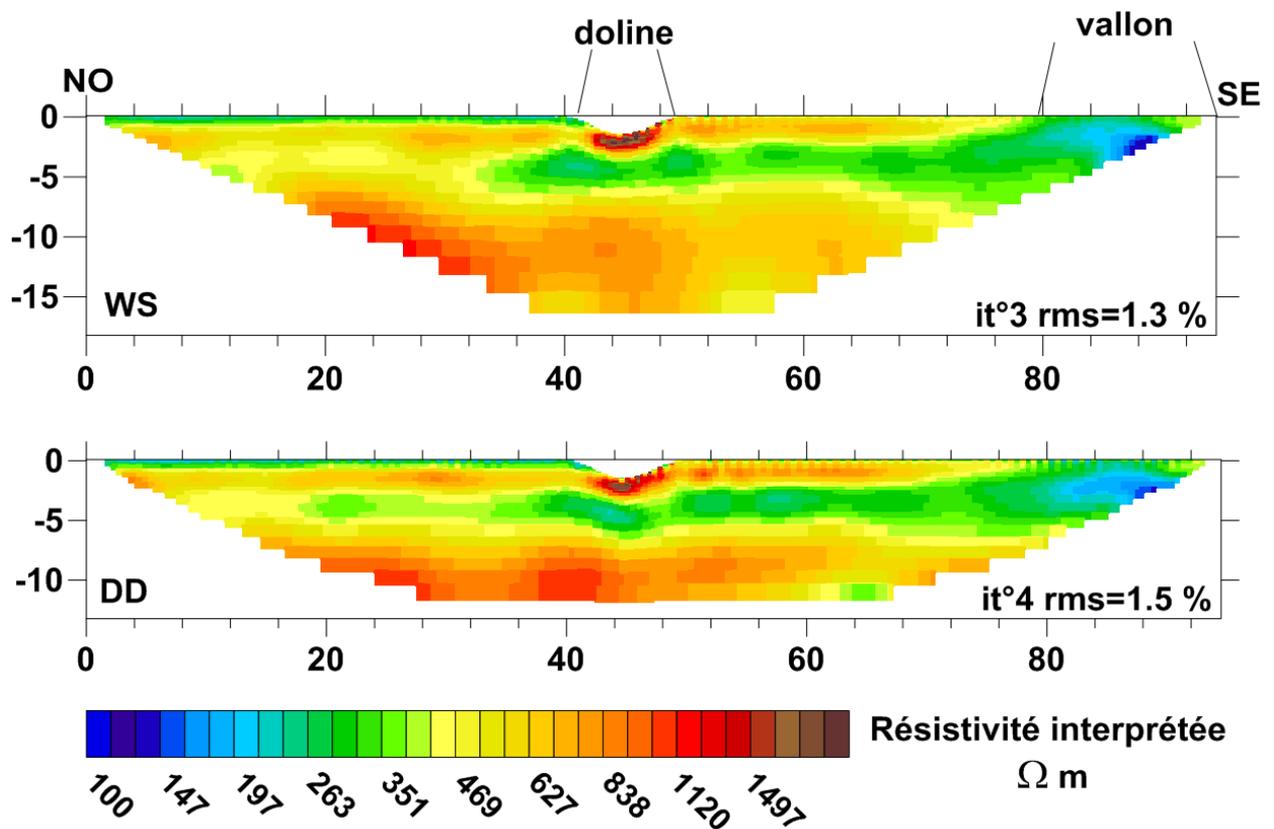
Le problème pour l'interprétation va être de savoir ce que représente le résistant (couleur jaune à rouge : 400 à 1000  $\Omega$ .m). En effet, il pourrait correspondre aux calcaires du Kimméridgien de la carte géologique tout comme à du matériel de remplissage de vallée

(cailloutis dans une matrice argilo-sableuse par exemple). Peut être même que les deux types de matériaux sont présents.

Si ce résistant est uniquement du calcaire, la lentille conductrice qui semble liée au vallon pourrait être une zone de calcaire altérée par crypto-corrosion et cette zone s'atténuerait en passant sous la doline car un transit vertical, lié à la création de la doline, aurait pu s'établir.

Une autre hypothèse serait que la structure conductrice corresponde à des dépôts liés à un écoulement passé du vallon et que la structure résistante sus-jacente soit une couche de cailloutis.

En tous cas, on ne voit pas vraiment d'anomalie en profondeur sous la doline, et d'autres études sont nécessaires pour conclure sur le mode de formation de celle-ci.



### II.A.3.c. Digression sur les tertres émissifs

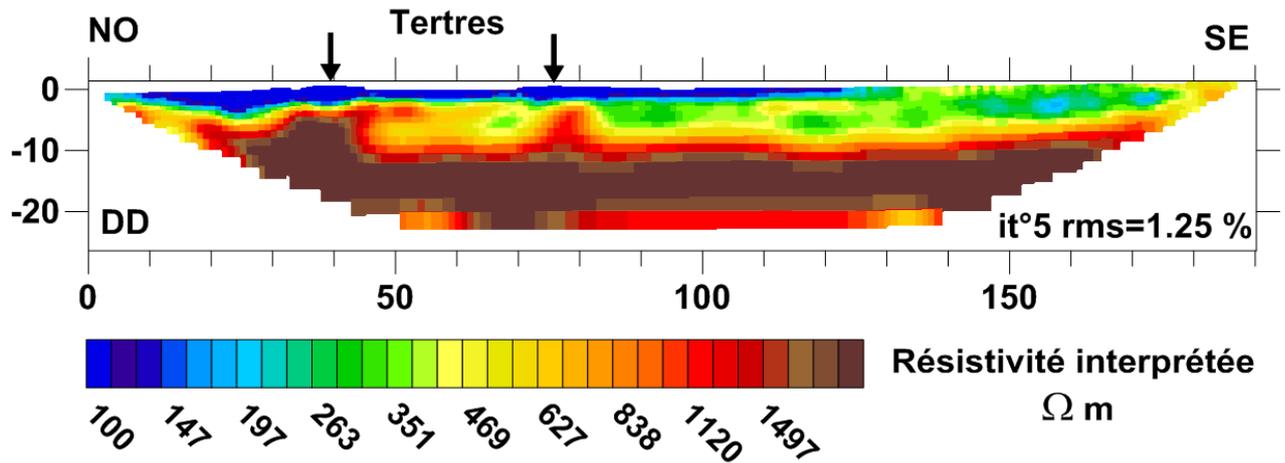
D'autres phénomènes karstiques sont intéressants dans cette zone d'étude avec notamment les tertres émissifs (*Figure 0.17*). Ils sont alignés dans la continuité de la vallée et le premier est juste à 1 km en aval de la doline étudiée. Il y a environ 20 m de dénivelé entre la doline et les tertres étudiés.

Les habitants de Laneuville-au-Bois voient chaque année les tertres recracher de l'eau un jour et demi après de fortes pluies (*Figure 0.20*). La rapidité de la réponse atteste donc d'un fonctionnement karstique et la mise en charge du puits (*Figure 0.17*) peut être considérable en passant d'un état sans eau jusqu'au débordement en quelques heures (au moins 20 m de variation). Ces tertres sont donc témoins d'un fonctionnement en charge de l'aquifère (analogue à un aquifère captif) et il y a donc un contraste important de perméabilité verticale à ces niveaux car l'eau ne sort que par ces tertres. Vu le caractère ponctuel et aligné des tertres l'hypothèse la plus vraisemblable serait un conduit karstique à faible profondeur avec des connexions verticales, comme des conduits verticaux (cheminées ?).



**Figure 0.20 : Photographie du tertre émissif le plus important. Un autre tertre se situe sous l'arbre à gauche de l'image**

Une tomographie de résistivité en *Figure 0.21* a été réalisée entre les deux tertres étudiés lors d'une période sèche. Elle montre des zones résistantes sous ces derniers. Cela pourrait correspondre à des vides tandis qu'aux alentours, c'est soit du matériel alluvial ou bien du calcaire altéré rempli de sédiments conducteurs. Au regard des résistivités élevées, la structure résistante horizontale sous-jacente pourrait bien être du calcaire.



En réalisant des mesures de résistivité en période hautes eaux, il se pourrait qu'on arrive à identifier une partie de l'aquifère et à mieux comprendre le fonctionnement de ces tertres en exploitant les différences entre mesures hautes eaux et basses eaux.

En revenant aux dolines et avec l'hypothèse assez vraisemblable de drain karstique dans l'axe de la vallée, on peut penser que ces dolines se créent aux intersections vallon/vallée à cause de l'apport d'eau supplémentaire souterrain et aérien des vallons. Cela peut contribuer alors à un potentiel de suffusion et d'effondrement plus important.

## **II.A.4. Conclusions sur la caractérisation des dolines**

D'un point de vue méthodologique, la méthode de cartographie électromagnétique Slingram a montré son efficacité pour dimensionner latéralement les dolines et même identifier des dolines masquées par un remplissage de surface. Les tomographies 2D sismiques et électriques se sont avérées complémentaires pour les dolines des Causses du Quercy et assez différentes sur celle du Causse du Larzac. En effet, le contraste électrique trop important entre le remplissage de la doline et les dolomies empêche une bonne reconstruction de la forme de la doline. De même, la cartographie Slingram peut se montrer rapidement inadaptée sur des terrains trop résistants. Par contre, ces deux méthodes (cartographie slingram et ERT) sont bien plus rapides à mettre en œuvre que la tomographie sismique.

Il est difficile d'observer des connexions verticales de petites dimensions sous les dolines étant donnée la perte de résolution en profondeur. En effet, seule une connexion de taille importante et remplie de dépôts conducteurs a pu être détectée (dolines d'Orniac).

Malgré les difficultés de détection des connexions verticales de la doline avec la profondeur, la géophysique peut donc être très efficace pour reconstruire la forme du remplissage. On peut alors en tirer des informations générales sur le remplissage de celles-ci. Toutefois, si ces informations ne remplacent pas celles tirées d'une tranchée, cette méthodologie est très adaptée pour localiser une zone de tranchée ou de sondage intéressante.

Par ailleurs, en étudiant la forme du remplissage, on peut identifier ou exclure des processus de genèse des dolines. Un soutirage important de la couverture peut avoir une signature électrique et une doline créée par un effondrement montrera certainement des anomalies sismiques profondes. La forme du remplissage renseigne également sur la localisation du point qui a été le plus absorbant, éventuellement plusieurs points sur les dolines polymorphes voire même sur des ouvalas.

Du point de vue de la protection de la ressource, la géophysique réalisée ici ne peut pas vraiment dire si une doline est plus vulnérable qu'une autre. Même si certaines dolines semblent colmatées par un remplissage argileux, l'eau s'infiltrerait quand même par les bordures de celles-ci. C'est donc en étudiant plus particulièrement l'épikarst d'une part et les zones fracturées d'autre part et leurs interactions avec les dolines que l'on pourra tirer des informations sur les modes de recharge de l'aquifère et sur les points d'infiltration préférentielle.

## **II.B. Epikarst dolomitique**

Cette partie aborde l'étude structurale de l'épikarst (une définition est donnée en I.A.2.) et ses liens avec l'altération et la fracturation par des outils géophysiques. Les deux sites étudiés sont sur les dolomies bathoniennes du Causse du Larzac.

### **II.B.1. Présentation des deux sites étudiés sur le Causse du Larzac**

#### **II.B.1.a. Particularités des dolomies**

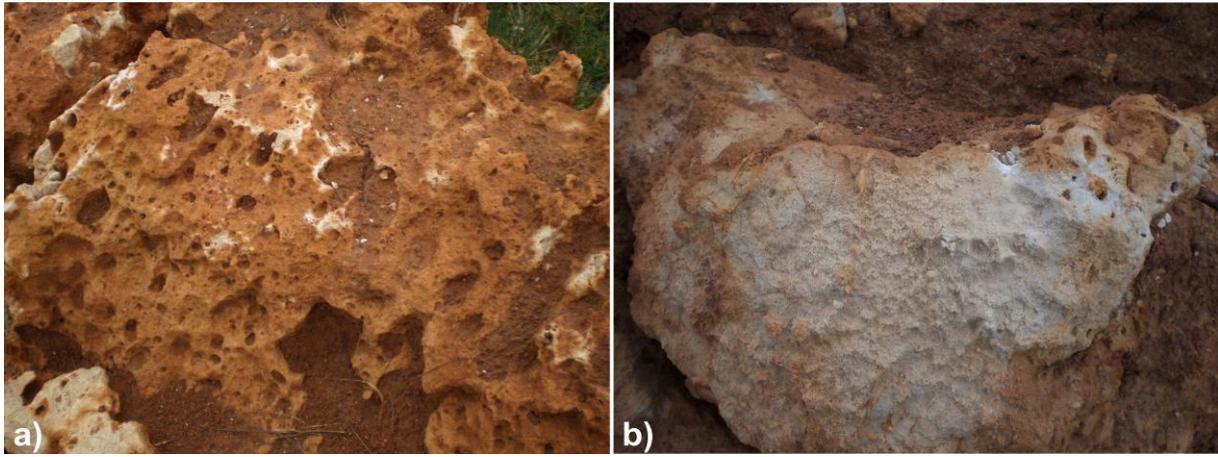
Les dolomies ont un comportement hydrodynamique différent de celui des calcaires, il suffit déjà d'observer leur surface et de constater leur extrême hétérogénéité avec ses paysages ruiniformes (*Figure 0.22*). En fait, le processus de dolomitisation va accroître la porosité initiale, c'est un processus irrégulier (Nicod, 1972). Ainsi, la microporosité intercrystalline a un rôle potentiel plus important que dans celui des calcaires plus classiques.



**Figure 0.22 : Photographie des dolomies ruiniformes sur le Causse Noir (issue de <http://www.montpellierlevieux.com/geologie.html>)**

Cette dolomie s'altère par ailleurs sous l'influence de conditions externes (climat, érosion) jusqu'à devenir un sable, appelé "grésou" dans les Grands Causses. On peut observer différents stades d'altération : dolomie saine, fracturée, visuellement saine mais cassante et qui s'effrite au contact des doigts, karstification avec création de macro-pores, sable dolomitique faiblement cimenté (*Figure 0.23*) et sable tout court.

On peut voir ainsi sur la *Figure 0.23* un cas de karstification sous-couverture (crypto-karstification) et un autre de début de fantômisation (cf. *supra I.A.3*), les deux processus étant présents sur le site des Menudes.



**Figure 0.23 : Photographies de blocs de dolomie souterrains pluri-décimétriques aux Menudes. a) bloc témoin de karstification avec création de macro-pores. b) bloc de sable dolomitique faiblement cimenté.**

A la surface, on peut observer de la dolomie saine côtoyant de la dolomie fracturée, du sable dolomitique et de la calcite ou dolomite recristallisée, témoignant de la forte hétérogénéité de l'épikarst. Cet épikarst, lorsqu'il est présent, influence l'infiltration par un écoulement différée vers la zone noyée. Les modes d'infiltration peuvent être lents ou rapides selon le type de vides dans lesquels l'eau circule. La porosité intergranulaire joue certainement un rôle de stockage et d'infiltration lente alors qu'une infiltration plus rapide pourra s'établir au travers des plans d'ouverture verticaux et des zones d'infiltration préférentielle liée à un fort degré de karstification.

La dissolution importante et un certain stockage dans l'épikarst constituée par les dolomies bathoniennes a été mis en évidence par des analyses chimiques (Plagnes, 1997)

### II.B.1.b. Contexte géologique et hydrogéologique

La partie du Causse étudiée est marquée par sa bordure méridionale, où les secteurs couverts d'argiles à chailles (appelées ségalas) permettent des activités agricoles (en vert sur la Figure 0.24). En cas de pluviométrie très abondante, un écoulement de surface se met en place temporairement, témoignant d'un drainage souterrain en partie inefficace. De plus, les fortes concentrations en magnésium de l'eau des lacs temporaires (Plagnes, 1997) montre que ces eaux ont séjourné un certain temps dans l'épikarst dolomitique. A part dans cette partie du causse, aucun écoulement aérien n'est visible car tout est drainé par les affleurement carbonatés (calcaires et dolomies). C'est dans cette zone, à l'amont des écoulements temporaires, que se trouve le site des Menudes (MEN)

Dans la partie septentrionale, le soutirage karstique est plus marqué (Bruxelles et Caubel, 1996), et le nombre d'avens relevés et leur profondeur sont plus importants que dans la partie sud. C'est dans ce secteur qu'est localisé le site d'étude de l'Hospitalet (HOS).

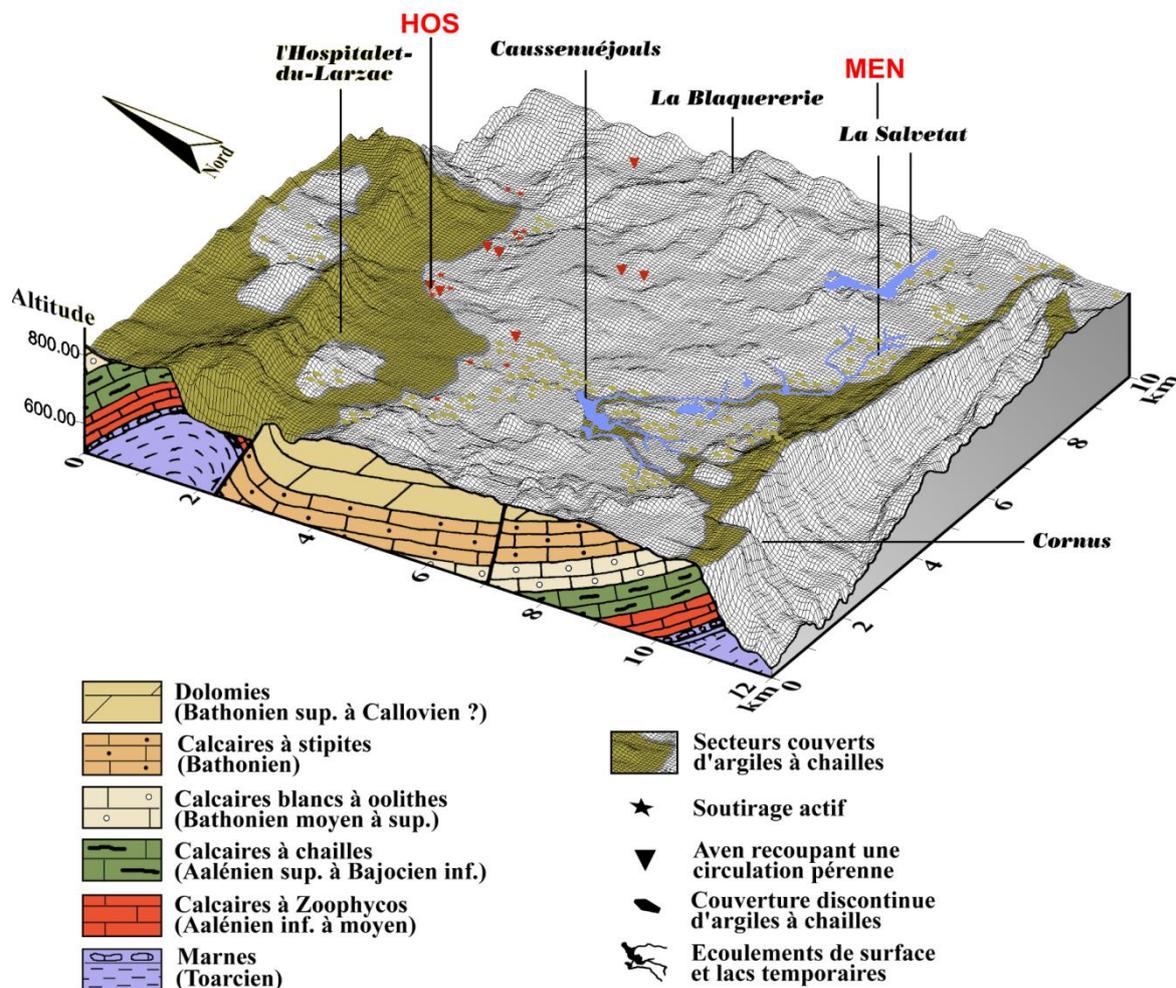


Figure 0.24 : Modèle numérique de terrain avec une coupe géologique du secteur central du Causse de l'Hospitalet. Image modifiée provenant de Bruxelles et Caubel (1996)

Au Nord de la zone, on trouve la faille de l'Hospitalet (Figure 0.24, Figure 0.25), barrière imperméable constituée par des marnes du Toarcien. Cette faille crée un obstacle à l'aquifère du Durzon qui est drainé à ce niveau par la source du même nom, alimentant ainsi la rivière de La Dourbie (affluent en rive gauche du Tarn). La coupe proposée en Figure 0.25 est une interprétation de l'aquifère du Durzon : c'est donc un modèle conceptuel.

Les deux sites se trouvent donc sur le bassin d'alimentation de la source du Durzon (Figure 0.25) : l'un en amont du système dans le secteur moins bien drainé (MEN) et l'autre en aval du système (HOS) où les preuves d'écoulement vertical sont nombreuses (dolines, ponors, gouffres). Les deux sites sont localisés dans les dolomies du Bathonien qui constituent un aquifère perché dans lequel il existe quelques forages et puits utilisés par la population locale.

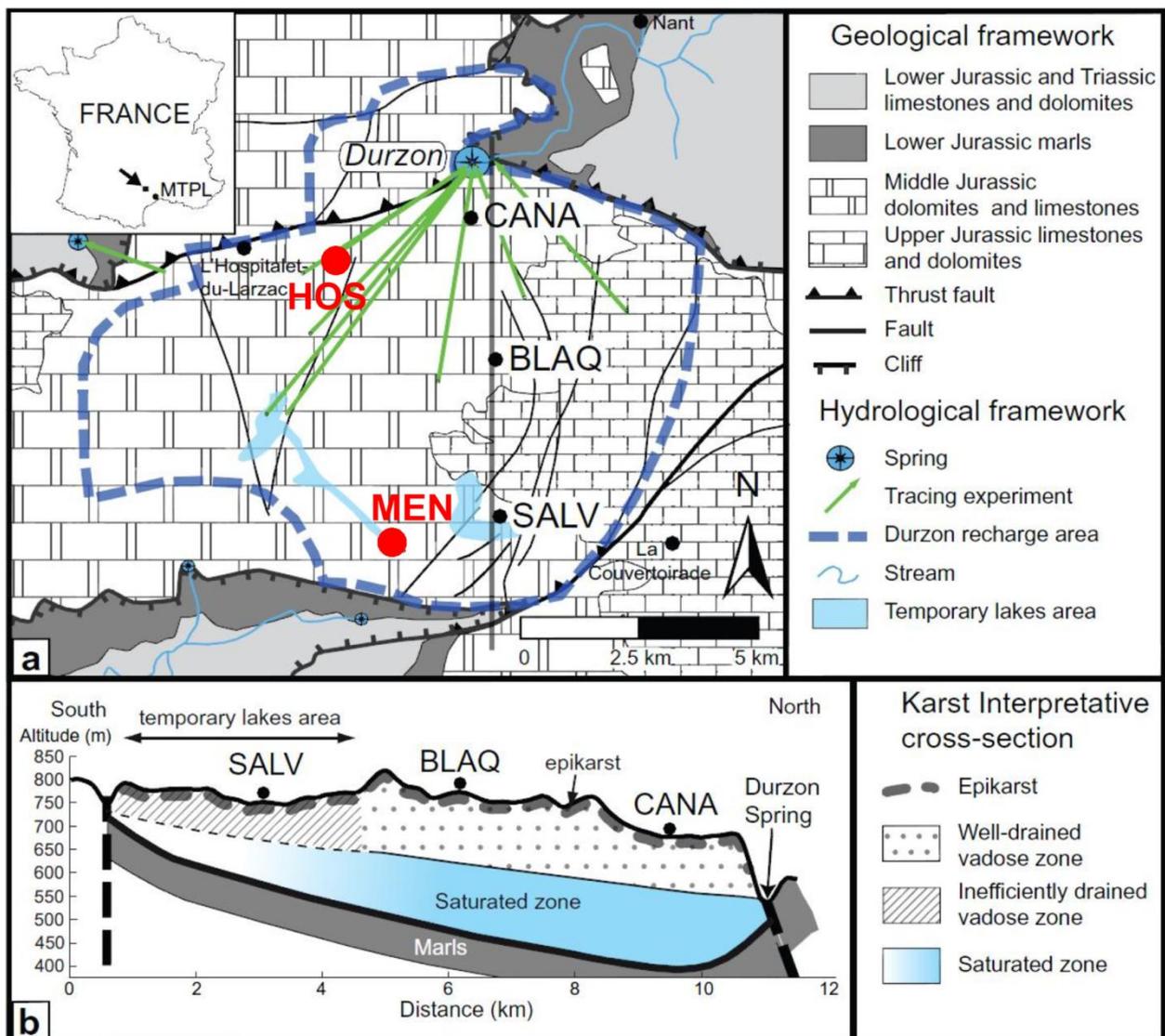


Figure 0.25 : a) Carte hydrogéologique du Durzon b) Coupe schématique de l'aquifère du Durzon. Image modifiée et tirée de Jacob *et al.*, 2008

## II.B.2. Épikarst des Menudes

Le village des Menudes se situe sur la bordure sud du Causse de l'Hospitalet, dont les versants surélevés sont couverts d'argiles à chailles et peuvent alimenter occasionnellement les dépressions en contrebas (*Figure 0.24*). De plus, le pendage des calcaires du Dogger en direction du Nord favorise a priori un drainage dans cette direction, vers la source du Durzon en réalité (*Figure 0.25*).

### II.B.2.a. Contexte géomorphologique

La photo aérienne de la *Figure 0.26* montre les différentes structures morphologiques autour de la zone étudiée. Il y a tout d'abord un vallon fluvio-karstique, constituant une unité de drainage lors de pluviométries exceptionnelles. En le remontant, on trouve un mini-canyon qui semble constituer le point de départ de cette structure drainante.

On remarque aussi certains alignements de roches et de sols dans la direction N25°, ce qui est proche d'une des familles d'accidents majeurs (N20°) sur le Causse, visible sur la carte géologique et étudiée dans la thèse de Binelli-Chahine (1993).

On voit également au Sud de la photo les dolomies qui affleurent. Ce n'est pas le cas du côté nord, où l'on voit par contre beaucoup d'alignements assez désordonnés dus aux contrastes de végétation. Ces contrastes sont interprétés comme de la fracturation et sont visibles à plusieurs endroits sur le Causse sur les photos aériennes par temps sec.

Les profils réalisés sont localisés sur la photo et il faut noter que le profil principal passe dans le mini-vallon. Par ailleurs, les agriculteurs des Menudes ont un forage (instrumenté par Géosciences Montpellier), dont le niveau piézométrique moyen est à environ 55 m de profondeur, soit à une quarantaine de mètres sous le vallon.

Quatre différentes acquisitions ERT et SRT ont été réalisées à quatre périodes différentes sur le profil principal. Les évolutions temporelles de ces tomographies sont traitées dans le dernier chapitre de ce manuscrit.



Figure 0.26 : Photographie aérienne avec indications géomorphologiques et localisation des profils

### II.B.2.b. Tomographies de résistivité

Tout d'abord, on va s'intéresser à la ligne principale (Figure 0.27) qui a été réalisée à partir de quatre tomographies, permettant une bonne résolution des petites structures à faible profondeur ainsi qu'une grande profondeur d'investigation (une quarantaine de mètres).

On distingue tout de suite deux zones contrastées séparées par le point bas topographique : la zone sud comprenant des résistivités élevées ( $> 400 \Omega.m$ ) et la zone nord avec de faibles résistivités ( $< 300 \Omega.m$ ) sur les 40 premiers mètres. Il faut toutefois noter que l'on retrouve la gamme sud de résistivités tout au Nord du profil sur la zone plane.

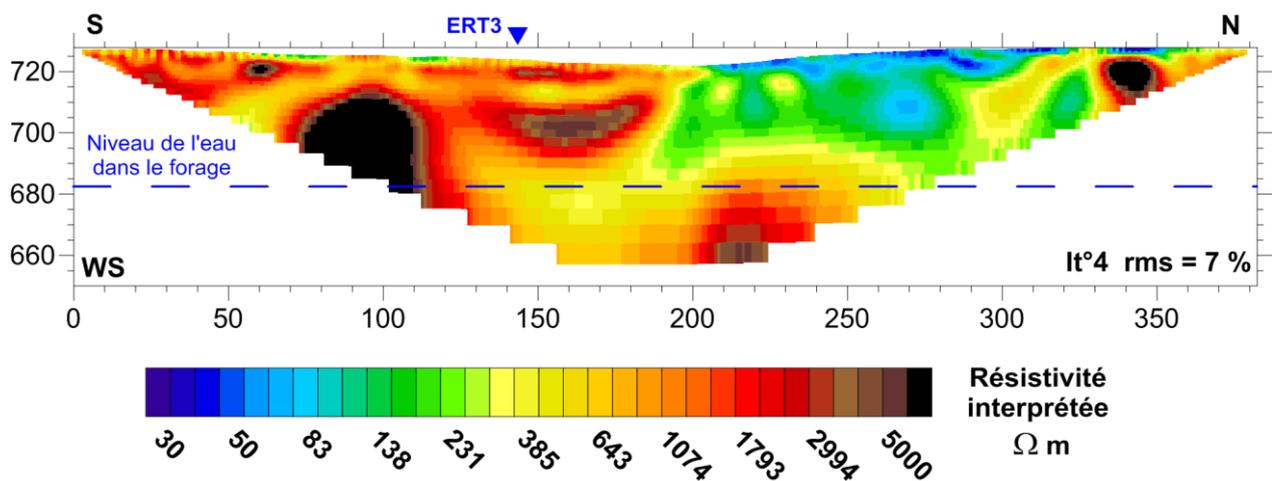


Figure 0.27 : ERT principal WS constituée de 4 tomographies de 96 électrodes : 3 avec espacements de 2 m en roll-along et 1 avec un espacement de 4 m

Sur la partie nord, on note :

- une fine couche très conductrice de surface ( $< 100 \Omega.m$ ) de 2 à 5 m,
- une structure conductrice ( $< 300 \Omega.m$ ) allant jusqu'à une profondeur de 40 m avec des zones assez contrastées à l'intérieur : formes sphériques conductrices ( $< 100 \Omega.m$ ) à l'abscisse 270 m et résistantes ( $> 250 \Omega.m$ ) aux abscisses 210 et 230 m,
- une augmentation de résistivité en profondeur qui rejoint celle de la zone sud, cependant le modèle a une sensibilité assez médiocre à cette profondeur, gênant une interprétation plus poussée.

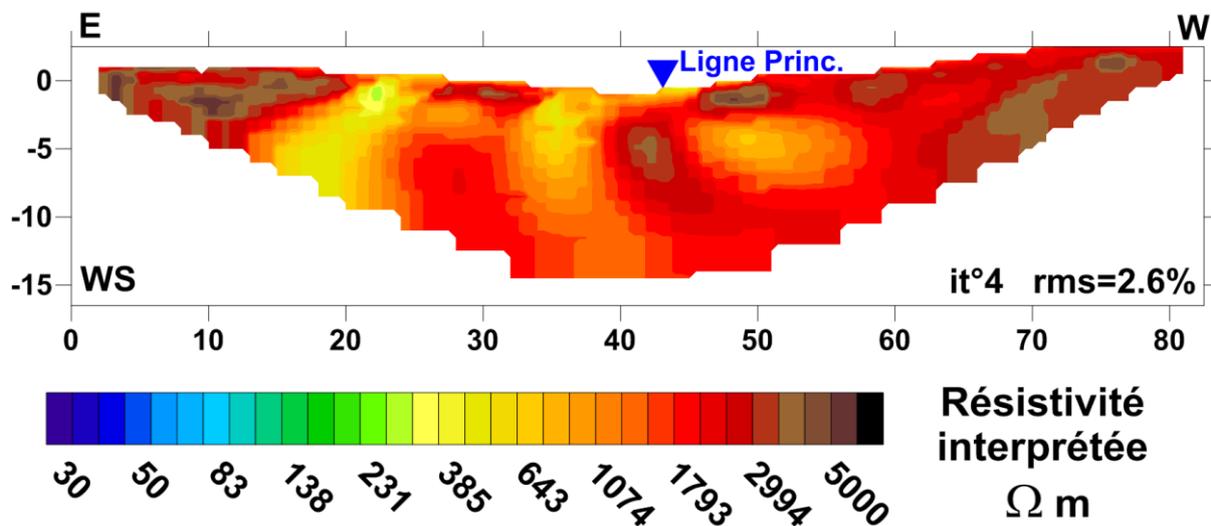
Sur la partie sud, on remarque :

- des résistivités très élevées ( $> 1000 \Omega.m$ ) à faible profondeur,
- des zones à résistivités plus modérées (entre 400 et  $1000 \Omega.m$ ), notamment la structure horizontale entre les abscisses 110 et 180 m à 10 m de profondeur,

- une structure très résistante ( $> 5000 \Omega.m$ ), mais soumise au manque de sensibilité de la méthode à distinguer des résistants et très résistants dans de tels milieux et aux effets algorithmiques de l'inversion,
- une diminution de résistivité en profondeur, sujette aussi au manque de sensibilité du modèle.

Dans tous les cas, il faut retenir la très forte hétérogénéité du modèle, qui est aussi visible en surface en constatant la proximité des zones avec du sol, du sable et des dolomies saines et altérées.

La tomographie ERT3 a pour but d'étudier l'influence du mini-vallon sur le profil principal (Figure 0.28). Ainsi, on voit que l'ERT3 est très résistante avec quelques zones aux résistivités plus modérées ( $< 400 \Omega.m$ ), dont notamment celle au centre qui coïncide à peu près avec le point bas topographique et donc le mini-vallon. La structure horizontale conductrice de la Figure 0.27 entre les abscisses 110 et 180 m n'a pas pu être identifiée, car celle-ci est à plus de 10 m de profondeur, limite d'investigation de l'ERT3.



Le fort contraste entre les zones sud et nord mérite aussi un peu plus d'attention, c'est pourquoi la tomographie ERT2 a été réalisée (Figure 0.29). On voit en effet le contraste Nord-Sud avec des très faibles résistivités ( $< 100 \Omega.m$ ) de la surface jusqu'à 1 à 5 m de profondeur et de fortes résistivités de l'autre côté ( $> 400 \Omega.m$ ). Au milieu, sous le vallon, on voit une fine couche conductrice sur une structure plus résistante. L'anomalie conductrice plus profonde a une forme différente pour le WS et le DD, mais il est important de noter que

les deux dispositifs la détectent, ce qui est un argument en faveur de sa réelle présence et non d'un artéfact d'inversion. Toutefois, sa forme et sa localisation exactes ne sont pas résolues.

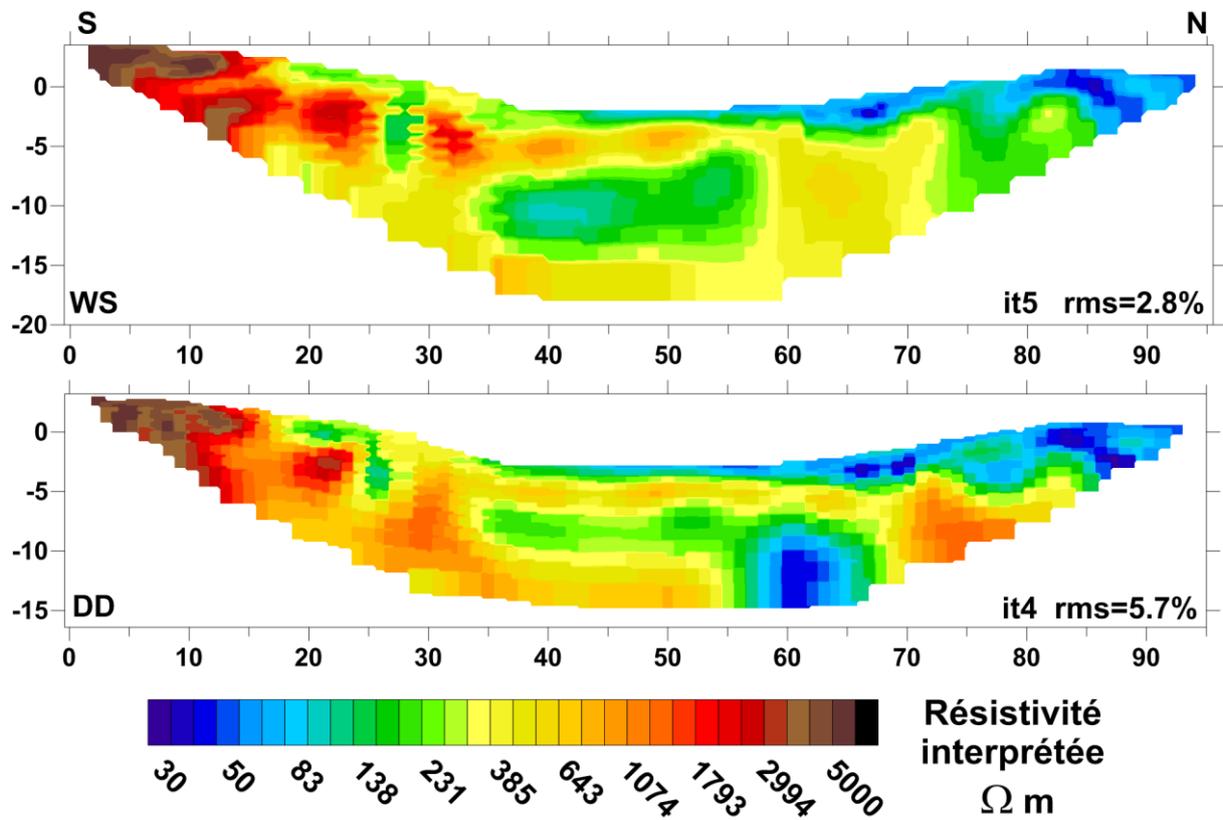


Figure 0.29 : ERT2 WS et DD avec 96 électrodes espacées de 1 m

### II.B.2.c. Tomographie sismique

Une tomographie de sismique réfraction a été réalisée sur le profil principal et les résultats sont présentés en *Figure 0.30*. Sur le modèle de vitesse et sur le diagramme de couverture, on voit aussi un certain contraste Nord/Sud, bien que moins franc que pour l'électrique.

Coté Sud, on note :

- des vitesses de surface plus faibles qu'au Nord avec de nombreux trous dans la couverture, indiquant des zones de faibles vitesses que les rais évitent,
- un gradient de vitesse plus important qu'au Nord, avec notamment des vitesses rapides (> 3500 m/s) à partir de 40 m de profondeur,
- le diagramme de couverture est plus hétérogène qu'au Nord.

Pour le côté Nord :

- un gradient plus faible et les fortes vitesses (> 3500 m/s) sont plus profondes qu'au Sud (60 m de profondeur),
- un trou conséquent dans la couverture correspondant à une zone de faible vitesse notable entre les abscisses 250 et 290 m.

Encore une fois, les mesures sismiques montrent la forte hétérogénéité du milieu, surtout au Sud, particulièrement visible sur le diagramme de couverture.

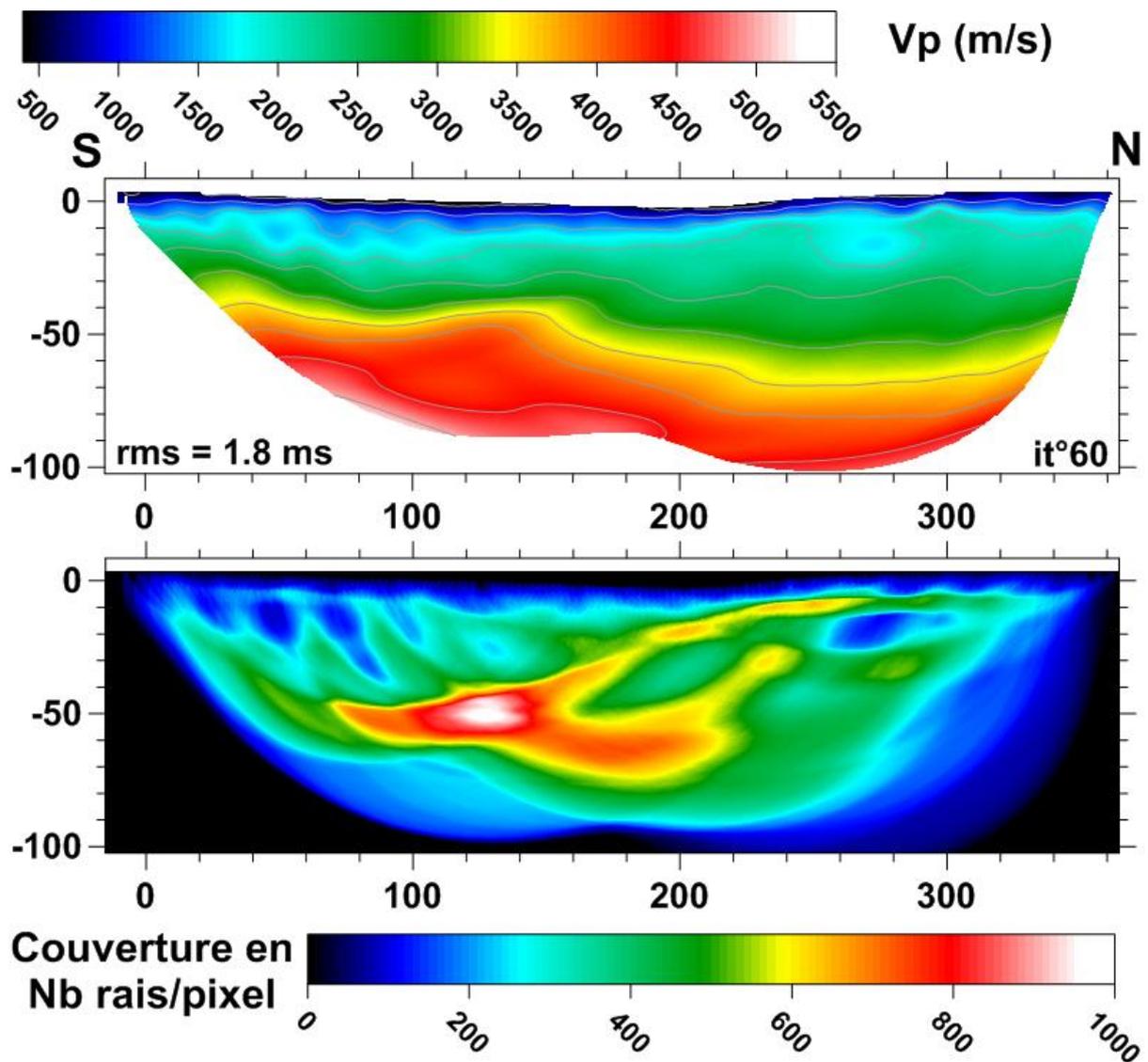


Figure 0.30 : SRT et sa couverture. 72 géophones avec un espacement de 5 m sont utilisés. Environ 4500 pointés sont modélisés

### II.B.2.d. Comparaison entre les tomographies

Les tomographies de résistivité et de vitesse sont présentées sur une image commune (*Figure 0.31*). La couverture des rais sismiques a également été superposée par transparence et montre que la zone de faible vitesse entre les abscisses 250 et 290 m est bien corrélée à la forme sphérique conductrice entre les abscisses 260 et 280 m. Par contre, les autres trous de la couverture au Sud sont parfois corrélés à de très fortes résistivités et d'autres fois à des résistivités modérées.

Une analyse entre le modèle de vitesse et de résistivité (sur les 30 premiers mètres) a été effectuée par affichage de la densité des points de coordonnées  $(V_{ij}, \log(\rho_{ij}))$  où  $i$  et  $j$  représentent les dimensions spatiales (*Figure 0.32*). On peut voir que les côtés nord et sud sont assez bien individualisés et que, grossièrement, les résistivités augmentent avec les vitesses. Ce graphique résume bien les différences entre les deux zones : faibles résistivités et vitesses plus fortes au Nord, et fortes résistivités et vitesses plus faibles au Sud.

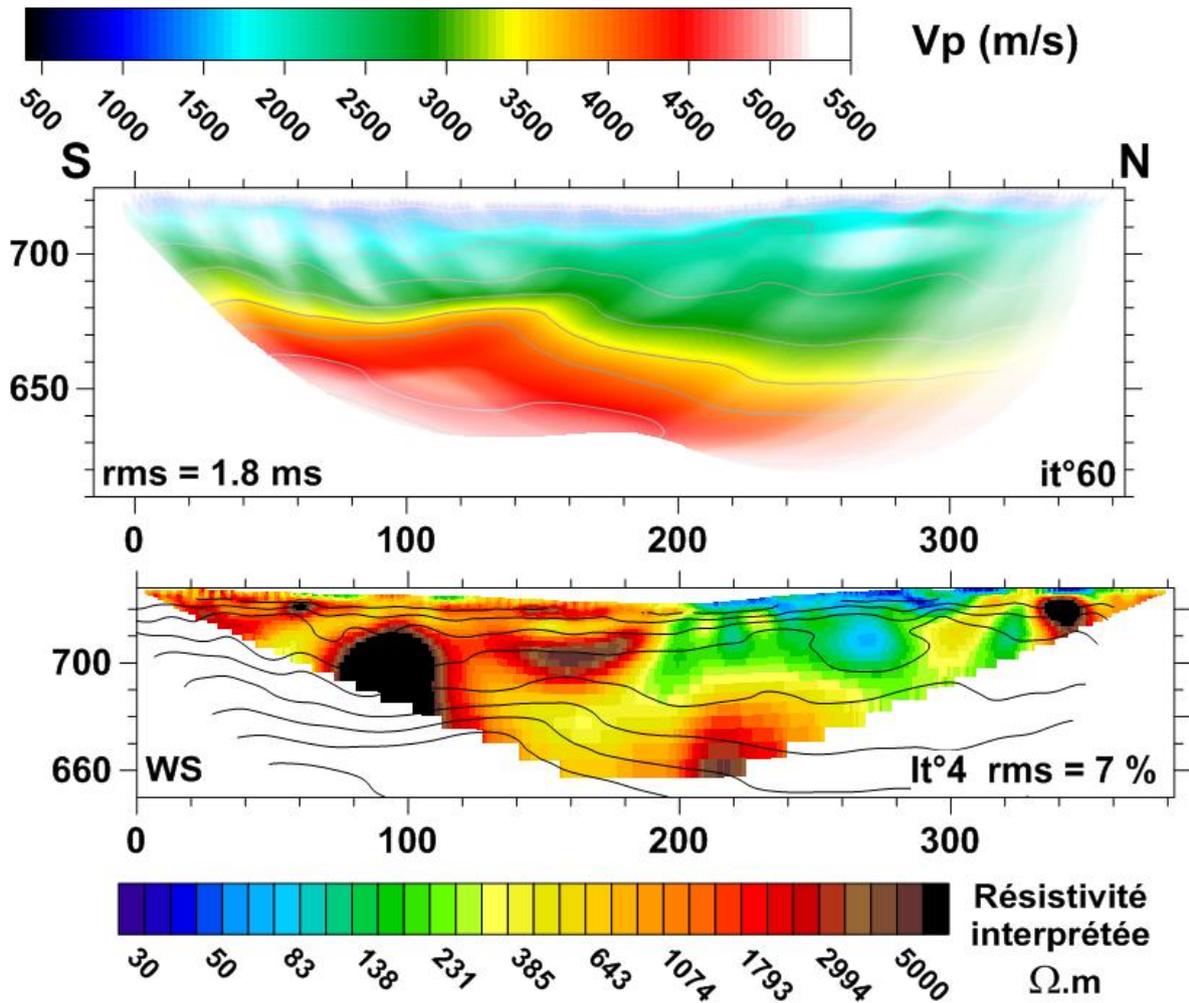


Figure 0.31 : SRT de la Figure 0.30 avec couverture en transparence en haut. ERT de la Figure 0.27 avec les isovaleurs de vitesse (tous les 500 m/s à partir de 500 m/s) en bas

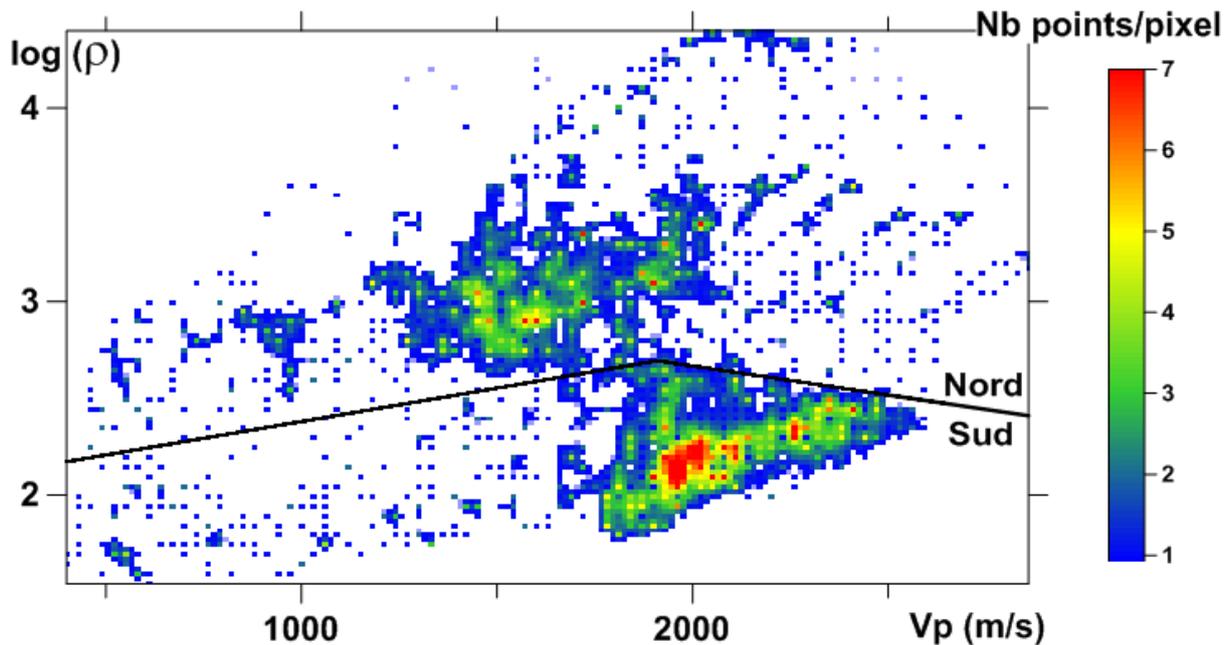
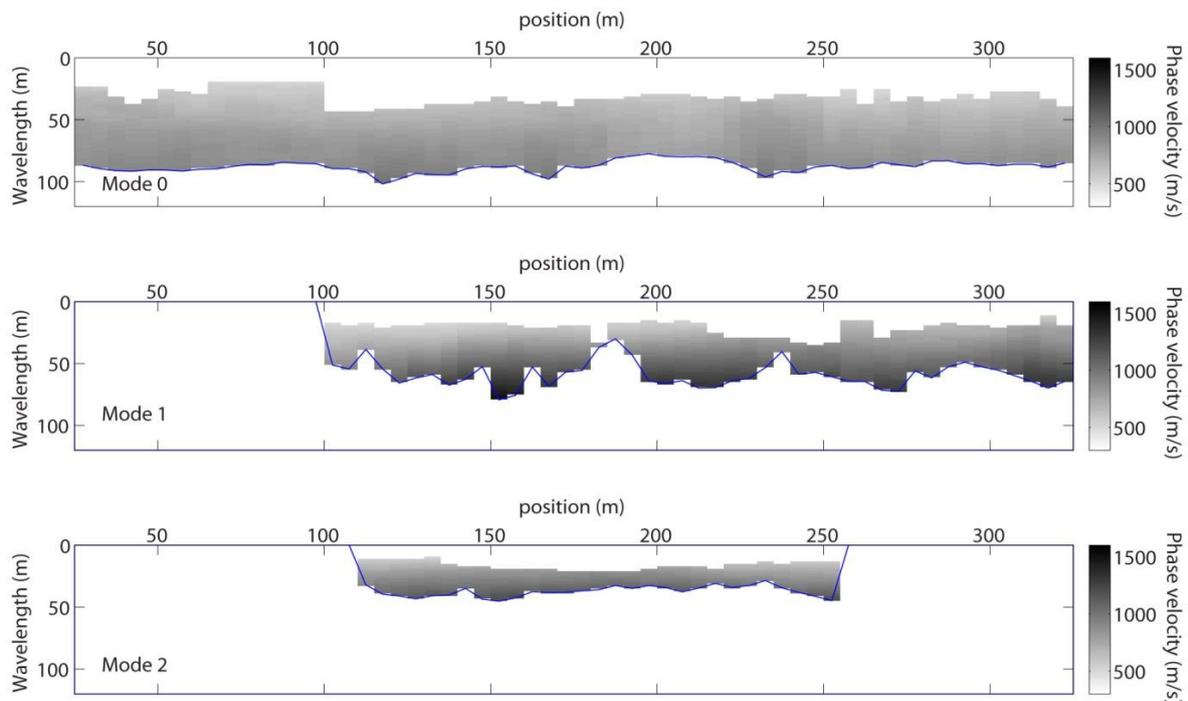


Figure 0.32 : Densité des points (vitesse, logarithme de résistivité) sur les 30 premiers mètres. La frontière entre le côté nord et sud a été tracée.

### II.B.2.e. Estimation des vitesses des ondes de cisaillement et du coefficient de Poisson

Sur le site des Menudes, les enregistrements initialement prévus pour une exploitation en tomographie d'ondes P constituent un jeu de données approprié à la mise en œuvre de la technique de sommation de la dispersion des ondes de surface. La dispersion est estimée le long de la section (constituée 72 géophones espacés de 5m, tirs en bout et tirs entre chaque couple de géophones) pour chaque sismogramme extrait avec une fenêtre de 12 géophones (soit 55 m) et pour chaque tir déporté de 5 à 50 m (directs et inverses) par pas de 5 m. Chaque fenêtre est associée à une abscisse correspondant à son milieu. Les images de dispersion issues de sismogrammes de mêmes abscisses sont ensuite sommées dans le domaine fréquentiel. La sommation réduit ainsi l'emprise de la mesure de la dispersion tout en améliorant la qualité des données (*cf. supra I.C.3.*) Le pointé des courbes de dispersion peut de fait être réalisé de manière semi-automatique. Une navigation « visuelle » le long de la ligne facilite l'identification des modes de propagation (ici jusqu'à trois modes). Les courbes de dispersion (extraites individuellement avec une estimation d'erreur associée) peuvent être représentées sous forme de pseudo-section des vitesses de phase des ondes de Rayleigh (*Figure 0.33*). Une telle représentation permet de contrôler la qualité des pointés et de vérifier la continuité de l'identification des modes de propagation.



**Figure 0.33 : Pseudo-section des vitesses de phase des ondes de Rayleigh (VR) par sommation de la dispersion sur 12 géophones. Les lignes bleues correspondent aux longueurs d'ondes maximales observées sur chaque mode**

Les données de dispersion sont ensuite inversées à chaque position pour un modèle 1D de  $V_s$  en fonction de la profondeur, en utilisant avec l'algorithme implémenté par Wathelet *et al.* (2004). L'algorithme d'inversion balaye l'espace des paramètres ( $V_p$ ,  $V_s$ , masse volumique et épaisseur de chaque couche) de manière stochastique. Un modèle à quatre couches (trois couches sur un demi-espace) a été utilisé avec une profondeur maximale de 55 m pour le demi-espace. Cette profondeur maximale a été choisie en fonction de la longueur d'onde maximale mesurée (cf. lignes bleues sur la *Figure 0.33*). Les résultats de chaque inversion sont finalement extraits pour chaque abscisse et ré-échantillonnés avec un pas de 5 m en profondeur jusqu'au demi-espace, afin d'estimer un profil de  $V_s$ . Chaque profil est ensuite représenté à son abscisse le long d'une pseudo-section des  $V_s$  (*Figure 0.34*).

## **Résultats**

Les quinze premiers mètres entre les abscisses 50 et 100 m et entre 250 et 300 m montrent de faibles vitesses  $V_s$  (*Figure 0.34*) des ondes S correspondant approximativement aux zones de faibles vitesses sur le modèle de vitesse  $V_p$ . Le contraste latéral en profondeur est aussi visible car on voit une remontée des fortes vitesses avant l'abscisse 140 m. Cependant, le manque de résolution en profondeur sur les 100 premiers mètres empêche une corrélation plus poussée avec le modèle de vitesse des ondes P.

A partir de ces deux modèles  $V_p$  et  $V_s$ , le coefficient de Poisson  $\nu$  a été calculé et est représenté sur la *Figure 0.34*. Exceptées de fortes valeurs sur les quelques premiers mètres, on peut voir que le coefficient de Poisson met en évidence deux zones aux profondeurs comprises entre 5 et 20 m : la zone nord avec des valeurs élevées et la zone sud avec des valeurs plus faibles. Ceci témoigne encore du comportement mécanique différent entre ces deux zones. L'image présente de bonnes corrélations avec la section de résistivité (*Figure 0.27*). En effet, on a à droite de fortes valeurs du coefficient de Poisson qui se rapprochent plus celles de sables ou d'argiles saturées que des dolomies, ainsi que des faibles résistivités liées à la présence d'eau ou d'argiles.

Pour pouvoir comparer de manière plus quantitative, il faudrait faire des inversions similaires pour les modèles  $V_p$  et  $V_s$  : par exemple, inverser par couche les  $V_p$  au lieu d'utiliser des modèles lissés. Cela n'a pas été réalisé ici par manque de temps.

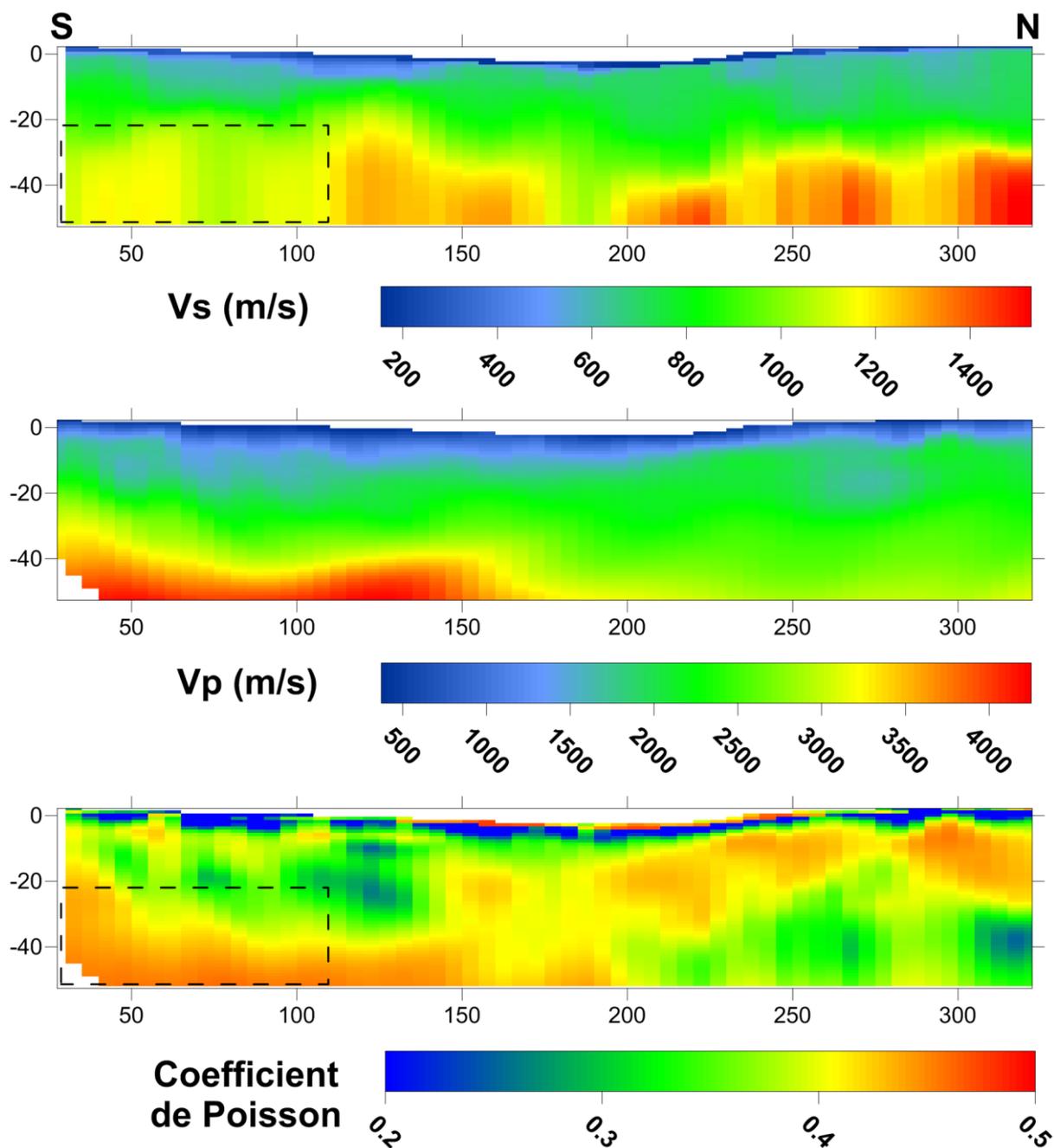


Figure 0.34 : Modèle lissé de  $V_s$  en haut. Modèle de  $V_p$  décimé au même pas d'échantillonnage que le modèle  $V_s$  au centre. Coefficient de Poisson calculé à partir du rapport  $V_p/V_s$  en bas. Les encadrés sont des zones peu contraintes à cause du manque de données

### II.B.2.f. Interprétations géologiques

Des forages à la tarière manuelle ont aussi été réalisés (Figure 0.35). Ils montrent la prédominance des sables du coté sud et celle des argiles du coté nord. Toutefois, l'épaisseur des argiles n'est pas constante et varie de 20 cm à 1 m entre les deux photographies. A noter aussi la forte épaisseur de sables sous les argiles, ces dernières agissant comme une compresse humide pouvant favoriser la crypto-corrosion des dolomies sous-jacentes.

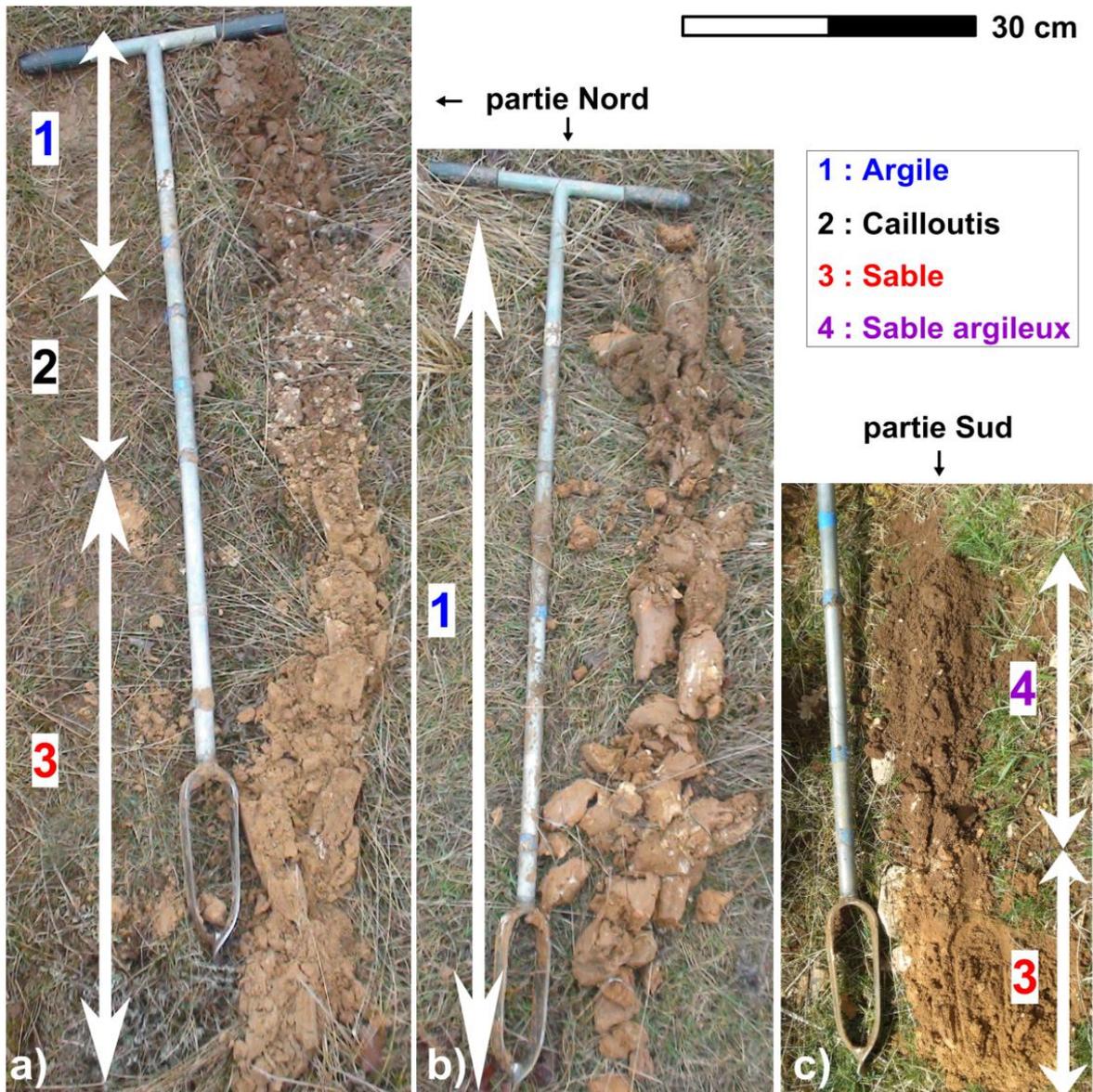
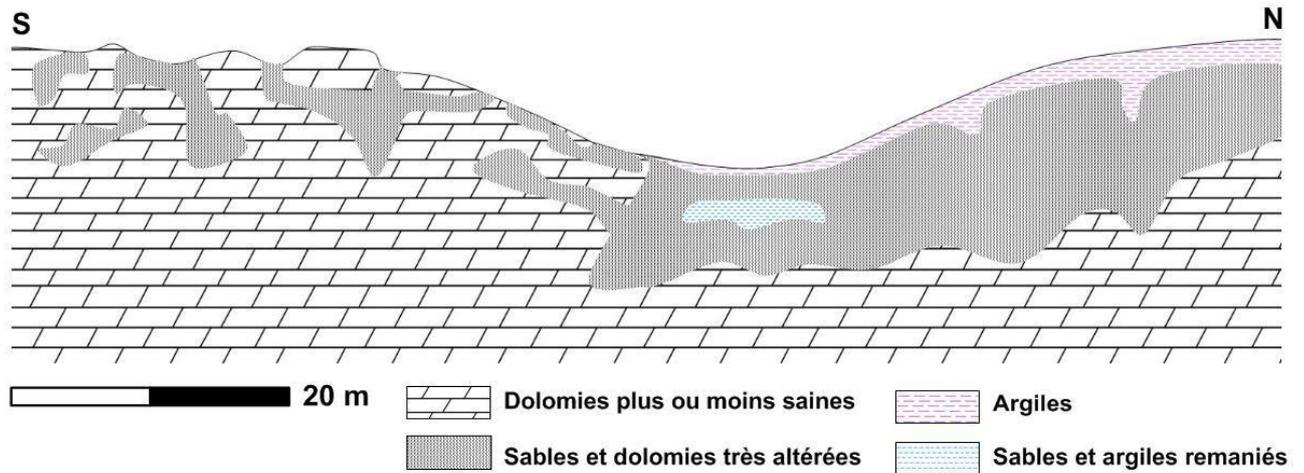


Figure 0.35 : Forages à la tarière manuelle (1 m maximum). a) et b) dans la partie nord et c) dans la partie sud. Le haut du forage est vers le haut de la tarière et donc des photos.

D'après toutes les observations et mesures géophysiques, nous proposons le modèle géologique suivant (Figure 0.36).



Du côté sud :

- les sables et dolomies saines sont distribués de manière très hétérogène d'après les observations de terrain,
- si on suppose les sables plus conducteurs que les dolomies à peu près saines, on retrouve bien cette hétérogénéité dans les modèles électriques du côté sud,
- les trous dans la couverture sismique témoignent bien de zones à faibles vitesses (sables) et l'augmentation de la vitesse en profondeur montre bien que l'altération diminue avec la profondeur.

Du côté nord, on voit relativement bien la couche d'argile superficielle dans les modèles de résistivité, et on peut supposer d'après ces résultats et ceux de la sismique que ces argiles peuvent migrer en profondeur. Par ailleurs, ces argiles peuvent provenir de l'altération in-situ des dolomies ou bien plus vraisemblablement des bordures du Causse par l'altération des calcaires à chailles (Bruxelles, 1995).

Le faible gradient de vitesse sismique est sûrement causé par une altération plus profonde. Cependant, la proche surface est plus rapide du côté nord, on aurait donc une altération plus diffuse comme la fantômisation ou bien une fracturation dont les vides contiendraient de l'argile, pour assurer à la fois une faible résistivité et un comportement mécanique acceptable.

Enfin, les modèles électriques montrent une anomalie en profondeur qui pourrait être une

zone plus altérée contenant de l'argile qui aurait migré en profondeur. En effet, l'idée d'un drainage en surface et épikarstique vers le vallon se justifie d'après la morphologie de cette zone. Mais encore, cette anomalie pourrait bien se retrouver dans d'autres sections parallèles, reflétant alors l'idée d'un axe de drainage souterrain en dessous du vallon. La tomographie sismique montre en effet une zone de faible couverture sous le vallon. De plus, l'apparition de cours d'eau lors de pluviométries exceptionnelles illustre le fonctionnement relique du vallon (Bruxelles et Caubel, 1996). Ainsi, on peut supposer une karstification importante dans l'axe du vallon et la capture des eaux de pluies et de l'épikarst par cet axe de drainage alors privilégié.

### II.B.3. Épikarst de l'Hospitalet

Le site de l'Hospitalet-du-Larzac est aussi sur le bassin d'alimentation de la source du Durzon et il est plus en aval que le site des Ménudes (*Figure 0.24* et *Figure 0.25*). Il se situe entre un alignement de dolines le long d'une faille (*Figure 0.2*) et les argiles à chailles du poljé de l'Hospitalet. Un peu plus au Nord se trouve également la faille de l'Hospitalet, remontant les marnes du Lias et créant un obstacle aux eaux souterraines, qui sont alors drainées par la source du Durzon vers le Nord-Est. La doline présente sur ce site a déjà été étudiée en II.A.2. Après une description du contexte morphologique, les résultats géophysiques issus de la sismique et de l'électrique sont interprétés en vue de caractériser l'épikarst.

#### II.B.3.a. Contexte géomorphologique et fracturation

On peut voir directement l'alignement de dolines le long de la faille sur la *Figure 0.37* ainsi que deux autres alignements de direction N10-N20. Cet axe correspond à une des familles de grandes failles sur le Causse (Binelli-Chahine, 1993).

Les canoles, sorte de mini-canyons fermés développés le long d'une faille ou d'une diaclase, sont également remarquables par leur profondeur (environ 5 m), leur orientation (N160), la karstification très visible des parois et le soutirage des matériaux détritiques tapissant leur fond. Cette direction a aussi été mise en évidence par une analyse quantifiée de la fracturation par Gerbaux (2009).

Le réseau souterrain est aussi très important avec des avens et des galeries à plus de 100 m de profondeur. Par ailleurs, il y a une petite rivière souterraine à ces profondeurs selon les spéléologues qui ont fourni une description et une topographie des cavités. En fait, l'aven sur le bord de la doline déjà étudiée (cf. *supra* II.A.2) permet de descendre à -50 m avant d'arriver sur un puits vertical de 50 m de profondeur. Ensuite, la galerie part vers le Nord-Ouest avant de se diviser. D'ailleurs, les canoles sont localisées à peu près à l'aplomb des conduits.

Enfin, la zone étudiée ici est concentrée sur la moitié nord du profil principal, c'est à dire la zone qui est au dessus et au Nord de la doline. Ce site faisant partie du programme ANR "HydroKarst G2", plusieurs études ont été réalisées :

- Résonance Magnétique des Protons (RMP) par le LTHE de Grenoble,
- une campagne multi-profil ERT par GM et HSM,
- des mesures gravimétriques absolues et relatives par GM,
- des mesures topographiques par GM.

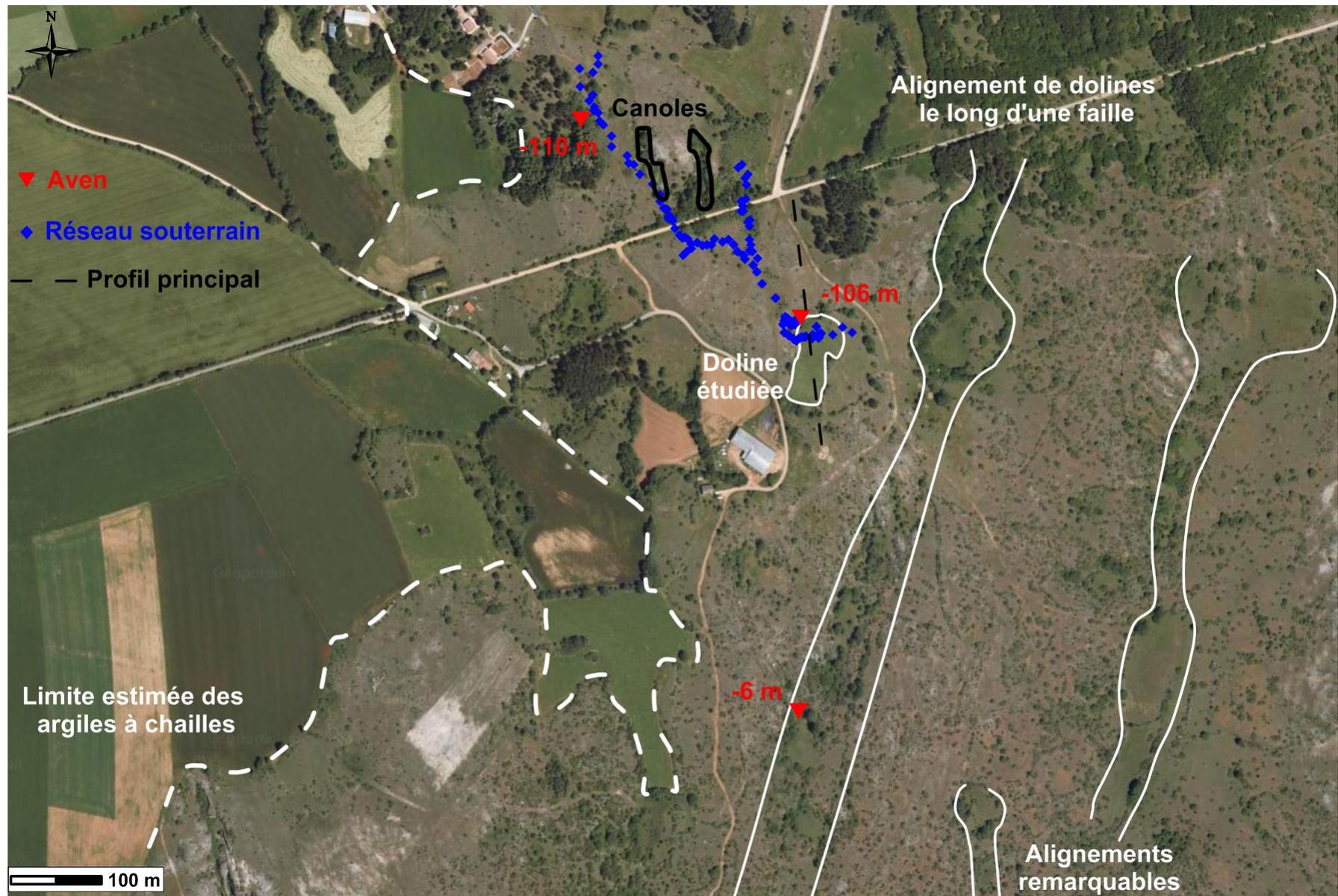


Figure 0.37 : Photographie aérienne avec délimitation des formes remarquables. Le réseau souterrain est à 100 m de profondeur avec une connexion en surface via l'aven à -106 m

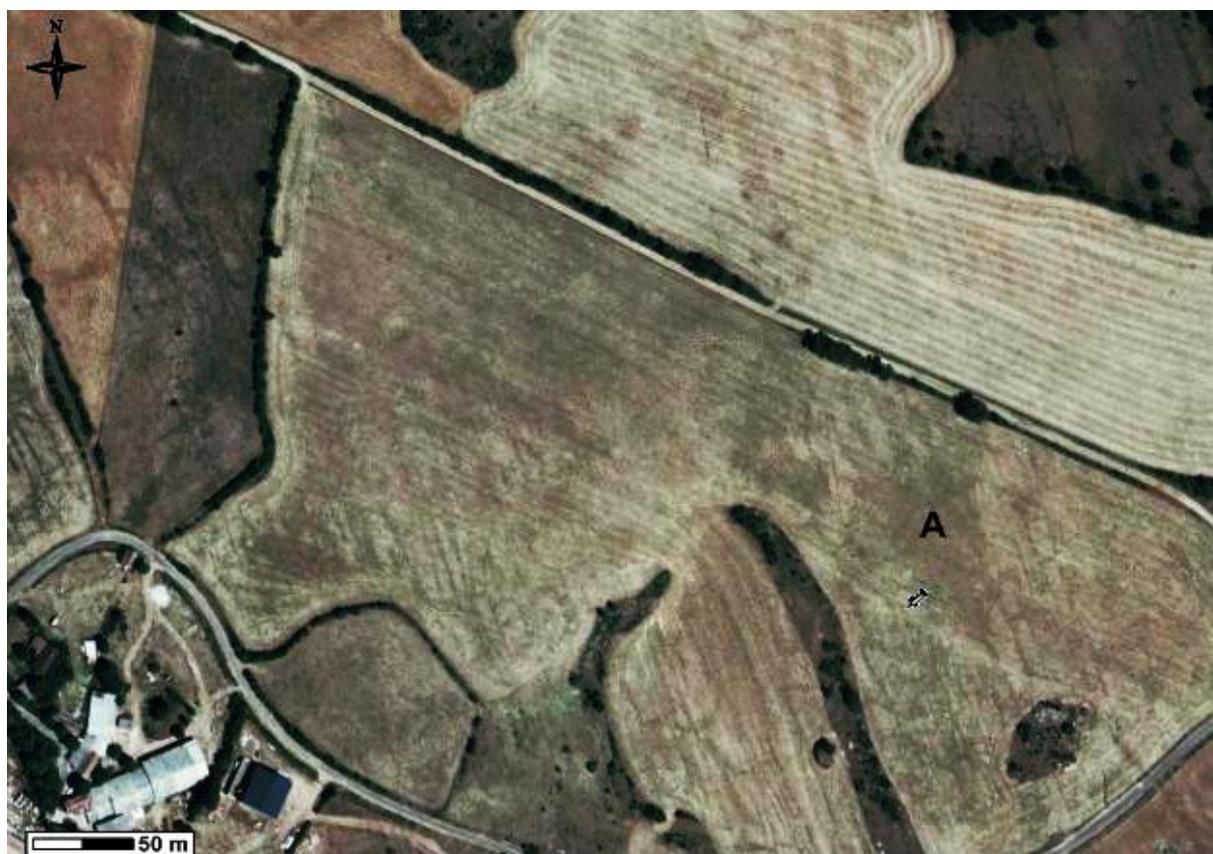
Nous avons recherché des zones de fracturation visibles à partir des photographies aériennes et trois endroits remarquables ont été retenus. L'emplacement de ces trois zones ainsi que la localisation du site d'étude sont visibles sur la *Figure 0.38*. Les photographies aériennes correspondant aux trois zones remarquables sont en *Figure 0.39*, *Figure 0.40* et *Figure 0.41*.



**Figure 0.38 : Photographie aérienne montrant les trois sites de fracturation à l'Ouest et le site d'étude HOS à l'Est.**

A la différence des Ménudes, la fracturation semble ici mieux organisée (*Figure 0.39*, *Figure 0.40* et *Figure 0.41*). En effet, on peut voir des alignements dans la direction N160 globalement sur les photos aériennes, correspondant très certainement aux diaclases de même direction observées dans la thèse de Binelli-Chahine (1993) et dans l'article de Constantin *et al.* (2002). On peut remarquer aussi que des dolines reconnues par l'IGN et le BRGM sont nettement visibles. D'ailleurs, il semble que d'autres dolines non reconnues sont visibles aussi, surtout sur la *Figure 0.41*. En effet, on voit bien une forme circulaire autour de la lettre "F" avec des alignements N150 plus ou moins épais. On observe aussi des joints entre ces alignements ainsi que de toutes petites formes circulaires. Etant dans une région fortement karstique, on ne peut que supposer avoir affaire à une doline et un réseau de diaclases et de joints autour d'elle, voire même des couloirs d'altération convergents vers celle-ci. On peut considérer aussi que la pseudo-doline de la lettre "E" n'est pas sans lien avec la forme d'orientation Nord-Sud qui semble converger vers elle. Et enfin, les petites formes circulaires

(Nord de "E") font penser à de petites structures de dissolution, sorte de micro-dolines ou de "pipes".



**Figure 0.39 : Photo aérienne avec fracturation N160 visible ( $43^{\circ}57'32''$  N,  $3^{\circ}11'19''$  E) à 3 km du site. A est une doline reconnue**



Figure 0.40 : Photo aérienne avec fracturation visible ( $43^{\circ}57'37''$  N,  $3^{\circ}11'07''$  E) à 3 km du site. B est une doline reconnue et C en est sûrement une

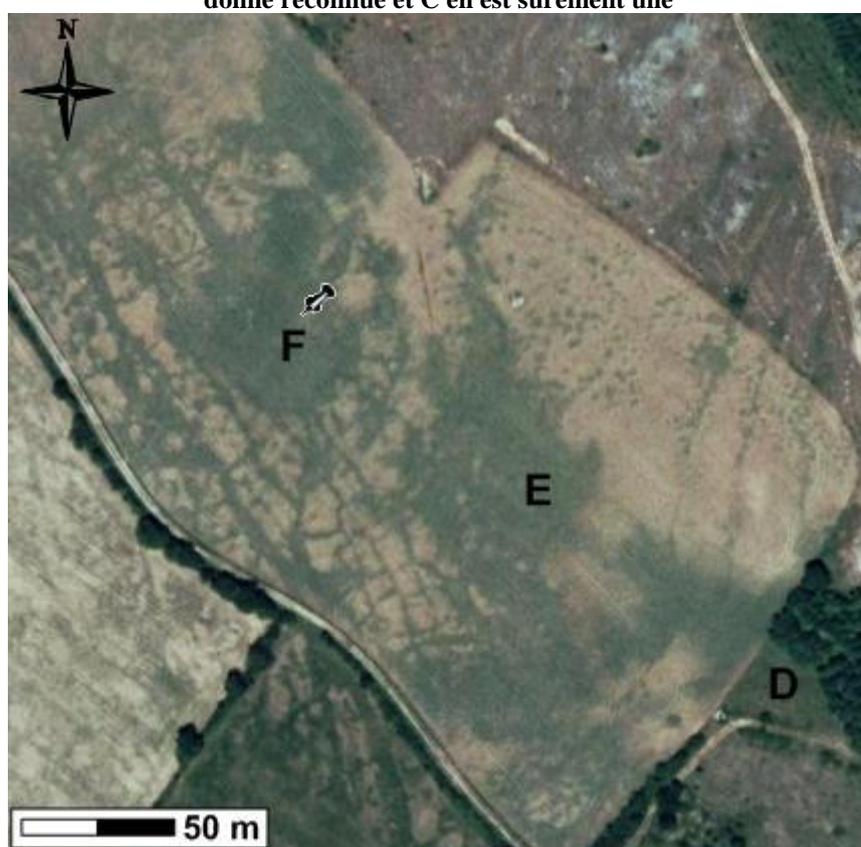


Figure 0.41 : Photo aérienne avec fracturation et altération visible ( $43^{\circ}57'29''$  N,  $3^{\circ}12'22''$  E) à 1.8 km du site. D est une doline reconnue et E et F en sont sûrement aussi

### II.B.3.b. Tomographies électrique et sismique

Les mesures sismiques et électriques ont été réalisées le long du profil principal de la *Figure 0.37* et sont présentées avec la doline en 3D sur la *Figure 0.42*, grâce à la topographie de GM et des lignes géophysiques. Les observations et interprétations dans cette partie ne vont concerner que la partie nord du profil (de l'abscisse 0 à 130 m), la doline ayant déjà été traitée auparavant.

Trois différentes acquisitions ERT et SRT ont été réalisées à trois périodes différentes. Les évolutions temporelles de ces tomographies sont traitées dans le dernier chapitre de ce manuscrit.

Pour l'électrique réalisée en période humide, les mesures montrent, outre l'absence d'argiles, le caractère très résistant des dolomies et de son principal produit d'altération : le sable. On peut également observer le comportement hétérogène des 20 premiers mètres à la fois en électrique et en sismique. On peut voir dans la partie nord une anomalie de faible vitesse entourée entre les abscisses 65 et 130 m qui correspond assez bien à l'anomalie conductrice entourée aussi dans le même secteur. Seule la forme est un peu différente : en banane pour l'électrique et une forme horizontale qui semble se propager en profondeur pour la sismique. Le caractère résistant modéré à faible vitesse correspond plutôt aux sables tandis qu'un milieu rapide et très résistant serait plutôt le comportement de la dolomie. Il faut noter aussi que ces anomalies débutent ou finissent à proximité de l'aven, indice d'une karstification active dans le secteur.

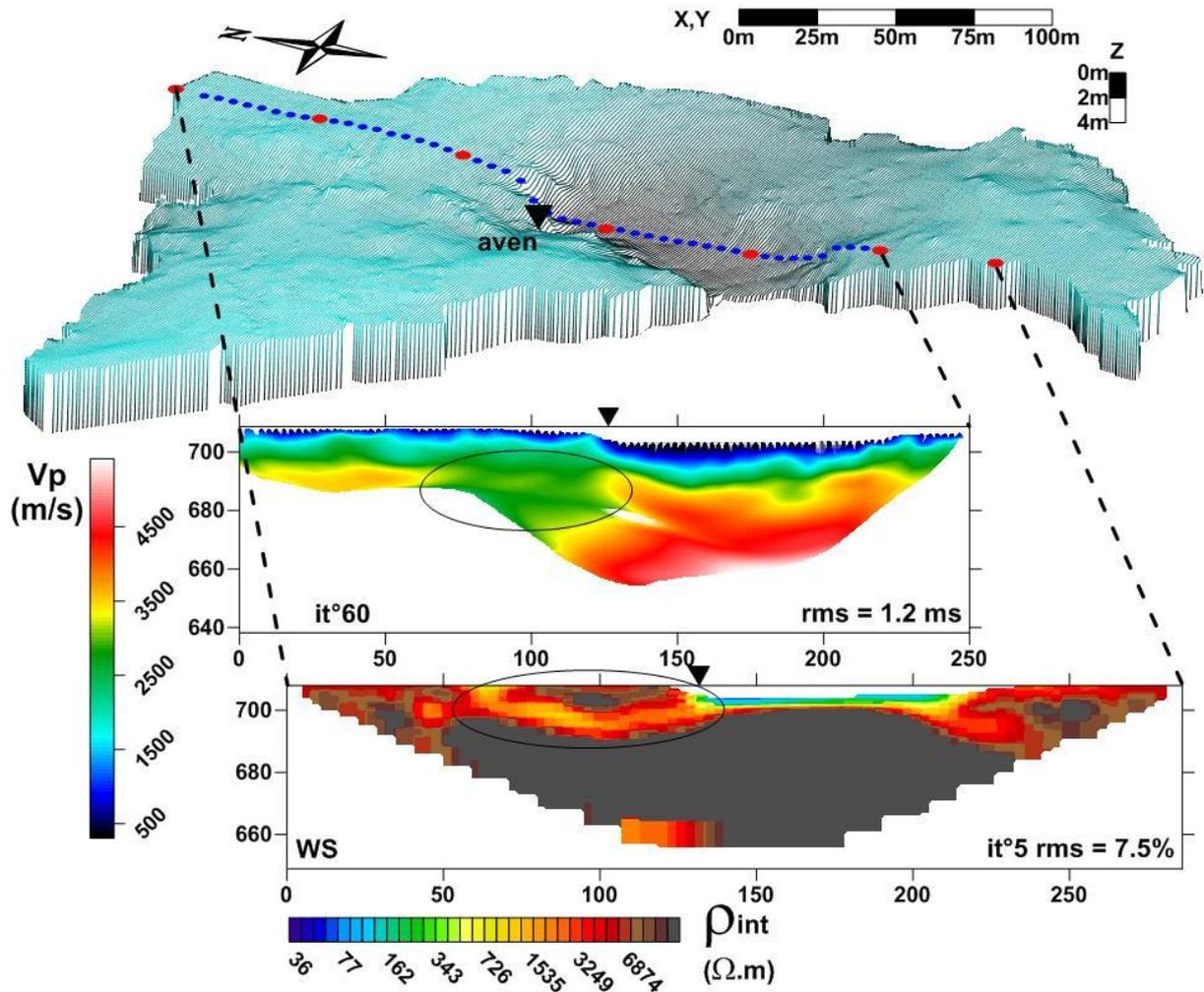


Figure 0.42 : Bloc 3D de la topographie de la zone de la doline avec les tomographies électrique (96 électrodes espacées de 3 m) et sismique avec sa couverture en transparence (48 géophones espacés de 5 m, environ 2000 pointés sont modélisés)

### II.B.3.c. Présentation des dispositifs d'acquisition sismique 3D et en T

#### Dispositif 3D

Une campagne de sismique 3D a été réalisée en avril 2010 au Nord de la doline (Figure 0.43). Cette acquisition s'est déroulée en trois séquences (Figure 0.44) : trois lignes de géophones ont été placées avant de tirer au marteau, ensuite, les deux lignes les plus extrêmes sont déplacées et de nouveaux tirs sont réalisés. La ligne de géophones commune entre chaque dispositif (D1 et D2, D2 et D3) et les tirs répétés assurent une bonne continuité de la couverture sismique.

Ensuite, les premières arrivées ont été pointées : soit 11683 pointés permettant une analyse d'anisotropie de vitesse et une inversion 3D en vue d'obtenir un modèle de vitesse.



Figure 0.43 : Localisation de l'acquisition de sismique 3D. Les points noirs sont des géophones et les croix rouges sont les points de tir. Le réseau souterrain est figuré par la ligne bleue et la doline en ligne blanche

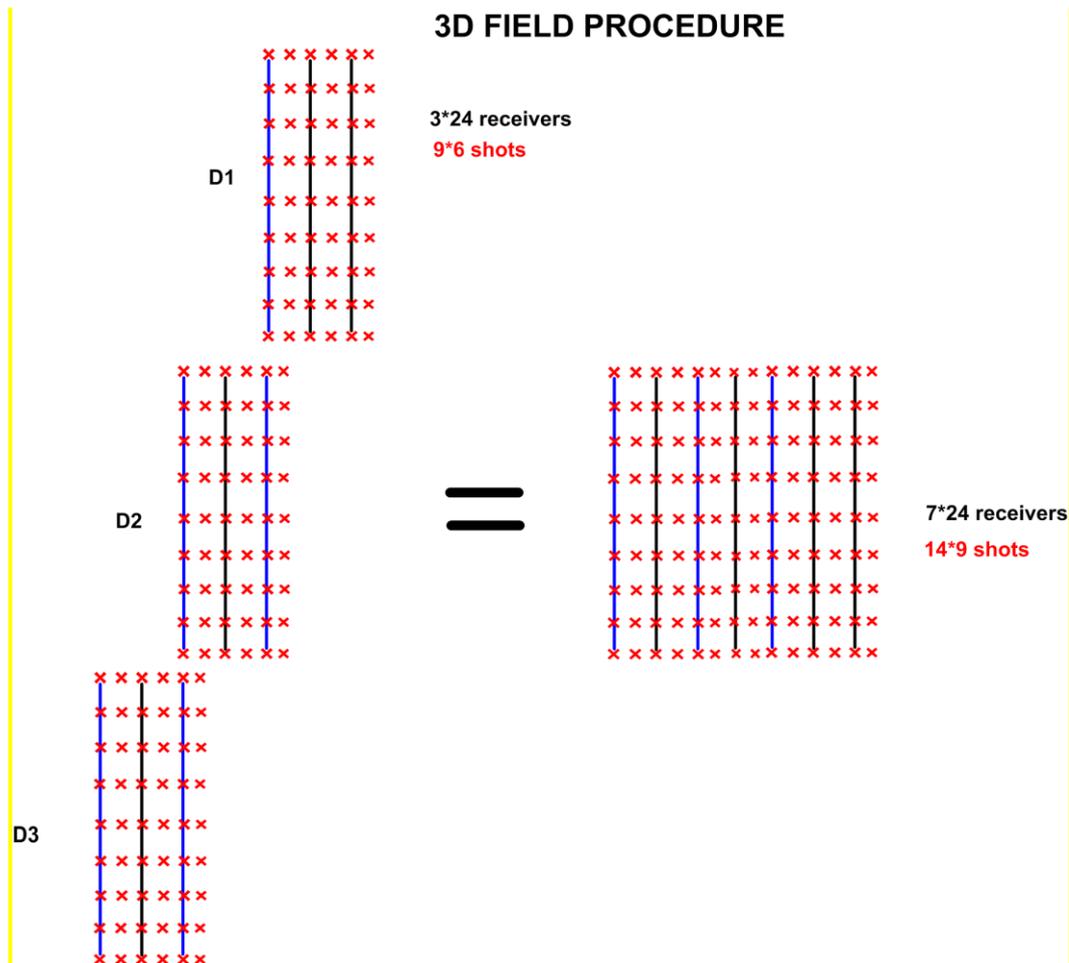


Figure 0.44 : Procédure d'acquisition de la sismique 3D. Les lignes noires sont des lignes de géophones et les croix rouges les points de tir. Les lignes bleues sont les lignes de géophones répétées

### Dispositif en T

Ce dispositif a été testé en mars 2011 pour permettre une étude d'anisotropie plus simple à mettre en œuvre et aussi pour avoir des offsets lointains dans toutes les directions (Figure 0.45). En effet, le dispositif 3D ne permettait que des offsets maximaux de 25 m dans la direction perpendiculaire aux lignes de géophones.

Sur le terrain, le T est assez simple à mettre en œuvre car on n'a besoin que de deux lignes de 24 géophones et une cinquantaine de points de tir contre 7 lignes et 130 points de tirs pour la 3D. Bien sûr, on a a priori moins d'informations car il n'y a que 1900 pointés contre 11700 pour la 3D, mais le traitement est plus rapide.

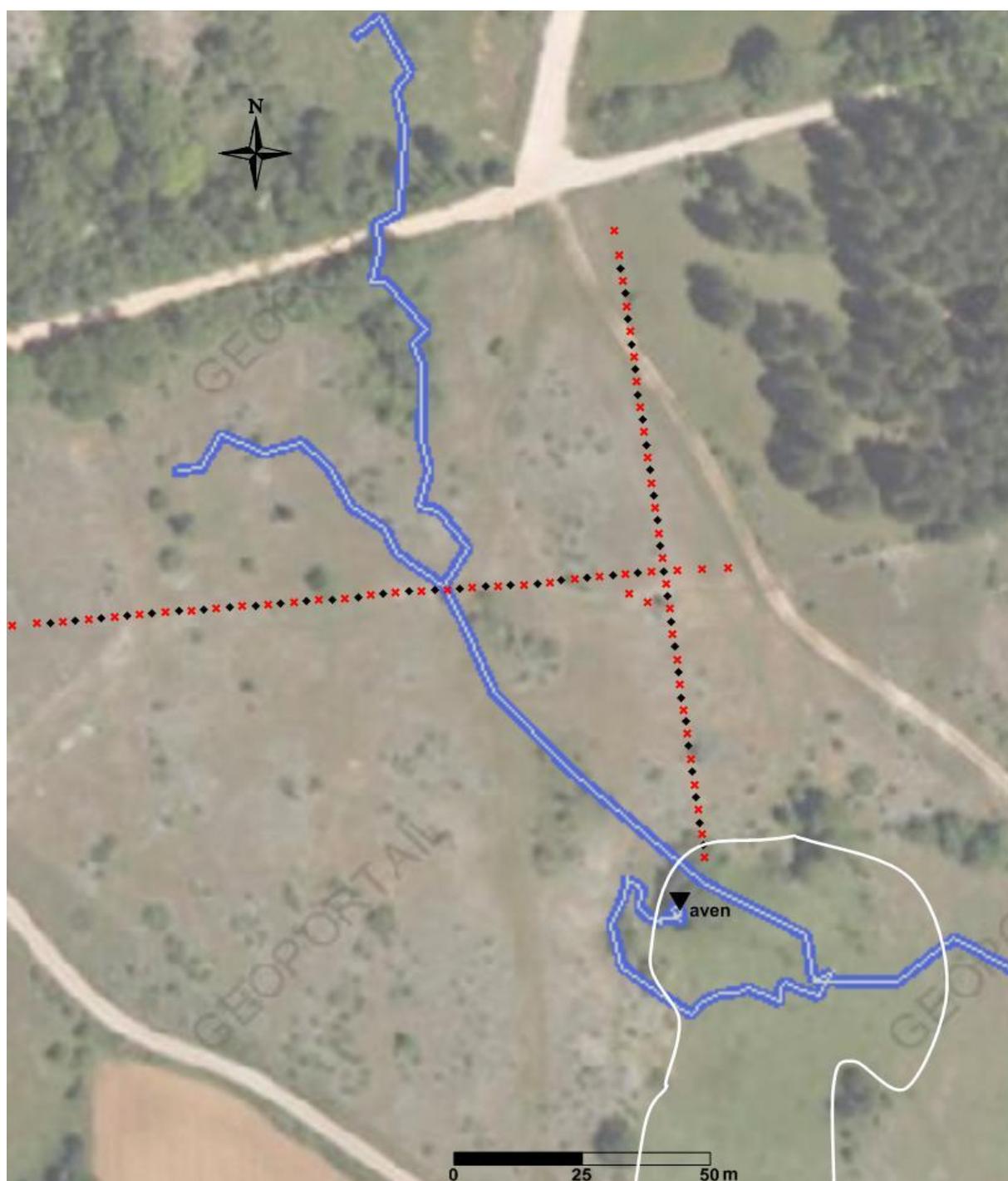


Figure 0.45 : Localisation de l'acquisition de sismique en T. Les points noirs sont des géophones espacés de 5 m et les croix rouges sont les points de tir. Le réseau souterrain est figuré par la ligne bleue et la doline en ligne blanche

### II.B.3.d. Etude de l'anisotropie de vitesse

Dans ce paragraphe, les dispositifs 3D et en T sont comparés et sont également rassemblés pour une interprétation commune.

Tout d'abord, il est important d'avoir une distribution de pointés à peu près homogène dans tous les azimuts source-récepteur (Figure 0.46), couvrant ainsi toutes les directions de propagation. Ainsi, le T sera analysé sur la tranche des offsets de 25 à 50 m, tandis que ce sera sur les offsets de 8 à 25 m pour la 3D. On va aussi restreindre les azimuts entre 0 et 180° car ce sont des directions qui seront analysées (la direction 20° ou 200° est la même).

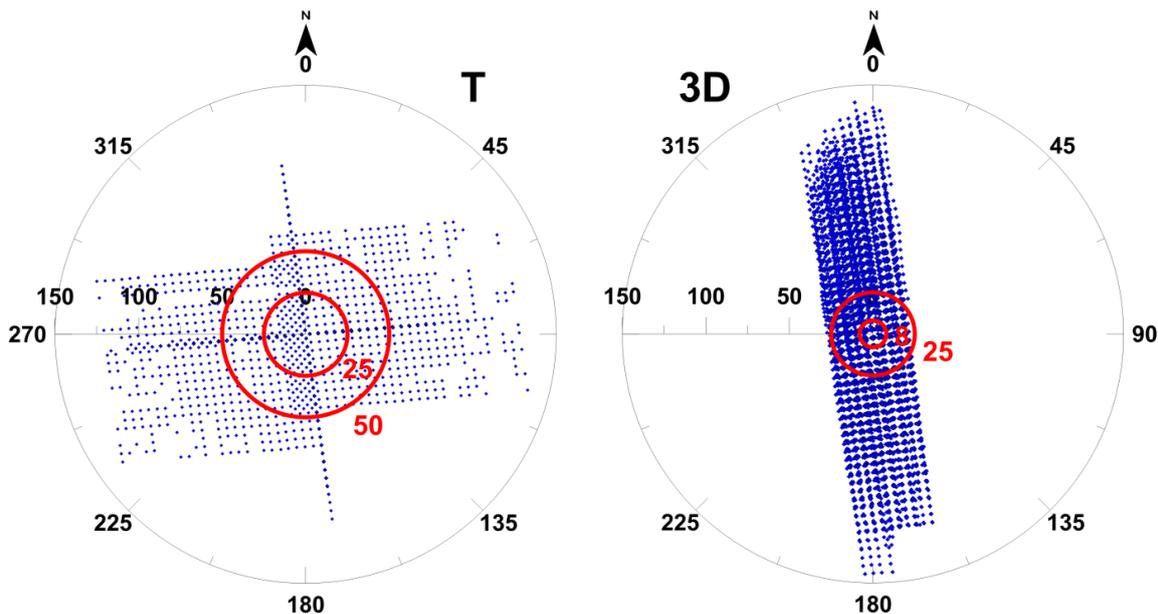


Figure 0.46 : Diagramme polaire de la répartition azimutale des offsets pour les deux dispositifs

Ensuite, pour chaque tir, les pointés seront répartis selon leurs azimuts dans 4 secteurs de 45° (0-45°, 45-90°, 90-135° et 135-180°). Si le nombre de pointés par secteur et par tir est supérieur ou égal à 4, alors on calcule la vitesse associée par régression linéaire par moindres carrés. On peut alors faire la moyenne pour trouver la vitesse moyenne par secteur et on associe cette vitesse à l'azimut central du secteur (soit 22.5°, 77.5°, 112.5° et 157.5°). Et enfin, on décale les secteurs d'un pas constant (2.5°) pour trouver les vitesses moyennes selon chaque azimut.

En présence de fractures ayant une direction préférentielle, les ondes se propageront plus vite dans cette direction, évitant ainsi les fractures (Hudson, 1986 ; Rathore, 1995 ; Thomsen, 1995). Dans la direction perpendiculaire, les ondes auront alors des temps de trajet plus longs, car elles sont obligées de traverser les fractures. De nombreux modèles sont présentés dans la littérature avec des données synthétiques (Hudson, 1986 ; Rathore, 1995). On trouve aussi des modèles de vitesses azimutales sinusoidaux (Thomsen, 1995).

On peut voir sur la *Figure 0.47* qu'il y a une influence très claire de la direction de propagation sur les vitesses sismiques. En effet, on peut voir que les directions N80-N90 sont très lentes (environ 1500 m/s) par rapport aux directions quasi perpendiculaires N150-N180 (environ 2100 m/s). Les petites variations ne sont pas vraiment interprétables car elles peuvent être dues à des petites hétérogénéités superficielles, à un problème de distribution azimutale ou à un mauvais pointé. On peut se demander justement si le creux brutal entre les azimuts 70 et 90° ne viendrait pas d'un mauvais échantillonnage. On voit par ailleurs que lorsqu'on rajoute des pointés dans cette direction de propagation (3D et T contre 3D seul), les vitesses augmentent.

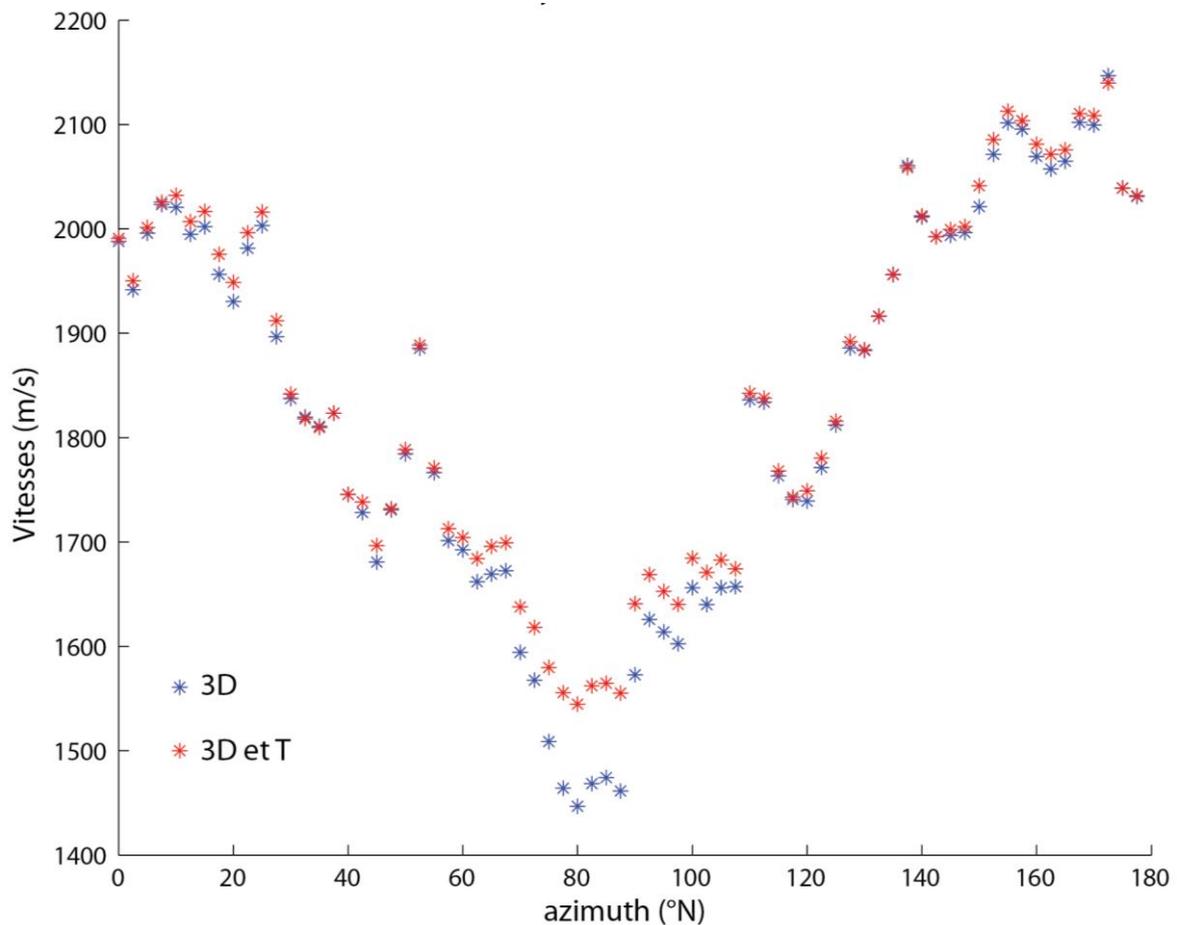


Figure 0.47 : Vitesses azimutales pour les offsets de 8 à 25 m

On peut voir que pour les offsets plus lointains, le dispositif en T permet de constater des variations de vitesse avec l'azimut (Figure 0.48). Cependant, on observe aussi l'influence conséquente de la distribution des offsets sur ces résultats. En effet, lorsque l'on rajoute les données de la 3D, le creux très brutal entre les azimuts 40 et 60° disparaît complètement et dans les zones de bonne couverture azimutale (N170), la 3D fait augmenter de manière importante les vitesses. Le dispositif en T permet juste de distinguer les grandes structures, encore faut-il que les géophones soient bien orientés pour éviter que le manque de couverture ne masque le pic de vitesse.

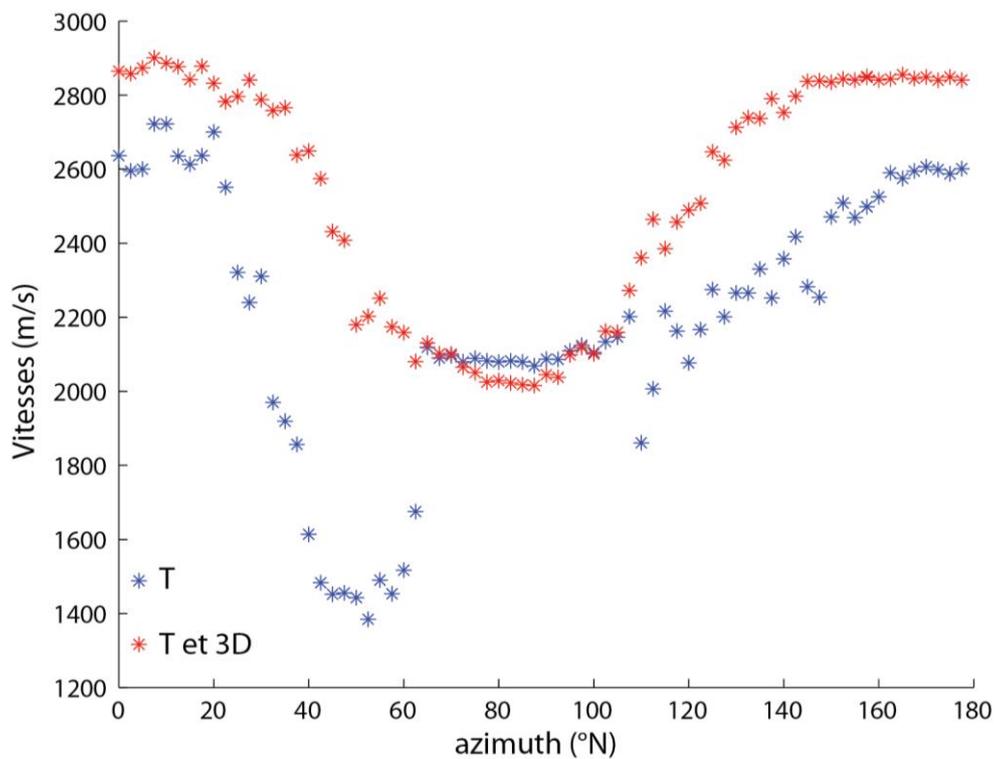
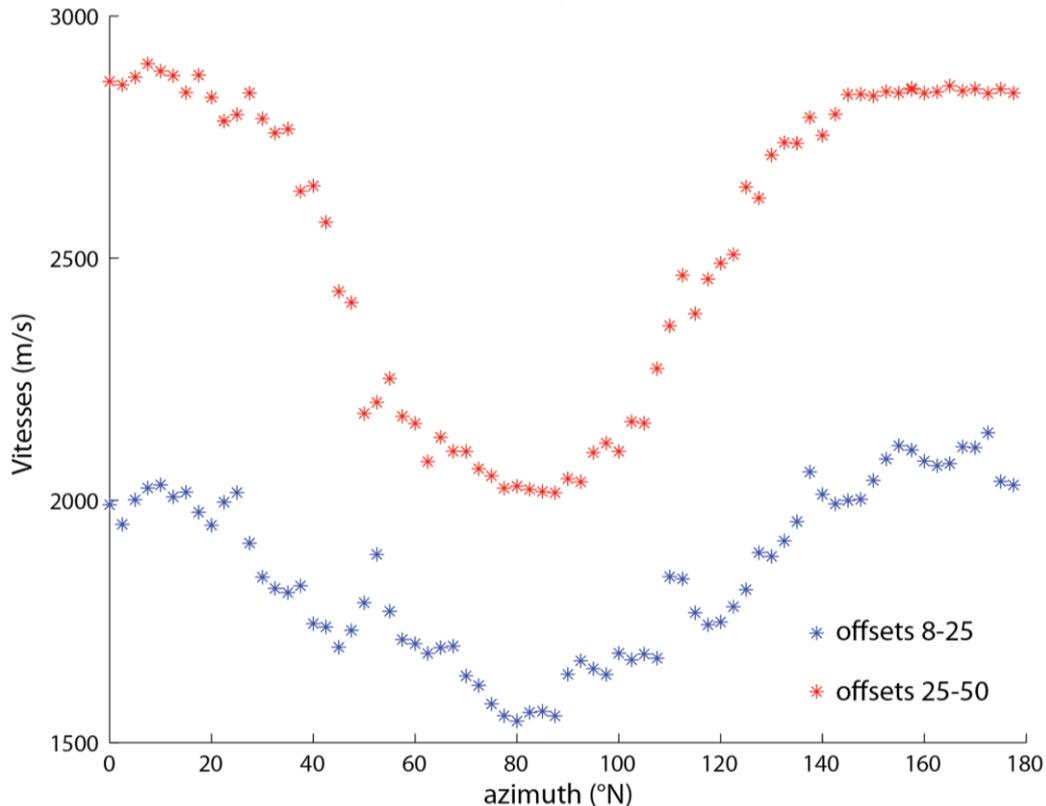


Figure 0.48 : Vitesses azimutales pour les offsets de 25 à 50 m

Sur la *Figure 0.49* sont représentées les courbes d'anisotropie pour les deux classes d'offset étudiées. On peut tout de suite voir que pour les grands offsets, l'anisotropie est plus marquée que pour la proche surface (40% contre 30% de variation de vitesse). On peut aussi noter que les vitesses minimales des grands offsets sont à peu près égales aux vitesses maximales des offsets proches, témoignant encore de la forte hétérogénéité sismique.



**Figure 0.49 : Vitesses azimutales pour les deux classes d'offsets en combinant les deux dispositifs**

Pour observer s'il y a une augmentation de l'anisotropie avec la profondeur, des offsets encore plus grands ont été inspectés. Comme par chance, les lignes sismiques ont été implantées dans les directions de vitesses extrêmes (N170 pour la 3D et N170 et N80 pour le T), l'accès aux très grands offsets dans ces directions est donc possible.

L'analyse des pentes moyennes sur les hodochrones (graphe temps pointés-offsets) montre des vitesses très différentes en profondeur (*Figure 0.50*). En effet, il y a 30% de différence sur les vitesses profondes contre 20% à mi-profondeur alors qu'on aurait pu penser que la fracturation se ferait moins ressentir en profondeur. Les différences sur la deuxième couche sont de 70%, mais une partie de cette variation est probablement due au contenu en eau différent entre les deux acquisitions, comme on le verra lors du monitoring dans le Chapitre 3.

Les épaisseurs, quant à elles, sont à peu près les mêmes dans les deux directions, montrant que c'est surtout les propriétés mécaniques du milieu qui varient et non la position des réflecteurs.

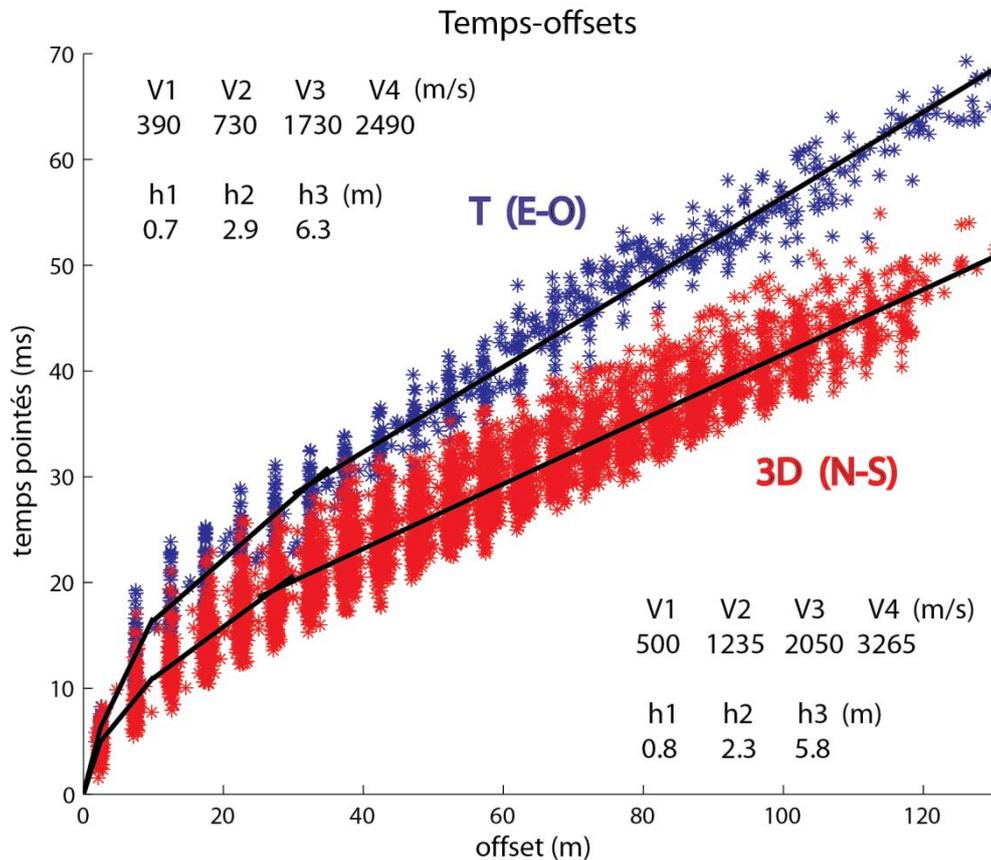


Figure 0.50 : Pointés, vitesses et épaisseurs modélisées (m/s) pour les deux dispositifs pour leur secteur azimutal optimal (N155-N175 pour la 3D et N60-N100 pour le T)

En tous cas, on retrouve bien des directions privilégiées, N160-N170 comme dans l'analyse de la fracturation dans la partie B.3.a. Ces fractures peuvent constituer des chemins préférentiels pour les eaux épikarstiques et endokarstiques et peuvent donc avoir des conséquences importantes pour l'hydrogéologie si, toutefois, elles ont une perméabilité suffisante, d'autant plus que c'est aussi la direction du gradient hydraulique pour certains systèmes karstiques aux alentours.

Il faut voir maintenant si cette anisotropie se retrouve dans le modèle de vitesse 3D inversé.

### II.B.3.e. Modèle 3D de vitesses sismiques

Avec le dispositif 3D présenté dans la partie B.3.c. et les temps d'arrivées associés, un modèle 3D de vitesses sismiques a été obtenu par inversion (code développé à l'Instituto Superior Tecnico à Lisbonne ; Mendes, 2009). En effet, le code de modélisation direct des temps d'arrivées par volumes de Fresnel (Mendes, 2009), associé à un algorithme d'inversion, a permis le calcul d'un modèle 3D de vitesses.

Le choix d'un bon modèle initial est très important pour obtenir la solution avec l'erreur minimale. A partir des inversions 2D le long des lignes de 24 géophones réalisées avec le logiciel Rayfract (*Figure 0.51*), un modèle initial homogène latéralement a été calculé. Ce dernier comporte 3 couches à gradient de vitesse constant.

On peut déjà voir sur les modèles 2D de fortes variations latérales des vitesses proches de la surface (1500 contre 3000 m/s), cependant, le nombre de données modélisées est assez faible (environ 210 par section soit 1470 au total). Le modèle 3D sera, lui, bien mieux contraint avec ses 11683 premières arrivées.

#### Analyse des résidus

Seize itérations ont été exécutées pour l'inversion 3D et les résidus (écarts entre temps pointés et temps modélisés) sont représentés sur la *Figure 0.52*. L'algorithme minimise les écarts absolus (norme L2) comme on peut le voir sur le graphe a) qui décroît avec le nombre d'itérations. Par contre, avec les écarts relatifs, le graphe b) montre des valeurs qui augmentent après l'itération n°6. Cela indiquerait, qu'à partir de cette itération, l'algorithme améliore les temps longs et détériore un peu les arrivées des offsets proches. Du coup, c'est le modèle de l'itération n°5 qui a été choisi par la suite pour analyser les variations de vitesse.

Il est toutefois important de noter que les résidus ne sont pas centrés sur zéro. En effet, lorsque l'on regarde la somme des résidus en gardant leur signe, on voit que le résidu absolu à une part très négative et que l'écart relatif stagne même vers -12% en moyenne. Ainsi, le milieu modélisé est un peu trop rapide, mais les écarts absolus restent tout de même assez faibles (environ 3 ms), surtout avec le grand nombre de données modélisées.

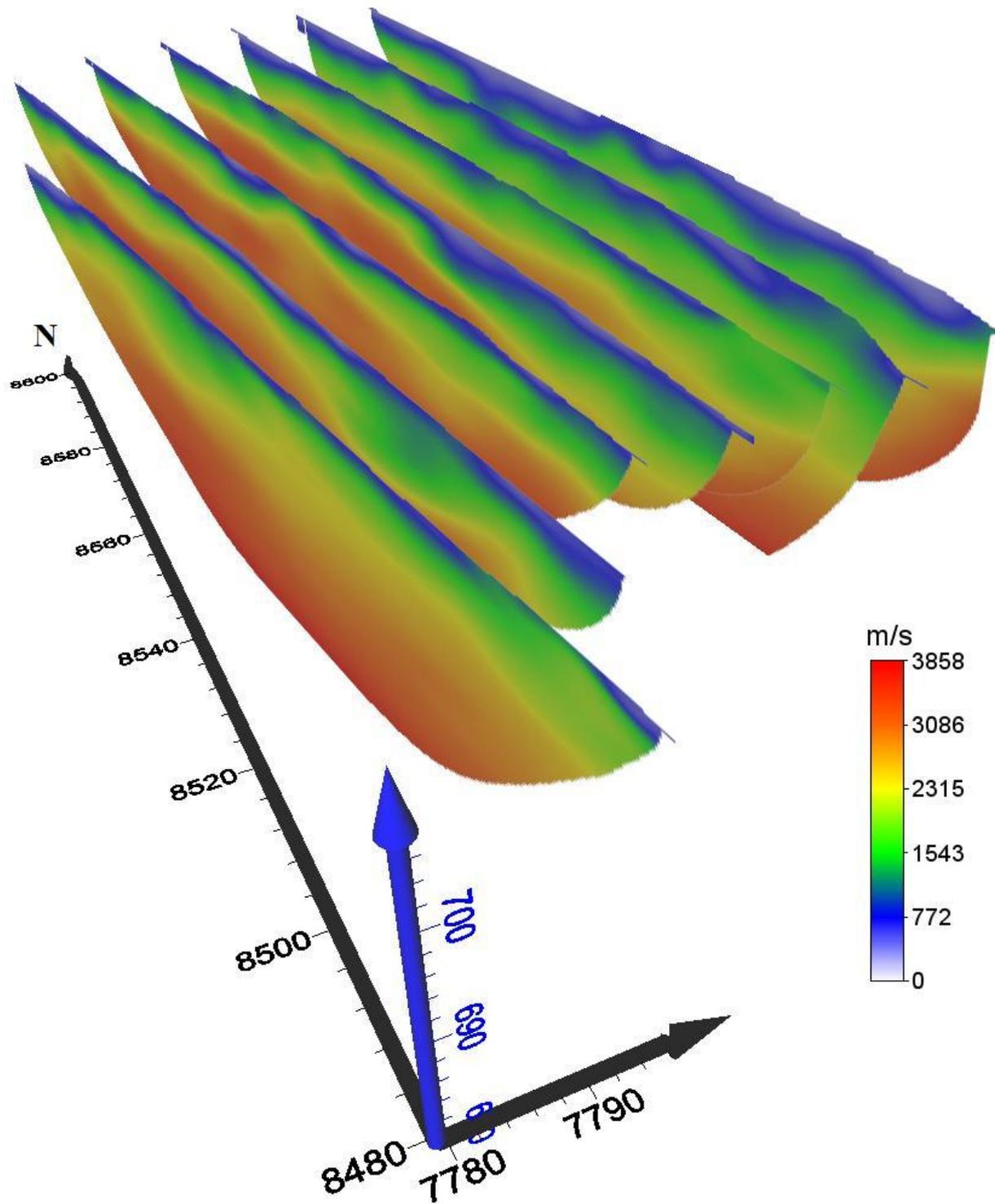


Figure 0.51 : Modèles 2D de vitesse de compression à partir du dispositif 3D. Les écarts sont inférieurs à 1 ms pour 20 itérations. Environ 210 pointés sont modélisés par section

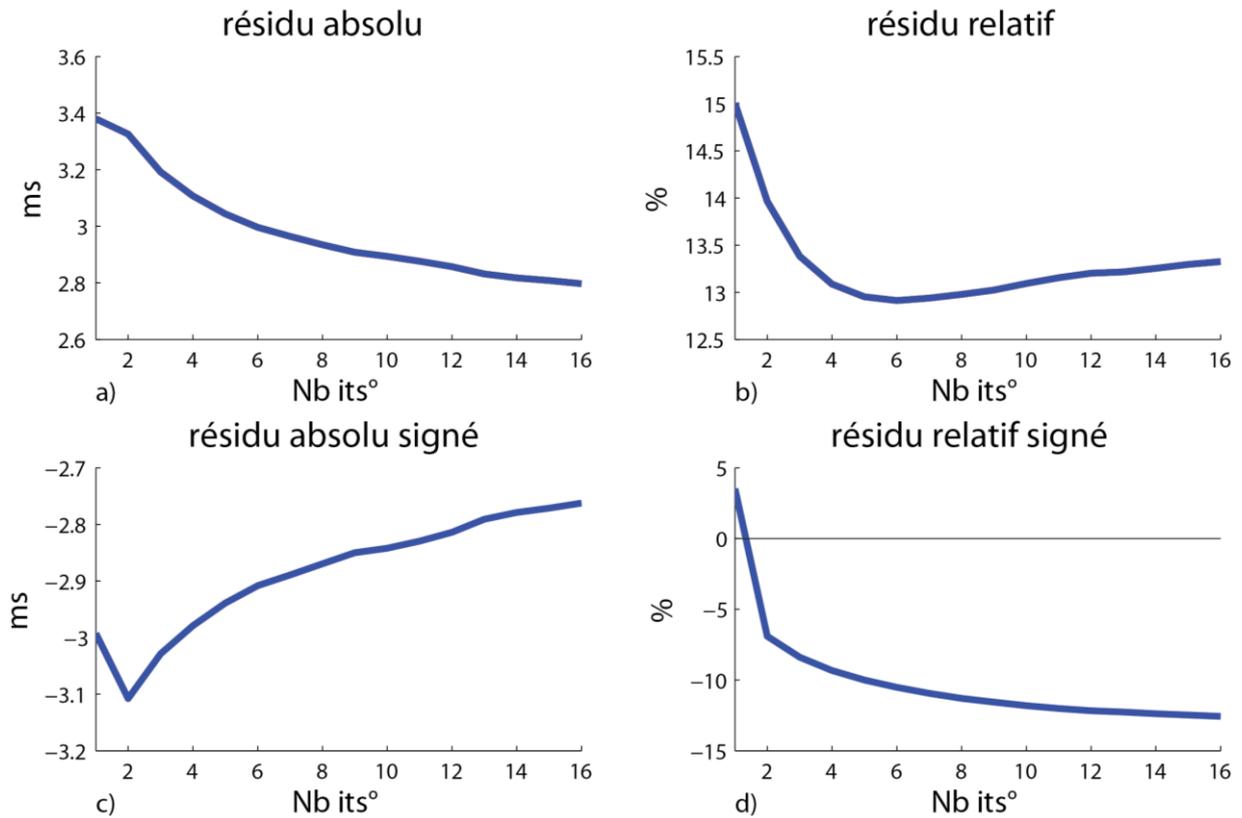


Figure 0.52 : Résidus en fonction des itérations pour l'inversion 3D. a) résidu absolu non signé. b) résidu relatif non signé. c) résidu absolu signé. d) résidu relatif signé.

On peut voir justement que les résidus ne sont pas centrés sur zéro sur la *Figure 0.54*, mais aussi que ce phénomène à l'air de dépendre de l'offset. En effet, les offsets très proches sont à peu près centrés sur zéro, puis les écarts semblent décroître jusqu'aux offsets de 25 m avant d'atteindre une limite aux environs de -3 ms. L'algorithme d'inversion a donc des difficultés à améliorer les vitesses plus profondes, peut être à cause du modèle initial trop éloigné de la solution optimale. Les vitesses modélisées sont donc globalement trop rapides.

Pour poursuivre avec l'étude d'anisotropie de la partie précédente, on peut voir en *Figure 0.54* que la distribution azimutale des résidus varie selon la direction de propagation des ondes sismiques. Cela montre que la modélisation directe et l'algorithme d'inversion n'arrive pas à reproduire l'anisotropie constatée.

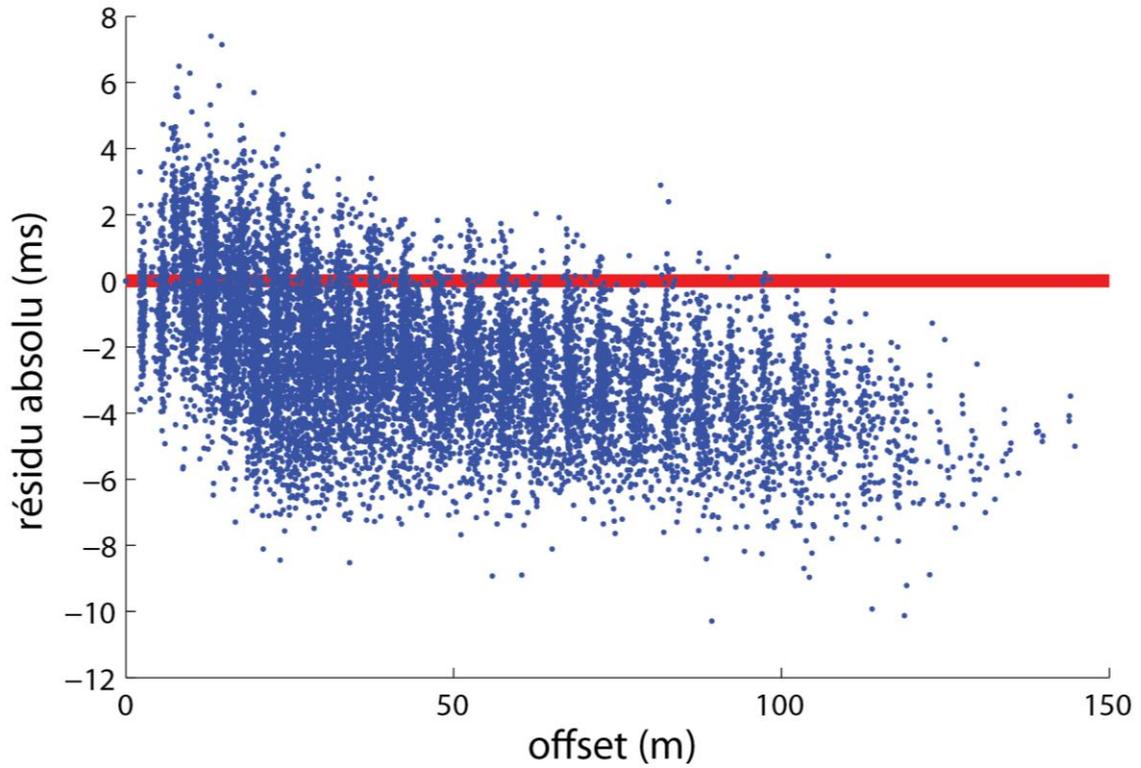


Figure 0.53 : Distribution des résidus selon l'offset (itération n°5)

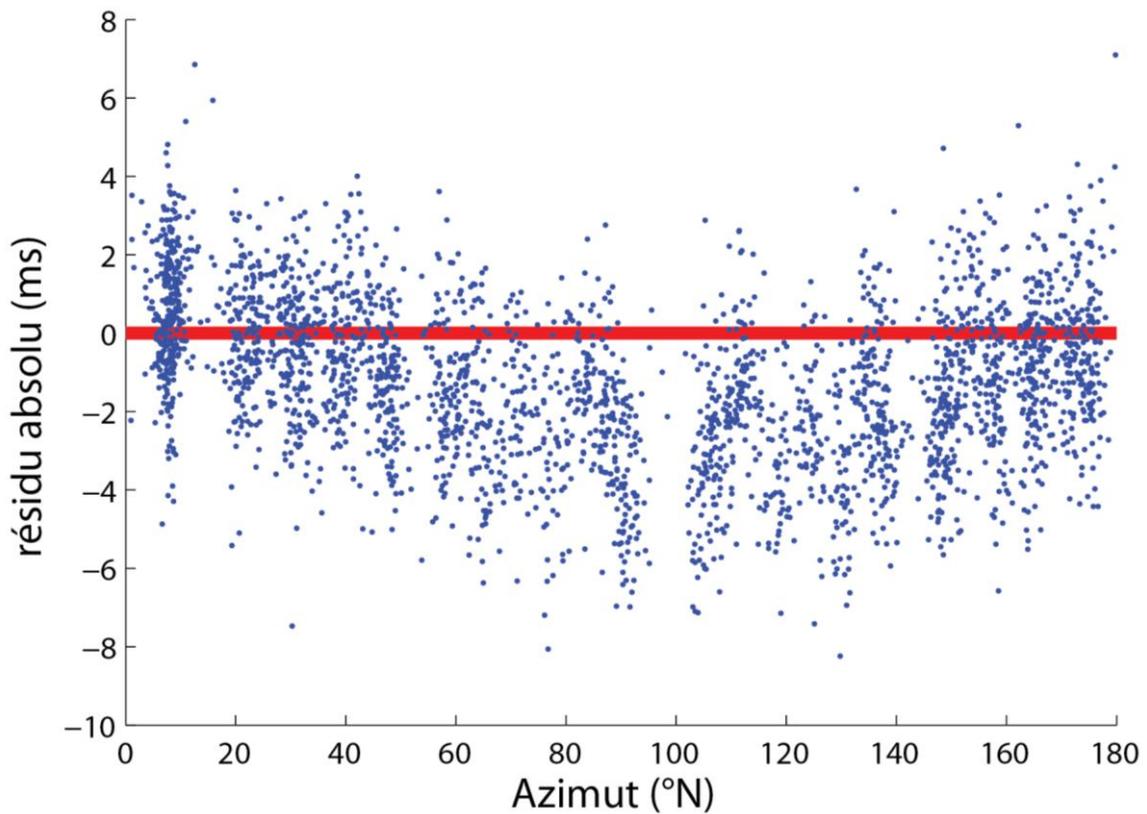


Figure 0.54 : Distribution des résidus selon l'azimut source récepteur (itération n°5, offsets de 8 à 25 m).

### Comparaison entre inversion 2D et inversion 3D

Avant de montrer le modèle 3D en entier, on va d'abord comparer une section issue de l'inversion 2D et une coupe au même endroit dans le modèle 3D inversé (*Figure 0.55*). On peut voir quelques similitudes discrètes dans la proche surface ; mais très rapidement, le modèle 3D est plutôt homogène en profondeur par rapport au modèle 2D. Ainsi, on tombe dans des milieux trop rapides pour la 3D à faible profondeur, comme le confirme la *Figure 0.53*. Mais on va voir dans la partie suivante qu'il y a de très fortes variations latérales dans le modèle 3D.

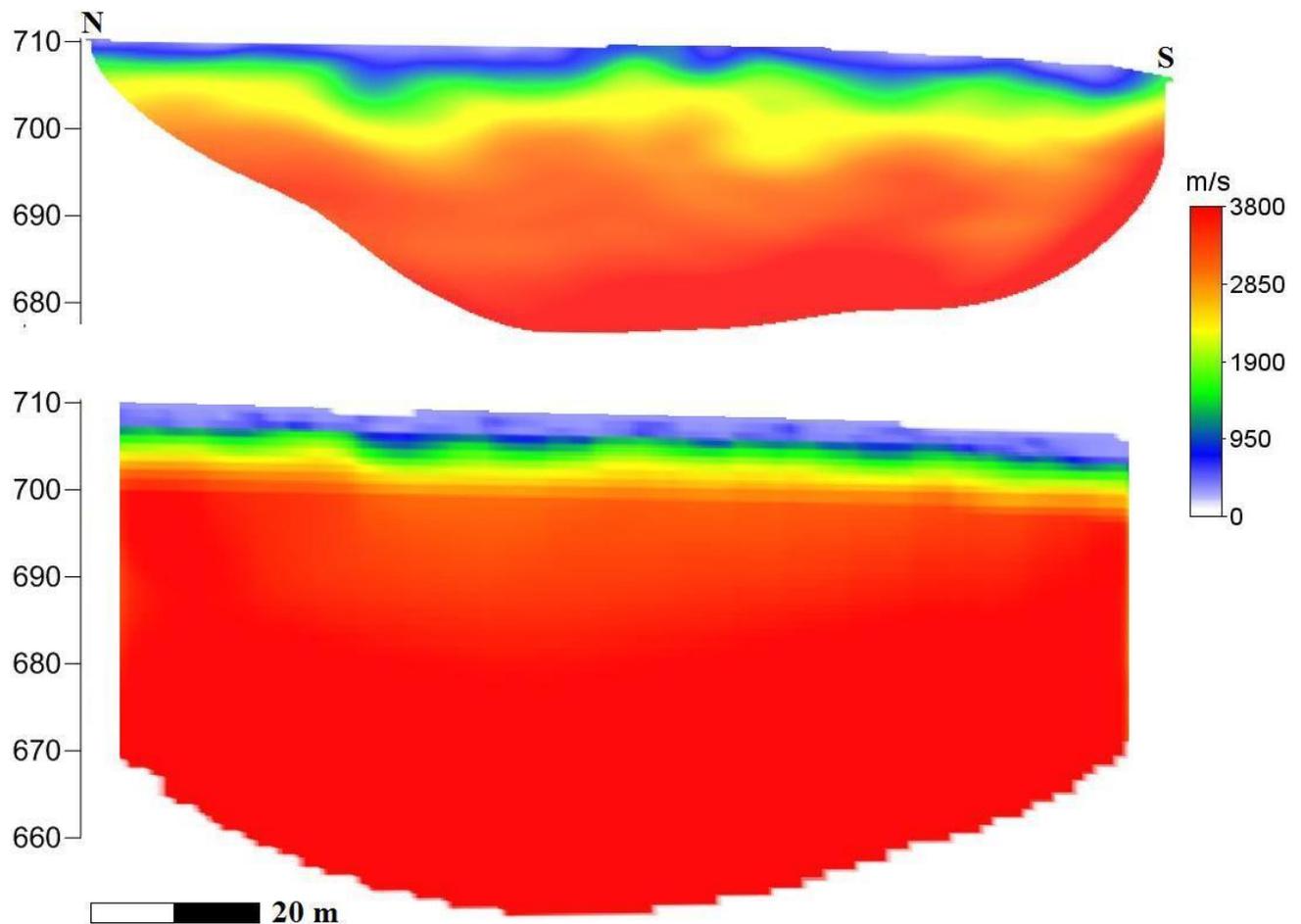


Figure 0.55 : Modèle 2D de la ligne la plus à l'Est en haut et coupe correspondante sur le modèle 3D en bas

### **Modèle 3D**

Dans tous les résultats suivants, les zones à faible couverture sismique ont été coupées.

Les résultats de l'inversion 3D sont présentés sous forme de coupes horizontales sur la *Figure 0.56* et montrent clairement de forts contrastes de vitesses latérales proches de la surface. En effet, à proximité de la doline sur la première coupe à environ 7 m de profondeur, les vitesses peuvent être inférieures à 2500 m/s, puis augmenter à 3000 m/s vers l'Est de la coupe et culminer enfin à 4000 m/s au Nord.

Plus en profondeur, les contrastes sont un peu moins forts et les anomalies de petites dimensions ont disparu. Toutefois, les grands ensembles sont encore présents, notamment l'anomalie Nord-Sud avec 1000 m/s de moins que la zone à l'Ouest.

On peut regarder le bloc de vitesse 3D d'une autre manière : par les iso-surfaces (*Figure 0.57 et Figure 0.58*). On peut voir tout d'abord que les vitesses de 3000 m/s arrivent à la même profondeur à peu près (environ 4-8 m) pour toute la zone prospectée. Par contre, lorsque l'on regarde l'iso-surface 3500 m/s, on s'aperçoit que les hétérogénéités citées auparavant ressortent clairement : l'anomalie linéaire Nord-Sud à l'Est voit arriver la vitesse de 3500 m/s 12 m en dessous de la zone plate au Nord-Ouest. De même, en se rapprochant de la doline, cette surface est plutôt profonde (de 5 à 15 m plus profonde que la zone plate). Lorsque l'on regarde des vitesses plus élevées (3900 m/s), on voit également des différences très marquées : la zone plate en haut s'amenuise et domine le reste de la surface qui peut se retrouver jusqu'à 30 m plus bas, surtout au niveau de l'anomalie linéaire Nord-Sud.

Globalement, on peut voir que la proche-surface présente beaucoup d'anomalies, celles-ci s'identifiant et s'affirmant plus en profondeur. L'anomalie linéaire fait penser à un goulet ou un couloir d'altération, ce qui expliquerait les faibles vitesses et d'autant plus que l'orientation de ce goulet est N170°, direction de fracturation locale déjà maintes fois observée. De plus, lorsque l'on se rapproche de la doline, les vitesses diminuent, ce qui semble cohérent avec une altération plus prononcée aux abords de doline.

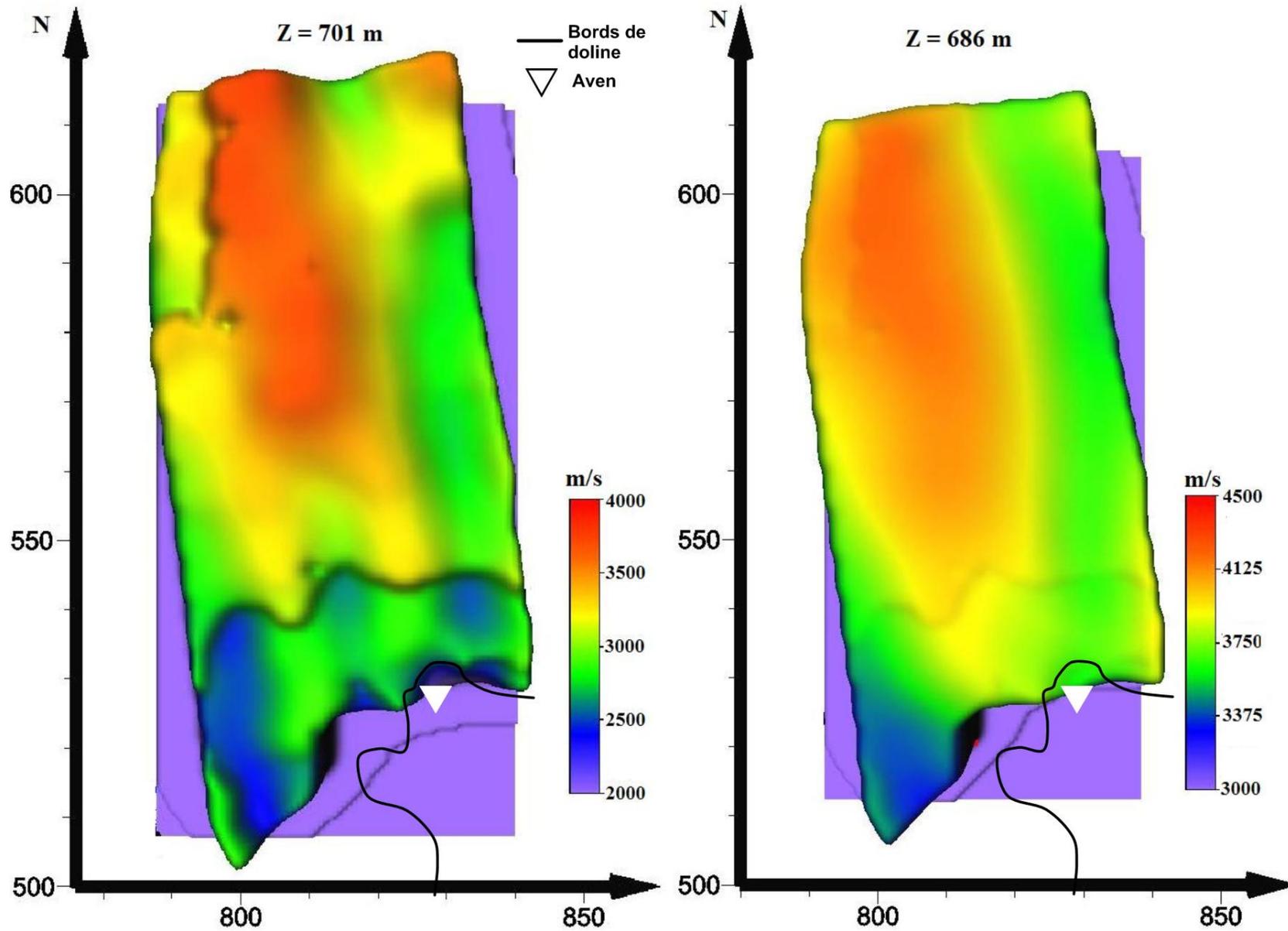


Figure 0.56 : Vues en perspective du dessus du modèle de vitesse 3D à 5 itérations. Environ 7 m de profondeur à gauche et 22 m à droite

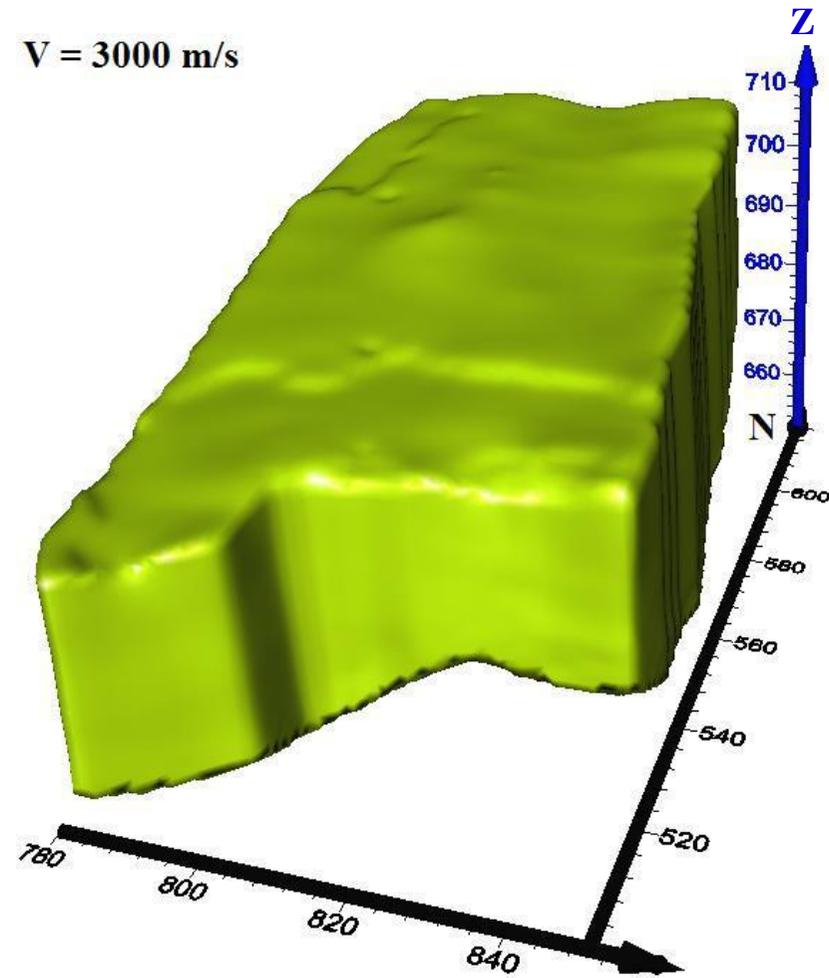


Figure 0.57 : Iso-surface à 3000 m/s du modèle de vitesse 3D à 5 itérations

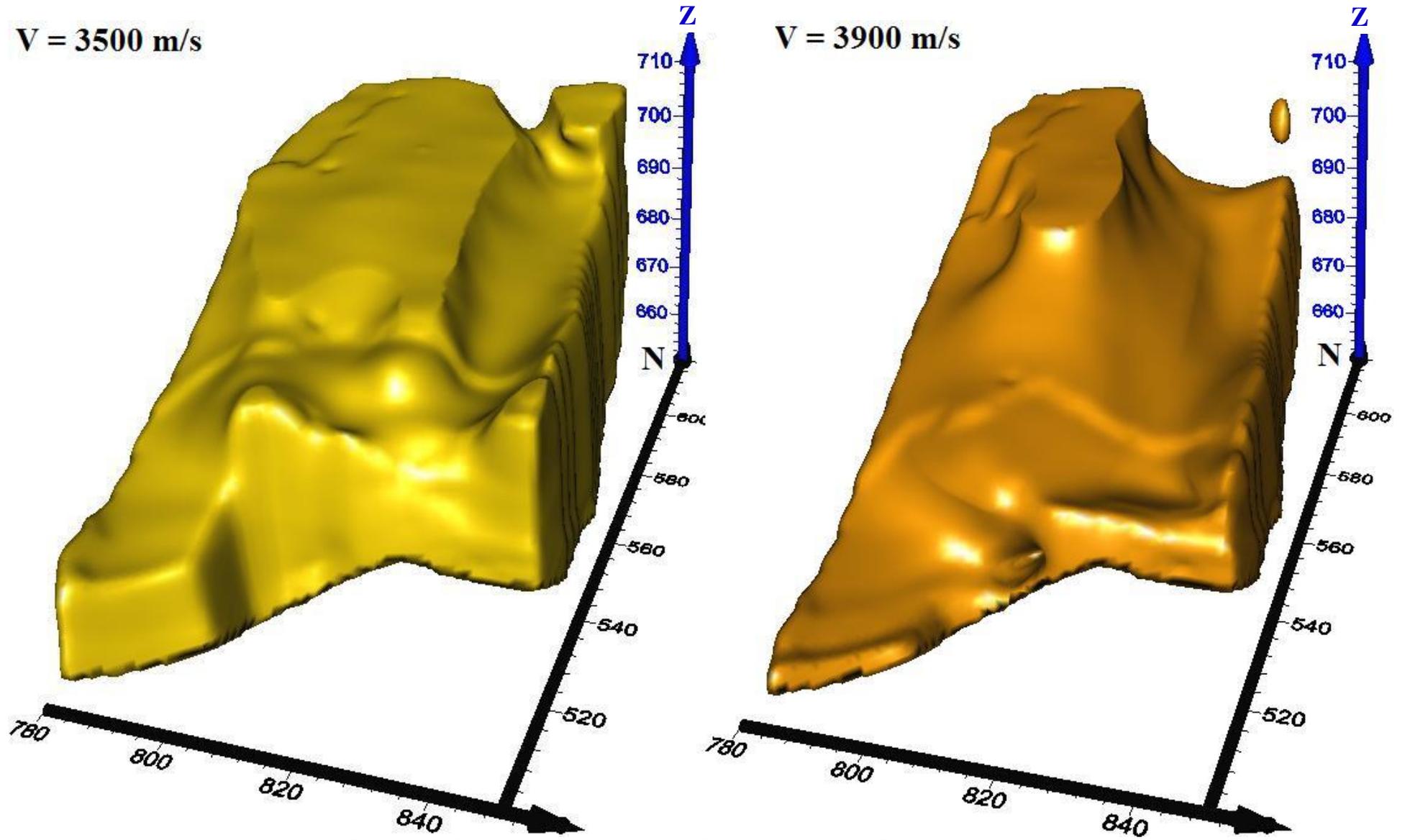


Figure 0.58 : Iso-surfaces 3500 et 3900 m/s du modèle de vitesse 3D à 5 itérations

### II.B.3.f. Interprétations

L'épikarst de l'Hospitalet semble structuré autour du réseau de fractures locales (N160°), comme l'ont montré les mesures et les photos aériennes aux alentours (*Figure 0.41*). Cette direction (à peu près Nord-Sud) a aussi été mise en évidence par la campagne de tomographies électriques réalisées par GM et HSM. On peut alors supposer que cette famille de fractures assure une bonne perméabilité et que l'altération s'est développée autour de celle-ci, créant alors des couloirs d'altération, comme celui observé notamment sur le modèle 3D. Il faut noter par ailleurs que ce couloir ne semble pas avoir de lien avec la surface directement, à part pour une zone particulière visible sur le modèle de résistivité. Ainsi, comme cette altération conséquente ne semble pas s'être propagée jusqu'à la surface d'après les mesures, on peut supposer qu'elle s'est développée à partir d'une certaine profondeur, peut être à partir d'une zone moins perméable ou plus difficile à altérer.

Le prolongement virtuel du couloir passe par le centre de la doline et l'aven. On peut alors supposer que tous ces éléments sont liés, probablement par une fracture (ou plusieurs) à partir de laquelle tous ces éléments se sont développés.

On peut aussi remarquer que ce couloir semble un peu plus profond au milieu, vers l'ordonnée 585 m sur le modèle 3D et aussi sur le modèle de résistivité (*Figure 0.42*) vers l'abscisse 100 m. Ce n'est pas tout à fait le même endroit sur les deux modèles, mais il pourrait s'agir d'une altération plus prononcée et plus profonde. Peut être que cet épikarst n'est pas drainé par l'aven ou la doline, mais plutôt par cette zone particulière ? Peut être une nouvelle doline est-elle en train de se créer ?

Encore une fois, la géophysique montre la très forte hétérogénéité des 20-30 premiers mètres, avec notamment le replat associé aux fortes vitesses sur le modèle 3D. Il s'agit très vraisemblablement de dolomies intactes et il y aurait donc une forme de pilier surplombant le couloir d'altération et la zone aux faibles vitesses proche de la doline. Les zones en bordures de doline sont très altérées également, et cela irait de pair avec la création de la doline par dissolution.

## **II.B.4. Conclusions sur l'épikarst**

D'un point de vue méthodologique, la combinaison des tomographies électriques et sismiques 2D est complémentaire et permet de réduire les incertitudes sur le type et l'état des matériaux géologiques. En effet, aux Ménudes, ces méthodes ont permis de proposer un modèle géologique et surtout de distinguer différents états d'altérations : sable dolomitique, dolomie fracturée ou fantômisée sous couverture et même de voir des intrusions d'argiles dans les zones altérées. A l'Hospitalet, les tomographies 2D ont permis d'identifier une anomalie conductrice aux faibles vitesses.

L'apport de la sismique 3D s'est avéré considérable, elle a permis de confirmer une direction de fracturation locale et d'identifier un couloir d'altération très important ainsi qu'une zone très saine. En effet, les morphologies karstiques sont en 3D et les tomographies 2D ne révèlent qu'une partie de ces objets, pour peu qu'elles soient bien localisées par rapport à ces objets. Ici, les tomographies 2D ont révélé une partie de ce couloir d'altération, mais bien sûr ne permettaient pas de conclure quant à sa forme et ses dimensions.

Même si un lien entre la doline et l'épikarst est sans doute mis en évidence par ce couloir, il est difficile de préciser la nature de cette connexion : avec l'aven, les bords de doline ?

De plus, on peut voir que les directions de fracturation observables en surface sont les mêmes que les directions plus profondes (> 10 m) déduites de la sismique. On peut supposer qu'il s'agit de connexions reliant l'épikarst à la zone d'infiltration.

Des liens entre les formes de surface et celles plus profondes sont probablement mis en évidence aux Ménudes avec ce drain sous le vallon fluvio-karstique. A la vue de la morphologie en pente vers le vallon et de son fonctionnement, on peut supposer que les eaux circulent dans les zones altérées identifiées et rejoignent alors ce drain en suivant le vallon. Cependant, détecter des liens profonds reste difficile pour la géophysique, étant donné la perte de résolution en profondeur.

Des liens structuraux et des morphologies ont été détectés, mais qu'en est-il des liens hydrodynamiques ?

Pour mieux comprendre ces circulations d'eaux, il faudrait pouvoir estimer des différences de saturation en eau et les localiser spatialement. C'est cette approche qui est proposée dans le chapitre suivant avec un suivi temporel par méthodes géophysiques.

---

# **CHAPITRE III : Suivi temporel des variations de saturation**

---



Après avoir étudié dans le chapitre précédent la structure de certains points infiltrants comme les dolines et celles de zones potentielles de stockage ou d'infiltration dans l'épikarst, nous allons nous intéresser dans ce chapitre aux variations des paramètres géophysiques liées à des variations de saturation. Nous commencerons par le suivi d'un aquifère peu profond en Corrèze avant d'étudier les variations géophysiques dans la partie épikarstique du Causse du Larzac.

## **III.A. Méthodologie Time-Lapse**

Cette partie est consacrée à l'influence de la saturation sur la résistivité et sur les propriétés élastiques afin de proposer une stratégie de mesure et d'inversion pour le suivi temporel de la saturation par ERT et SRT.

### **III.A.1. Variations temporelles de la résistivité**

#### **III.A.1.a. Loi d'Archie et variation de saturation**

Les paramètres physiques, comme la minéralisation de l'eau, la porosité, la saturation en eau, la nature du matériau et en particulier la teneur en argile, influencent la résistivité dans les sols de nature sédimentaire (Guéguen et Palciauskas, 1997). En géophysique une relation empirique est fréquemment utilisée pour relier les différents paramètres du terrain, s'il est sableux : c'est la loi d'Archie (1942) généralisée :

$$\rho = \rho_w * a * \Phi^{-m} * S_w^{-n}$$

Où :  $\rho$  est la résistivité du milieu en  $\Omega.m$

$\rho_w$  est la résistivité du fluide en  $\Omega.m$

$F=a*\Phi^{-m}$  est le facteur de formation, il dépend de :

- la porosité  $\Phi$  (porosité utile : volume des pores reliés entre eux sur le volume total)
- $a$  qui est un facteur dépendant de la lithologie et variant entre 0.6 et 2 ( $a < 1$  pour les roches à porosité intergranulaires et  $a > 1$  pour les roches à porosité de fracture)
- $m$ , le facteur de cimentation (il dépend de la forme des pores, de la compaction et varie entre 1,3 pour les sables non consolidés à 2,2 pour les calcaires cimentés).

$S_w$  est la saturation (par rapport au volume poreux) et  $n$  un exposant qui varie très peu avec les formations, sa valeur est environ de 2 pour la plupart des formations dont la teneur en eau est comprise en 20 et 100%.

Il faut noter que la loi d'Archie a été élaborée dans le cadre de la prospection pétrolière pour étudier les réservoirs à forte porosité comme les réservoirs sableux et en l'absence d'argiles.

En effet, la conduction électrique dans les roches et les sédiments passent par une conduction dans le fluide poral et une conduction de surface proche de la surface des grains (Revil *et al.*, 1998 ; Waxman et Smits, 1968). La loi d'Archie n'est en effet pas valable lorsque les effets de conduction de surface sont importants, comme dans les argiles. Cette loi pourrait s'appliquer aux dolomies car la porosité intergranulaire joue un rôle important, notamment dans la dolomie altérée.

### III.A.1.b. Correction de l'influence de la température

La température du milieu influe de manière conséquente sur la résistivité mesurée des sols et des roches. La conductivité de surface va en effet varier avec la mobilité ionique tandis que la conductivité du liquide poral va évoluer avec la viscosité du fluide (Hayley *et al.*, 2007). Dans cette thèse, un modèle linéaire de variation de la conductivité en fonction de la température va être utilisé (Hayashi, 2004 ; Sen et Goode, 1992) :

$$\sigma_T / \sigma_{25} = p(T-25) + 1$$

où  $\sigma_T$  et  $\sigma_{25}$  sont les conductivités aux températures  $T$  et  $25^\circ\text{C}$  respectivement et  $p$  est le coefficient de variation de conductivité par degré Celsius.

La valeur de  $p$  est tirée d'expériences en laboratoire par Hayley *et al.* (2007) et vaut  $0.0183 \text{ }^\circ\text{C}^{-1}$ .

A partir de l'équation précédente et pour pouvoir prendre n'importe quelle température standard, une nouvelle équation appelée **équation de correction** est proposée :

$$\sigma_{\text{std}} / \sigma_i = (p(T_{\text{std}} - 25) + 1) / (p(T_i - 25) + 1)$$

où  $\sigma_{\text{std}}$  et  $\sigma_i$  sont les conductivités aux températures  $T_{\text{std}}$  et  $T_i$  respectivement.

Ainsi, c'est ce modèle linéaire qui sera utilisé dans ce manuscrit pour corriger les données de résistivités de l'influence des variations de température saisonnières. N'ayant pas de données de température souterraine directement sur le site et celles utilisées ne dépassant pas le mètre

de profondeur, un modèle simple 1D d'échange thermique sera utilisé pour obtenir les températures en profondeur. Ce modèle prend les températures de surface comme conditions aux limites et les paramètres de diffusion de la chaleur ont été calés sur des sites les plus proches des zones d'étude, là où des données souterraines étaient accessibles.

### Modélisation de la température

En 1D, l'équation de propagation de la température  $T$  est : 
$$\frac{\partial T}{\partial t} = K \frac{\partial^2 T}{\partial z^2}$$

avec  $K$  le coefficient de conductivité thermique

Pour une perturbation de type périodique :  $T_0 * \cos(\omega t)$

la solution analytique est :  $T(z, t) = T_0 * e^{-z/d} * \cos(\omega t - z/d)$

où  $T_0$  est l'amplitude de la variation source et  $\omega$  sa pulsation,

et  $d$  est l'épaisseur de peau et vaut  $\sqrt{\omega/2K}$

Pour obtenir la distribution des températures dans le sous-sol, il suffit donc de modéliser de manière sinusoïdale les températures en surface (*Figure 0.1*) et de se donner une épaisseur de peau. Seules les variations au cours du cycle annuel seront traitées ici, car les variations journalières ont une épaisseur de peau très faible (de l'ordre de la dizaine de centimètres).

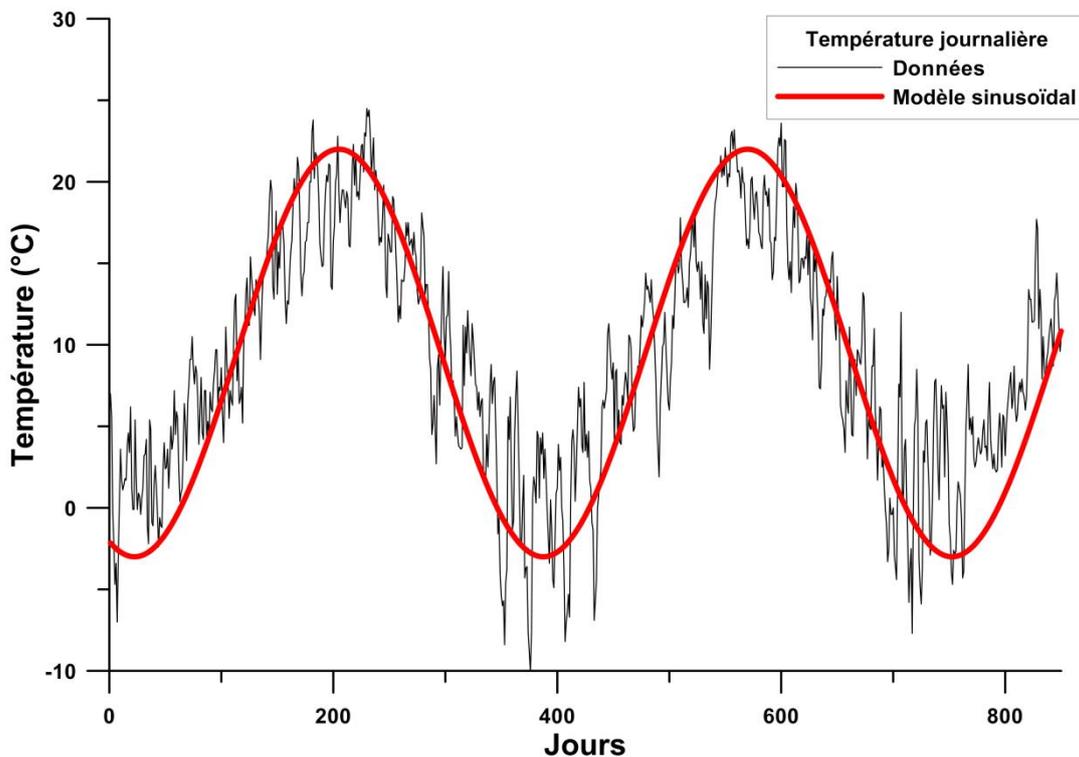


Figure 0.1 : Températures en surface et son modèle sinusoïdal

L'épaisseur de peau a été calée sur des sites à proximité des zones étudiées à partir de données de température souterraines et de surface. En fait, les seules températures souterraines à disposition sont des données à 10, 20, 50 et 100 cm de profondeur sur des sites de Météo France à plusieurs dizaines de kilomètres des zones étudiées. A partir des températures en surface et en profondeur, une épaisseur de peau d'environ 3 m a été calculée. Ensuite, en prenant les températures hebdomadaires moyennes en surface sur les sites étudiés, on peut tracer les courbes de températures en profondeur pour trois périodes de mesures différentes (Figure 0.2).

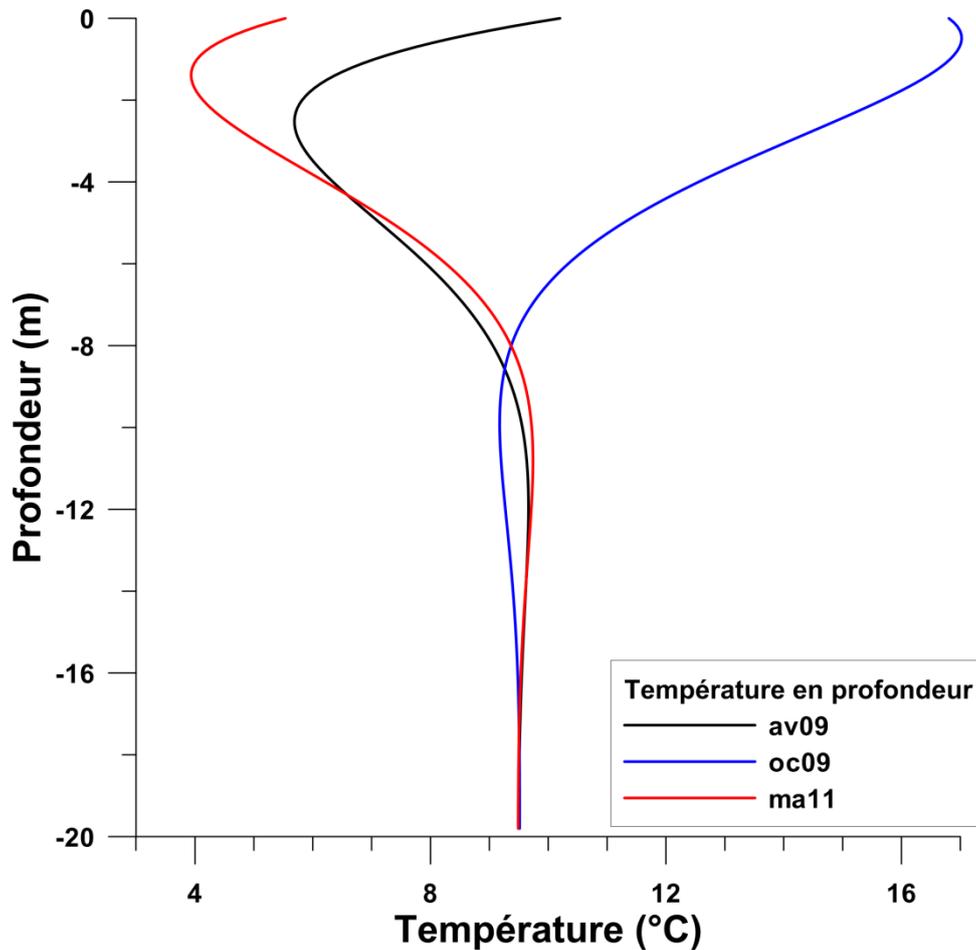


Figure 0.2 : Evolution de la température en profondeur pour trois périodes différentes sur le site des Ménudes

### Corrections de température sur les tomographies de résistivité

A partir de l'équation de correction ci-dessus et de la distribution de température en profondeur, on peut calculer des corrections de résistivités pour limiter l'influence de la température sur les mesures.

La méthode de Hayley *et al.* (2010) a été adoptée. On commence par inverser les données observées  $D_o$  pour obtenir un modèle a priori  $M$ , produisant des données synthétiques  $D_m$  aussi proches que possible de  $D_o$ . Ensuite on applique les corrections de résistivités sur  $M$  pour ramener celles-ci à la température moyenne annuelle ( $9.5^{\circ}\text{C}$ ). A partir de ce nouveau modèle  $M^*$ , on calcule les données synthétiques  $D_{m^*}$  par modélisation directe. Enfin, l'écart entre les données synthétiques de  $M^*$  et  $M$ , soit  $D_{m^*}-D_m$  est la correction qui sera appliquée aux données observées.

D'autres méthodes de correction existent, par exemple celle appliquant directement l'équation de correction aux données, mais cela semble biaisé par le fait qu'on est obligé d'assigner une température à chaque donnée, et donc d'une certaine manière à chaque profondeur. Une autre méthode consiste à prendre comme modèle final le modèle  $M^*$ , mais Hayley *et al.* (2010) ont montré sur des modèles synthétiques que celle-ci est moins efficace pour annihiler les effets de la température lors des inversions Time-Lapse.

Toutefois, les corrections établies ici ne prennent en compte que les variations sur le cycle annuel, et donc ne tiennent pas compte des changements de température associés au passage des pluies aux températures différentes de celles du milieu traversé.

### III.A.1.c. Stratégie de mesure Time-Lapse ERT

Tout d'abord, l'éloignement entre les sites étudiés et le laboratoire n'a pas permis de laisser les électrodes en place, ce qui peut se révéler très handicapant pour le suivi temporel. En même temps, maintenir un bon contact (entre les électrodes et le sol) en laissant les électrodes en place n'est pas assuré.

D'autre part, même si des repères fixes étaient présents (jalons, cailloux, peinture), le passage des agriculteurs, promeneurs et même du bétail complique beaucoup la tâche, car certains prenaient certainement un malin plaisir (sûrement les bêtes) à enlever les repères.

Ainsi, il y a pu y avoir de légères différences de positionnement entre les périodes d'acquisition, jusqu'à 1-1.5 m en bout de profil. A ces différences, on peut y voir plusieurs aspects :

- des variations de position engendrant des différences de résistance de prise et de résistivité car le milieu étudié est parfois extrêmement hétérogène et résistant,
- des variations de position entre les électrodes engendrant des coefficients géométriques différents.

Toutefois, les effets associés, sur une ou plusieurs électrodes, à une variation de coefficient géométrique ou de résistance de prise ou d'une hétérogénéité superficielle sont connus et sont visibles sur les pseudo-sections de résistivités apparentes ou sur les différences de celles-ci (effets obliques C et verticaux P). C'est pourquoi il ne faudra pas s'étonner, dans la suite du manuscrit, du filtrage très sévère des données et des modèles associés, ne reflétant alors qu'une petite partie du milieu investigué.

### III.A.1.d. Stratégie d'inversion Time-Lapse ERT

Dans cette sous-partie, des modélisations et inversions sont présentées en vue de définir une stratégie d'inversion Time-Lapse, et plus spécialement pour tester les paramètres d'inversion de Res2dinv.

Seules les mesures avec le dispositif WS ont été inversées dans le but de voir des variations de résistivités associées à la saturation. Le dispositif DD, comme on pouvait s'y attendre, est trop bruité pour ce genre d'interprétation. Il comporte plus de petites structures que le WS et les inversions Time-Lapse donnent des résultats assez décevants.

Tout d'abord, on va partir d'un modèle de résistivité 2D assez complexe : celui des Ménudes. Celui-ci a été modifié en diminuant les résistivités des premiers mètres de deux manières (modèles de variation) : l'une brutale avec une variation de 20% sur les 12 premiers mètres (modèle couche) et l'autre plus douce, avec une décroissance exponentielle (modèle exp) des variations à partir de la surface (en rouge sur la *Figure 0.3* et la *Figure 0.4*).

Ensuite, après un calcul des données synthétiques de ces nouveaux modèles, celles-ci sont inversées selon différents jeux de paramètres et de versions du logiciel. Enfin, les variations entre les modèles résultants et le modèle initial sont comparées avec les modèles de variation couche et exp.

Les différentes inversions testées sont :

- Inv. A : Inversion Time-Lapse de la différence des données (version 3.59.94 du logiciel),
- Inv. B : Inversion Time-Lapse selon Kim *et al.* (2009) avec les paramètres par défaut (version 3.70.23),
- Inv. C : Inversion Time-Lapse selon Kim *et al.* (2009) avec sa contrainte de variation temporelle plus forte et une contrainte de lissage des modèles (version 3.70.23),
- Inv. D : Inversion Time-Lapse simultanée avec une contrainte temporelle importante de type L2 et une contrainte de lissage des modèles (version 3.59.94).

Les inversions sans contrainte temporelle ou carrément indépendantes donnent des résultats catastrophiques. Par ailleurs, les inversions A et D ne sont pas présentées pour le modèle couche car elles donnent des résultats assez décevants. Les autres résultats sont présentés sur la *Figure 0.3* et la *Figure 0.4*.

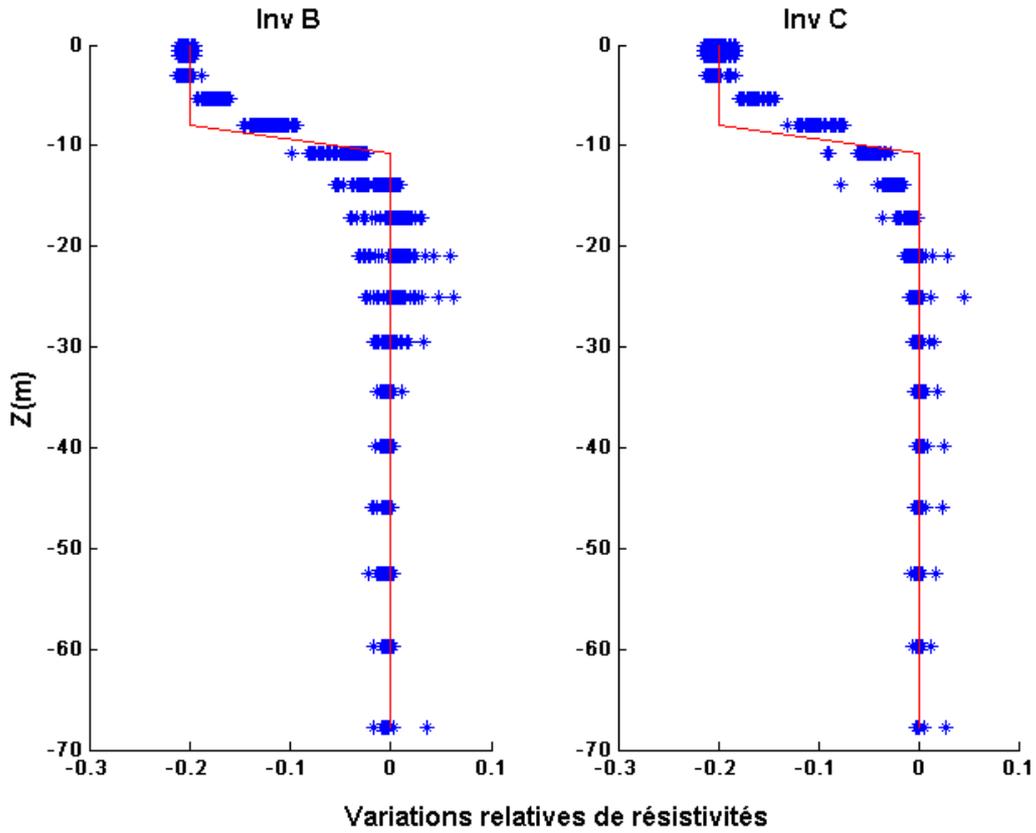


Figure 0.3 : Résultats des inversions Time-Lapse sous forme de variations de résistivité avec la profondeur. Modèle de variation couche en rouge et différences entre modèles inversés en bleu

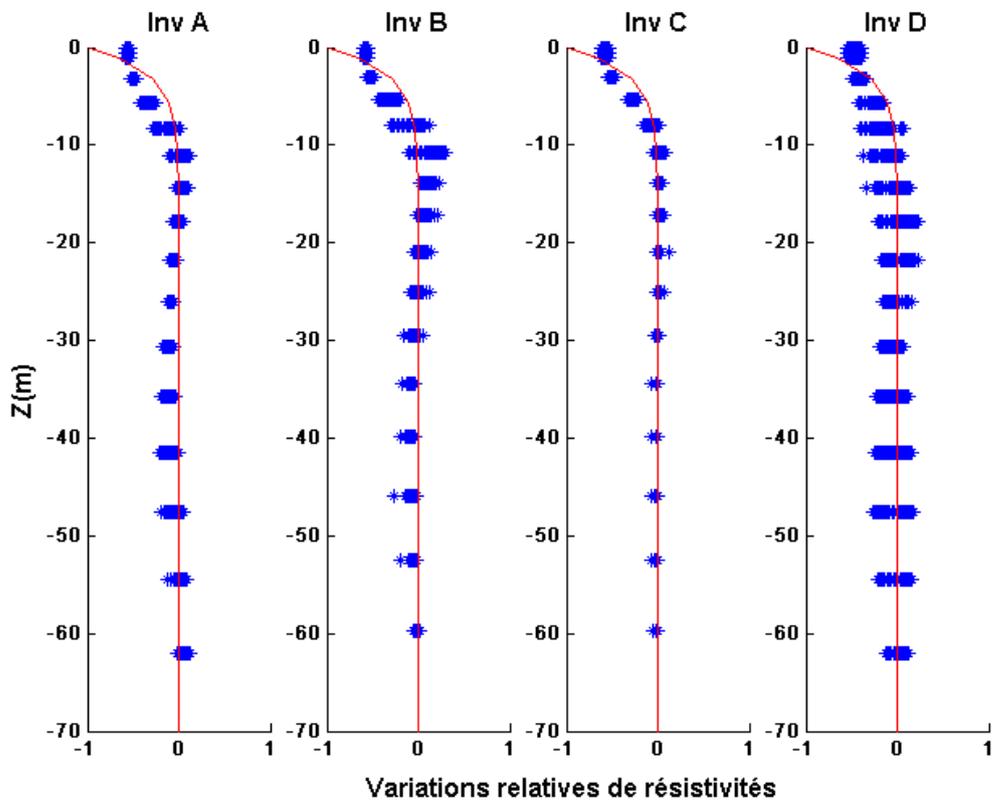


Figure 0.4 : Résultats des inversions Time-Lapse sous forme de variations de résistivité avec la profondeur. Modèle de variation exp en rouge et différences entre modèles inversés en bleu.

### *CHAPITRE 3 : Suivi temporel des variations de saturation*

En général, les différences entre modèles inversés montrent des oscillations autour des modèles de variation. Ceci explique clairement le phénomène négatif/positif qui a été constaté lors du traitement de données sur les différences entre tomographies. Il y a une première gamme de profondeur qui varie dans un sens et une deuxième gamme de profondeur qui varie dans l'autre sens.

Pour les deux modèles couche et exp, on voit clairement que c'est l'inversion C qui présente le moins d'oscillations autour du modèle de variation. C'est l'inversion la plus lisse, avec un lissage directement sur le modèle et les contraintes de lissage temporelles au maximum. C'est cette inversion qui sera utilisée dans la suite du manuscrit.

## III.A.2. Variations temporelles des vitesses de compression

### III.A.2.a. Influence de la saturation

Tout d'abord, les vitesses de compression ( $V_p$ ) et de cisaillement ( $V_s$ ) peuvent s'exprimer en fonction de la masse volumique  $d$ , du module d'incompressibilité  $K$  et du module de cisaillement  $\mu$  :

$$V_p = \sqrt{\frac{K + \frac{4}{3}\mu}{d}} \quad \text{et} \quad V_s = \sqrt{\frac{\mu}{d}}$$

Plusieurs modèles ont été utilisés pour décrire les variations de vitesse de compression en fonction de la saturation. Les modèles de type "mélange" calculent une moyenne selon la fraction volumique de chaque constituant (comme la matrice rocheuse, l'eau et l'air par exemple).

Wyllie *et al.* (1956 ; 1958) proposent une relation empirique entre la lenteur (inverse de la vitesse) de la roche saturée en fluide et la porosité  $\Phi$  :

$$\frac{1}{V_{\text{sat}}} = \frac{(1 - \Phi)}{V_m} + \frac{\Phi}{V_{\text{fl}}}$$

où  $V_m$  est la vitesse de propagation des ondes de la matrice constituant la roche et  $V_{\text{fl}}$  la vitesse de propagation des ondes dans le fluide saturant les pores. En fait, la vitesse résultante est la moyenne harmonique des vitesses de chaque matériau.

De la même manière, on pourrait prendre en compte la saturation en eau  $S$  et dissocier la partie fluide en une partie air et une partie eau. Toutefois, ce type de relation n'est pas du tout adapté aux résultats du suivi temporel, notamment dans le cas des  $V_s$  car la vitesse de cisaillement des fluides est nulle.

Un autre modèle est la théorie développée par Biot (1956) et Gassmann (1951), appelé équation de Gassmann dans la suite du manuscrit. Cette équation est très utilisée dans le domaine pétrolier. Ces auteurs ont étudié les liens entre la masse volumique, les modules d'incompressibilité, de cisaillement (i.e. donc les vitesses  $V_p$  et  $V_s$ ) et le fluide saturant la roche. Ils montrent que :

$$K_{sat} = \frac{\phi \left( \frac{1}{K_m} - \frac{1}{K_{fl}} \right) + \frac{1}{K_m} - \frac{1}{K_{sec}}}{\frac{\phi}{K_{sec}} \left( \frac{1}{K_m} - \frac{1}{K_{fl}} \right) + \frac{1}{K_m} \left( \frac{1}{K_m} - \frac{1}{K_{sec}} \right)}$$

$$\mu_{sat} = \mu_{sec}$$

avec :  $\mu_{sec}$  et  $\mu_{sat}$  les modules de cisaillement de la roche sèche et saturée en fluide,

$K_{sat}$  le module d'incompressibilité de la roche saturée en fluide,

$K_m$  le module d'incompressibilité de la matrice constituant la roche,

$K_{fl}$  le module d'incompressibilité du fluide saturant les pores,

$K_{sec}$  le module d'incompressibilité de la roche à pression de pore constante et on peut l'écrire

(Mavko et Mukerji, 1998) :  $\frac{1}{K_{sec}} = \frac{1}{K_m} + \frac{\Phi}{K_{\Phi}}$  où  $K_{\Phi}$  est le module d'incompressibilité

de l'espace poreux sec et qui dépend du type et de la forme de la porosité (intergranulaires, fractures, cavités...).

La saturation  $S_w$  intervient dans le module d'incompressibilité du fluide. Lorsque les pressions de pore des différentes phases (eau et air ici) peuvent s'équilibrer entre les pores ou entre des régions hétérogènes au passage de l'onde, alors les équations de Gassmann sont valides (domaine des faibles fréquences ; Batzle *et al.*, 2006).  $K_{fl}$  est tout simplement la moyenne harmonique (Reuss, 1929) des modules d'incompressibilité de l'eau  $K_w$  et de l'air  $K_{air}$  :

$$\frac{1}{K_{fl}} = \frac{S_w}{K_w} + \frac{1 - S_w}{K_{air}}$$

Cet équilibre des pressions de pores dépend fortement de la capacité des fluides à se mouvoir dans l'espace poreux suite à une perturbation sismique. Ainsi, c'est principalement la mobilité des fluides  $k/\eta$  ( $k$  est la perméabilité et  $\eta$  la viscosité), et la fréquence de l'onde qui contrôlent la longueur caractéristique de diffusion  $D$  :

$$D = \sqrt{\frac{K_{fl}k}{\Phi\eta f}}$$

Si l'échelle des hétérogénéités est inférieure à  $D$ , alors les pressions de pores pourront s'équilibrer au sein de l'espace poreux.

A l'inverse, lorsque les saturations sont hétérogènes sur des échelles supérieures à la longueur caractéristique de diffusion, on parle alors de "patchy saturation" (Knight *et al.*, 1998 ; Mavko

et Mukerji, 1998). Ce phénomène provoque des hausses de vitesses notables avec la saturation. Les courbes vitesse-saturation sont limitées par les courbes de Gassmann (limite inférieure) et par les courbes où  $K_{fl}$  est la moyenne arithmétique (Voigt, 1928) de  $K_w$  et  $K_{air}$  (limite supérieure) :

$$K_{fl} = S \cdot K_w + (1-S) \cdot K_{air}$$

La masse volumique  $d$  s'exprime en fonction de  $\phi$ ,  $S$ , des masses volumiques du solide  $d_m$  et des fluides  $d_w$  et  $d_{air}$  :

$$d = (1 - \phi)d_m + \phi(Sd_w + (1-S)d_{air})$$

La théorie de Gassmann permet d'obtenir le module d'incompressibilité  $K_{sat}$  et donc de calculer les vitesses sismiques en prenant un module de cisaillement constant. Les hypothèses associées sont les suivantes :

1. le milieu poreux est isotrope,
2. les minéraux présents ont les mêmes modules d'incompressibilité et de cisaillement (sinon prendre les modules équivalents),
3. les pressions de pores sont équilibrées au sein de l'espace poreux,
4. le fluide n'interagit pas avec le solide de manière à changer les modules d'incompressibilité et de cisaillement (hypothèse peut être fautive dans le karst, cf. *infra III.D.2.*).

Les courbes sur la *Figure 0.5* montrent les frontières inférieures et supérieures de Gassmann pour différents jeux de porosité et de densité du solide. Les points vitesse normalisée-saturation doivent donc se retrouver entre une paire de courbe de même couleur. Par exemple, les données expérimentales peuvent suivre au début une courbe de Gassmann (type Reuss), puis augmenter en se dirigeant vers la limite supérieure de type Voigt (Knight *et al.*, 1998 ; Fratta *et al.*, 2005), à cause du phénomène de "patchy saturation".

Lorsque ce phénomène n'est pas présent, il est très important de remarquer la baisse de vitesse avec la saturation jusqu'à des saturations très élevées. Ce phénomène est appelé ici effet densité car c'est bel et bien l'augmentation de densité qui provoque la chute de vitesse. On s'aperçoit que lorsque l'on augmente la porosité ou lorsque l'on diminue la densité de la matrice solide, l'effet densité est plus prononcé. En effet, en augmentant la porosité, la masse potentielle de fluide augmente aussi. Et si la densité solide diminue, l'effet de l'ajout d'une masse de fluide est plus fort.

Ensuite, lorsque la saturation totale est atteinte, les vitesses montent brusquement car le module d'incompressibilité de l'eau prend enfin le pas sur celui de l'air (il y a un facteur  $10^4$  entre les deux).

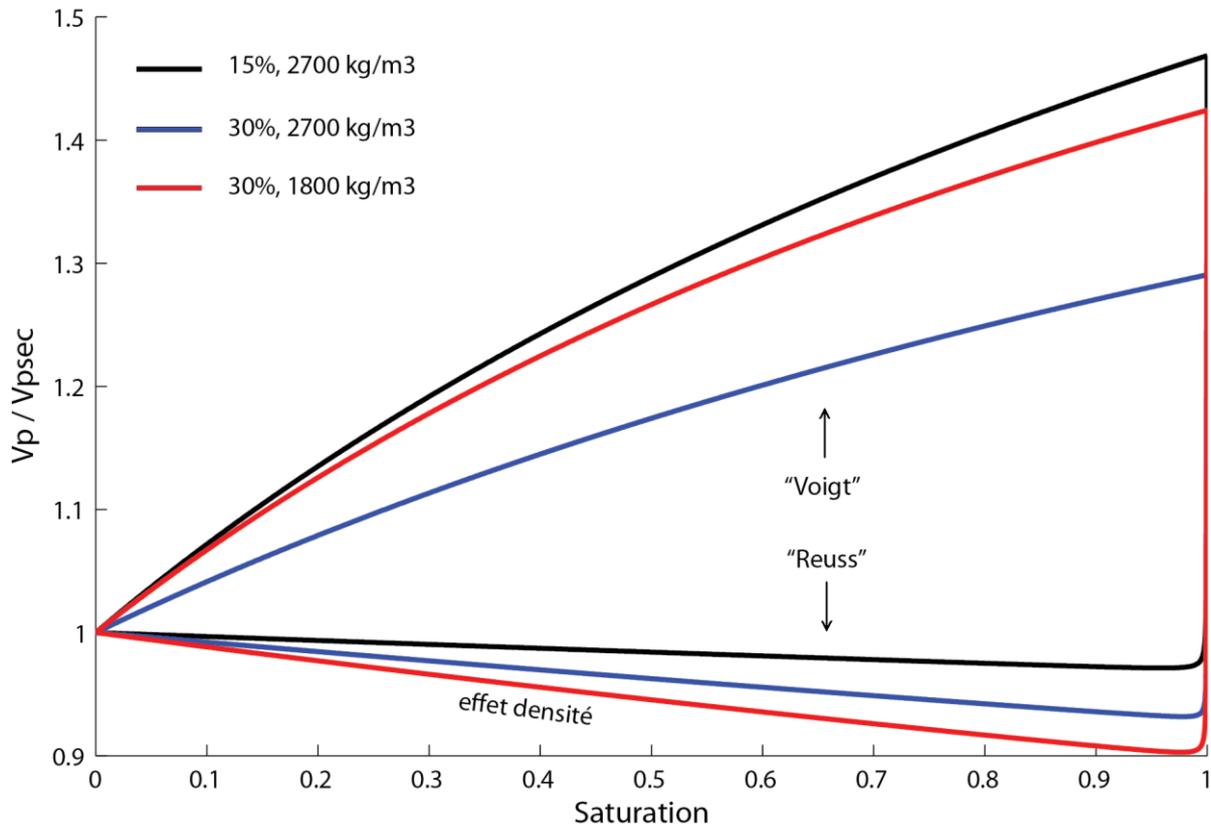


Figure 0.5 : Courbes de Gassmann selon différentes porosités et densités du solide avec les moyennes de type Voigt en haut et Reuss en bas

En fait, les expériences en laboratoire montrent plutôt des courbes croissantes de la vitesse en fonction de la saturation car ces expérimentations se déroulent aux fréquences ultrasonores. Ainsi, avec des longueurs d'ondes beaucoup plus petites qu'en sismique classique, des patches de petite dimension suffisent à provoquer la "patchy saturation". Cependant, Batzle *et al.* (2006) montrent clairement qu'aux fréquences sismiques utilisées sur le terrain, les courbes vitesse-saturation suivent plutôt un modèle Gassmann pour leurs échantillons. Les auteurs précisent toutefois qu'il faut que la mobilité du fluide soit suffisamment grande pour s'assurer de la validité du modèle Gassmann. Ces équations ne sont en effet pas forcément valides dans les milieux peu perméables (argiles par exemple).

La théorie de Biot-Gassmann aux basses fréquences a aussi été vérifiée expérimentalement par Murphy (1984) et Cadoret (1993). Bachrach et Nur (1998) et Fratta *et al.* (2005) ont également observé des baisses de vitesse associées à une saturation du milieu sur le terrain.

Sur certaines courbes expérimentales de Murphy (1984), on peut noter aussi que la mise en saturation du milieu complètement sec provoque une chute brutale de vitesse, non expliquée par la théorie de Biot-Gassmann.

On peut souligner également le phénomène d'hystérésis entre la saturation et la désaturation. En effet, les points expérimentaux de Knight *et al.* (1998) n'empruntent pas le même chemin lorsqu'on imbibe le milieu ou lorsqu'on le draine.

Certains auteurs (Mavko et Mukerji, 1998 ; Adam *et al.*, 2006 ; Fratta *et al.*, 2005) montrent que le module et la vitesse de cisaillement varient avec la saturation. Etant donné que le module de cisaillement varie aussi, c'est n'est alors pas uniquement l'effet densité qui doit être invoqué pour expliquer les baisses de vitesse. Différentes causes sont proposées :

- l'agrandissement des pores et des fractures avec la saturation (Khazanehdari et Sothcott, 2003),
- la variation de force capillaire ou la dégradation des propriétés mécaniques du solide (Cho et Santamarina, 2001 ; Fratta *et al.*, 2005),
- les interactions chimiques entre le solide et le fluide comme la dissolution (Vanorio *et al.*, 2008 ; Vialle et Vanorio, 2011)

### III.A.2.b. Stratégie de mesure Time-Lapse SRT

Le suivi temporel sismique étant localisé sur les mêmes lignes que l'électrique, les problèmes de repositionnement reviennent encore. Cependant, les coordonnées de tous les géophones sont prises à chaque campagne d'acquisition et les marques des sources sont parfois encore visibles. Le logiciel d'inversion prend en compte les distances réelles entre chaque géophone et chaque source, et cela permet de s'affranchir de fausses vitesses liées à des distances source-récepteur légèrement différentes de l'espacement original (comme si on s'affranchissait de faux coefficients géométriques en électrique).

De plus, il n'y a pas de problème de résistance de prise pour les géophones. C'est vrai qu'il peut y avoir des mauvais couplages avec le sol, mais cela est beaucoup moins fréquent qu'en électrique. De plus, d'après les résultats et les observations de terrain, on peut voir que les vitesses varient beaucoup moins que la résistivité. Ainsi, un décalage de capteur aura moins d'impact en sismique qu'en électrique.

Par contre, les variations de source (marteau, plaque et manipulateur) peuvent engendrer des différences, surtout si la fréquence de la source varie. En électrique, la source est une batterie 12 V avec une injection à tension constante (même s'il vaudrait mieux avoir une source à injection constante pour avoir un terme source identique).

En fait, la principale source d'erreur en sismique réfraction est le pointé des premières arrivées. En effet, la manière de pointer est complètement dépendante de l'utilisateur et celle-ci peut même varier au cours du temps. Ici, les pointés ont été réalisés avec soin par le même utilisateur et plusieurs étapes de contrôle pour assurer la qualité des données ainsi qu'un filtrage manuel des données suspectes ont permis des interprétations de type Time-Lapse.

### III.A.2.c. Stratégie d'inversion Time-Lapse SRT

Comme pour l'électrique, plusieurs modèles et types d'inversion ont été testés en vue de définir une stratégie d'inversion Time-Lapse optimale.

A partir d'un modèle initial de vitesse assez complexe (celui de MEN), de nouveaux modèles de vitesse ont été créés en introduisant des modèles de variation dans la proche surface. Trois types de modèle de variation ont été testés : les modèles couches, exp et epiK (*Figure 0.6*). Les modèles couche et exp sont du même type que ceux du paragraphe III.A.1.d. Le modèle epiK reflète une baisse exponentielle de la vitesse à partir de la surface avant une phase constante.

Après des modélisations directes pour calculer les temps d'arrivées associés aux nouveaux modèles de vitesse, ces temps sont inversés et les différences entre les modèles résultants et le modèle initial sont comparées aux modèles de variation pour voir si les variations introduites sont restituées.

De nombreux tests d'inversions ont été réalisés et le meilleur compromis a été trouvé pour 20 itérations à lissage maximal et 40 itérations à lissage minimal. Ces options de lissage spatial font partie des options d'inversion du logiciel. En effet, le lissage maximal seul ne permet pas de restituer efficacement les variations de la proche surface et le lissage minimal tout seul introduit de fausses variations profondes.

On peut voir que les variations sont assez bien restituées, bien qu'elles soient plus lisses que les variations introduites. Cependant, il ne faut pas oublier que, même si les données sont issues d'un modèle réel complexe, elles sont synthétiques et donc idéales à inverser. La réalité du terrain est bien sûr toujours plus compliquée.

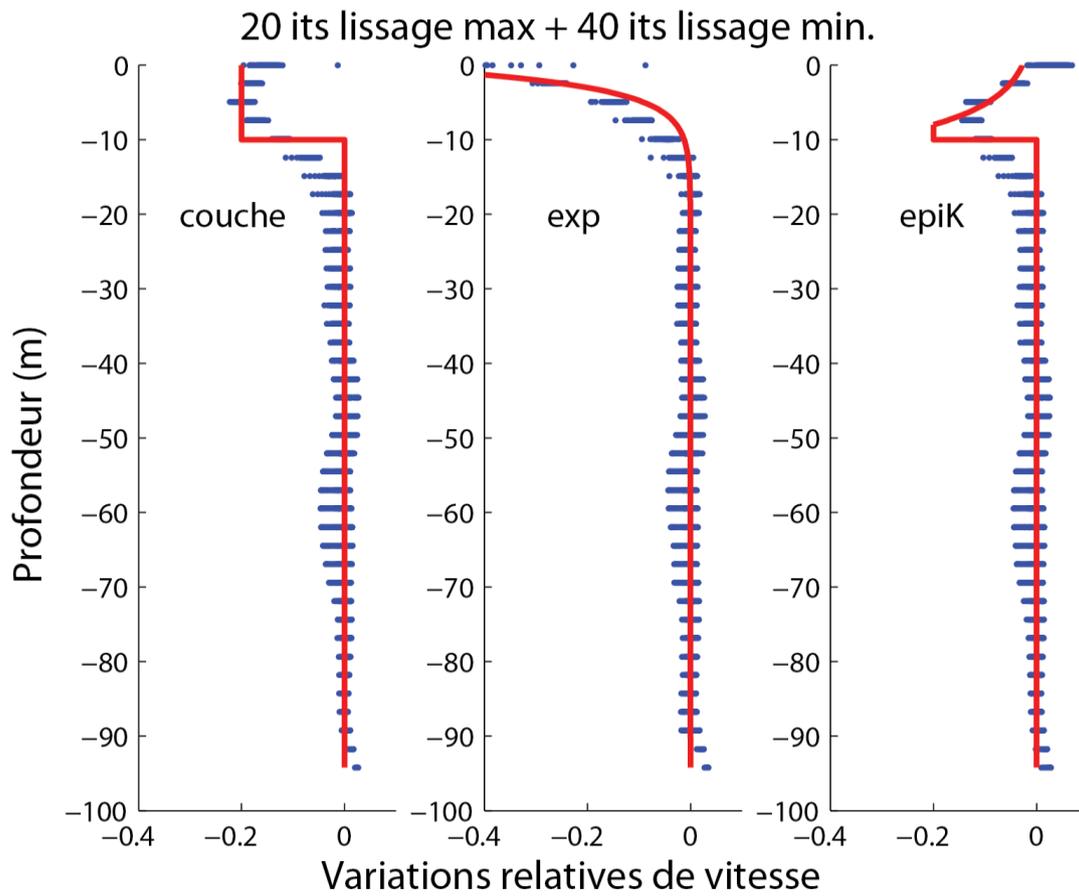


Figure 0.6 : Résultats des inversions Time-Lapse sous forme de variations de vitesse avec la profondeur pour les différents modèles. Modèles de variation en rouge et différences entre modèles inversés en bleu

## **III.B. Suivi de l'aquifère du Blagour de Chasteaux**

L'aquifère du Blagour de Chasteaux (CHA) en Corrèze a été mis en évidence par Muet (1985) et il est en exploitation par la SAUR pour l'alimentation en eau potable des communes avoisinantes. L'objectif de cette partie est de voir s'il y a un contrôle des paramètres géophysiques par les variations de saturation du milieu investigué.

### **III.B.1. Contexte hydrogéologique**

La *Figure 0.7* montre l'extension des bassins versants du Sorpt et du Blagour de Chasteaux. Le système du Blagour est un système karstique binaire d'environ 45 km<sup>2</sup> dont l'exutoire principal est le gouffre du Blagour (Muet, 1985). A côté de la source proprement dite, il existe un ensemble de griffons appelés Cressonnières du Blagour.

Les sources du Blagour et des Cressonnières naissent dans la vallée d'Entrecors. L'extrême amont de cette vallée se développe sur le grès du Bassin de Brive. La Couze collecte les eaux du ruissellement superficiel. En arrivant au contact des calcaires, elle se perd et son parcours devient souterrain jusqu'au gouffre du Blagour. La vallée d'Entrecors est sèche à partir de la perte de la Couze jusqu'à 1 km environ du Blagour. Ensuite, la source de Fontille et le trop-plein de l'Event d'Entrecors alimentent un petit ruisseau. Cet écoulement superficiel s'infiltré progressivement dans les prairies de la vallée, puis, à environ 500 m du Blagour, le ruisseau se perdait. Un aménagement lui permet de continuer son tracé sur une centaine de mètres avant de se perdre à nouveau. En hautes eaux, les débordements du ruisseau sont fréquents.

Le réseau de drainage souterrain est assez bien développé et fonctionnel, en particulier le gouffre du Blagour dont les explorations spéléologiques remontent sur plus d'une dizaine de kilomètres. Ces explorations, complétées par des traçages artificiels ont montré que l'Event d'Entrecors et la source de Fontille peuvent être alimentés en période de très hautes eaux par l'amont du système et plus particulièrement par les eaux s'engouffrant à la perte de la Couze.

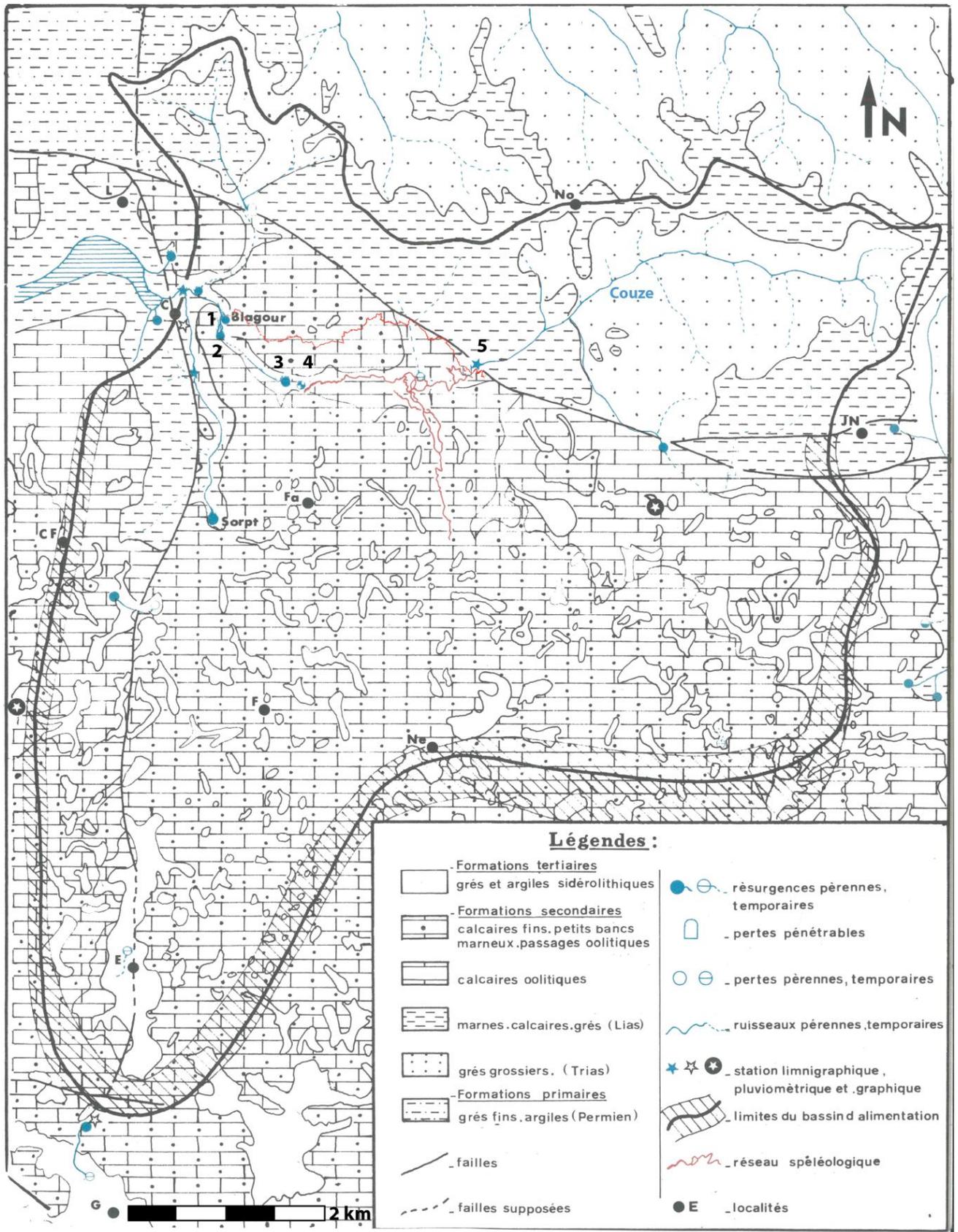


Figure 0.7 : Cadre géologique des bassins d'alimentation du Sorpt et du Blagour. 1) Gouffre du Blagour. 2) Petites sources temporaires des Cressonnières du Blagour + captage. 3) Ruisseau de Fontille. 4) Event d'Entrecors. 5) Perte de la Couze. Figure modifiée provenant de la thèse de Muet (1985)

### CHAPITRE 3 : Suivi temporel des variations de saturation

Les Cressonnières et le Blagour ont des caractéristiques hydrodynamiques et hydrochimiques très différentes qui semblent montrer l'indépendance de ces deux exutoires (Muet, 1985). De plus, aucun des traçages réalisés (en hautes ou en basses eaux) n'a atteint les Cressonnières.

La ressource du karst noyé mis en évidence par Muet (1985), différente de celle du Blagour, permet de s'affranchir des problèmes de vulnérabilité (pollution...) du parcours aérien de la Couze. En effet, la qualité des eaux de la Couze peut varier plus facilement que celle du karst noyé. Les Cressonnières du Blagour sont principalement alimentées par ce karst noyé.

Les exutoires du Blagour et des Cressonnières se situent à proximité d'un carrefour de deux failles importantes (failles de Chasteaux et de Meyssac). Il y a également un certain nombre de failles secondaires qui doivent avoir un impact non négligeable sur les écoulements. On peut voir sur la *Figure 0.8* que celles-ci peuvent faire varier le pendage des couches aquifères. Par ailleurs, à l'aval de la vallée d'Entrecors, les marnes du Lias constituent le mur de l'aquifère, qui se développe dans les calcaires du Bajocien.

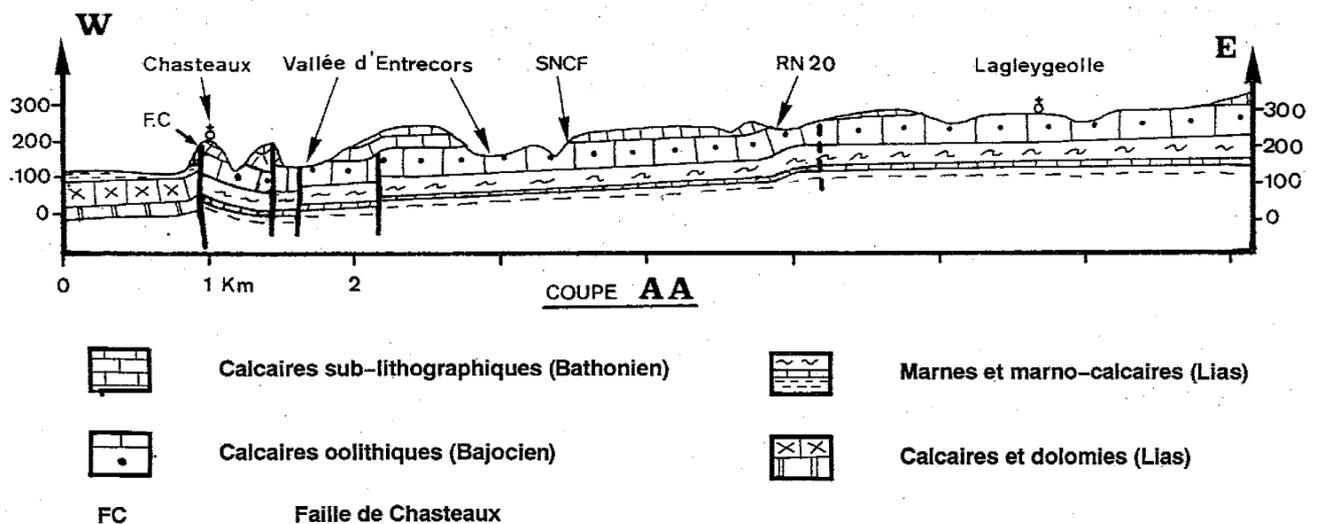


Figure 0.8 : Coupe géologique du Nord-est du Causse de Martel (Muet, 1985)

Des campagnes géophysiques, géotechniques, et hydrogéologiques ont été réalisées dans les années 90 pour avoir accès à cette réserve noyée. La zone prospectée se situe à 200 m en amont du gouffre du Blagour (cf. *supra III.B.4.* pour l'emplacement des forages).

Les sondages de reconnaissance et les forages (Figure 0.9) montrent que le réservoir aquifère se développe surtout entre 6 et 25 m de profondeur dans un ensemble de cavités plus ou moins colmatées par du sable. Les trois sondages de reconnaissance ont recoupé des niveaux très aquifères jusqu'à plus de 200 m en amont du captage.

D'après les essais de pompage (Muet et Landry, 1994), la nappe captée est infinie à l'échelle de l'essai (débits et temps) et il n'apparaît ni limite étanche, ni limite d'alimentation. La nappe captée est hétérogène : en début du pompage, l'eau captée provient d'un milieu infiniment transmissif mais de capacité limitée (cavités bien connectées ?). Ensuite le puits est alimenté par un milieu très capacitif mais de transmissivité limitée ( $3.5 \cdot 10^4 \text{ m}^2/\text{s}$  ; cavités ou fractures mal connectées ?).

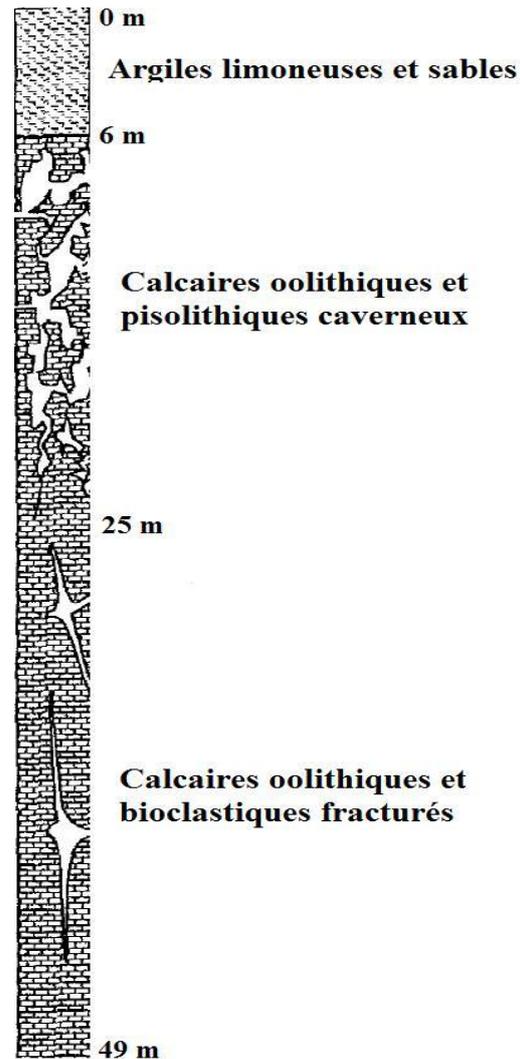


Figure 0.9 : Coupe géologique du forage d'Entrecors (Muet et Landry, 1994)

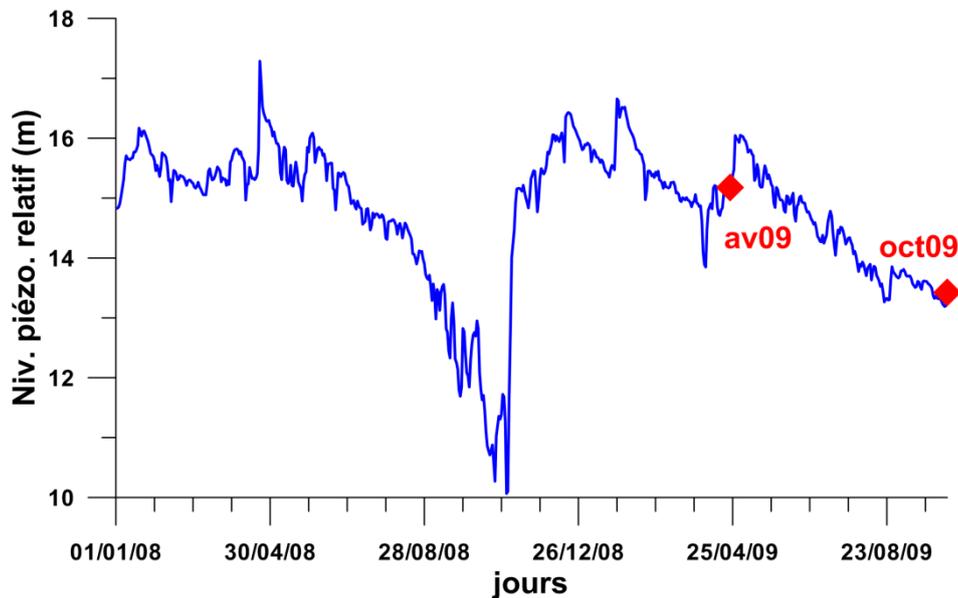
Il y a d'autres aspects importants qu'il faut retenir de ces essais de pompage :

- les Cressonnières du Blagour sont alimentées par ce réservoir car le pompage affecte très rapidement leurs débits et provoque même leur tarissement,
- un piézomètre distant de 210 m vers l'amont de la vallée n'a réagi que faiblement au pompage (rabattement inférieur à 50 cm contre 3.5 m au puits de pompage).

Le débit du Blagour n'a pas varié pendant le pompage, mais le réservoir n'est pas indépendant du système du Blagour. En effet, en très hautes eaux, la mise en charge du Blagour provoque l'inondation de la vallée avec apparition de nombreuses sources temporaires. Il y a donc au moins une transmission de charge entre le collecteur principal et ce sous-système capacitif. Avant le pompage, en hautes eaux, la totalité de la "nappe" est en charge et le niveau statique est bien souvent supérieur à celui du sol, interdisant toute infiltration.

### III.B.2. Caractérisation hydrodynamique

Le seul accès direct au réservoir de la zone noyée est le piézomètre à 6 m des forages (cf. *supra* III.B.4.). Celui-ci est donc fortement influencé par les débits pompés. En prenant la moyenne sur 24h, on s'affranchit des fortes variations de pompages au cours d'une journée. Il reste cependant les influences des composantes de durée supérieure. La sonde piézométrique est située à environ 25 m de profondeur selon la SAUR. Vu que la charge enregistrée par la sonde est d'environ 14 m (*Figure 0.10*), cela voudrait dire que le niveau piézométrique est à environ 11 m de profondeur. Les chroniques des débits de pompage, ainsi que du niveau piézométrique ne sont malheureusement disponibles qu'à partir de la fin 2006 jusqu'à la fin 2009.



**Figure 0.10: Chronique piézométrique du forage d'Entrecors. En rouge sont figurées les acquisitions géophysiques**

Ces chroniques (débits de pompage et niveau piézométrique), ainsi que celles des débits de la Couze (gouffre du Blagour + Cressonnières + Sorpt) et de la pluviométrie à l'aérodrome de Brive-Souillac sont analysées en vue d'établir des corrélations entre ces différents paramètres hydrogéologiques (*Figure 0.11*). Les débits du Blagour et des Cressonnières représentent environ 65% des débits de la Couze (Muet, 1985).

Ces chroniques vont faire l'objet d'analyse par corrélations croisées.

Les analyses de corrélations croisées permettent de quantifier la dépendance linéaire entre deux variables,  $x_t$  et  $y_t$ . Le corrélogramme est la représentation de la fonction d'autocorrélation  $r_{xy}(k)$ . Le corrélogramme entre la pluie et le débit par exemple, correspond à la réponse impulsionnelle du système karstique si le signal pluie a une distribution aléatoire.

$$r_{xy}(k) = \frac{C_{xy}(k)}{\sigma_x \sigma_y}$$

$$C_{xy}(k) = \frac{1}{n} \sum_{t=1}^{n-k} (x_t - \bar{x})(y_{t+k} - \bar{y})$$

où  $C_{xy}(k)$  est la covariance, et,  $\sigma_x$  et  $\sigma_y$  sont les écarts types des chroniques  $x_t$  et  $y_t$  et  $k$  représente le décalage temporel.

La corrélation croisée des pluies et des débits à l'exutoire permet d'appréhender le fonctionnement de l'aquifère (Mangin, 1984) car on obtient alors l'hydrogramme unitaire. L'hydrogramme unitaire d'un bassin est défini comme la chronique de débits résultante d'une pluie nette de hauteur unité produite de façon homogène sur la totalité du bassin. En effet, on peut voir que la corrélation est maximale au bout d'un jour, puis elle décroît rapidement sur deux jours avant d'aborder une lente décroissance pour les jours suivants. La même analyse sur une période plus longue a été réalisée dans la thèse de Muet (1985) et montre sensiblement le même hydrogramme : un système réactif et bien drainé car le pic de crue est rapide puis une vidange plus lente témoignant d'un système plus capacitif, c'est à dire de la présence de réserve stockées.

La corrélation entre la pluie et le niveau piézométrique est positive mais très étalée et plutôt de faible valeur comparée à la corrélation entre les débits de la Couze et le niveau piézométrique. L'étalement de ces courbes semble normal, car une "nappe" n'est pas aussi réactive qu'une source et ne présente pas autant de variations qu'une chronique de débit. On peut ainsi voir que le niveau piézométrique est influencé modérément de 1 à 20 jours environ après un événement pluvieux. Par contre, il est mieux corrélé aux conditions hydrologiques régionales (débits de rivières) plutôt qu'à la pluviométrie. La faible corrélation entre la pluie et le niveau piézométrique peut s'expliquer par plusieurs raisons : le caractère local de la pluie mesurée, la non prise en compte de l'évapotranspiration et le caractère à seuil du karst réagissant différemment selon la charge hydraulique initiale.

On peut voir également que le niveau piézométrique est peu influencé par les débits de pompage.

CHAPITRE 3 : Suivi temporel des variations de saturation

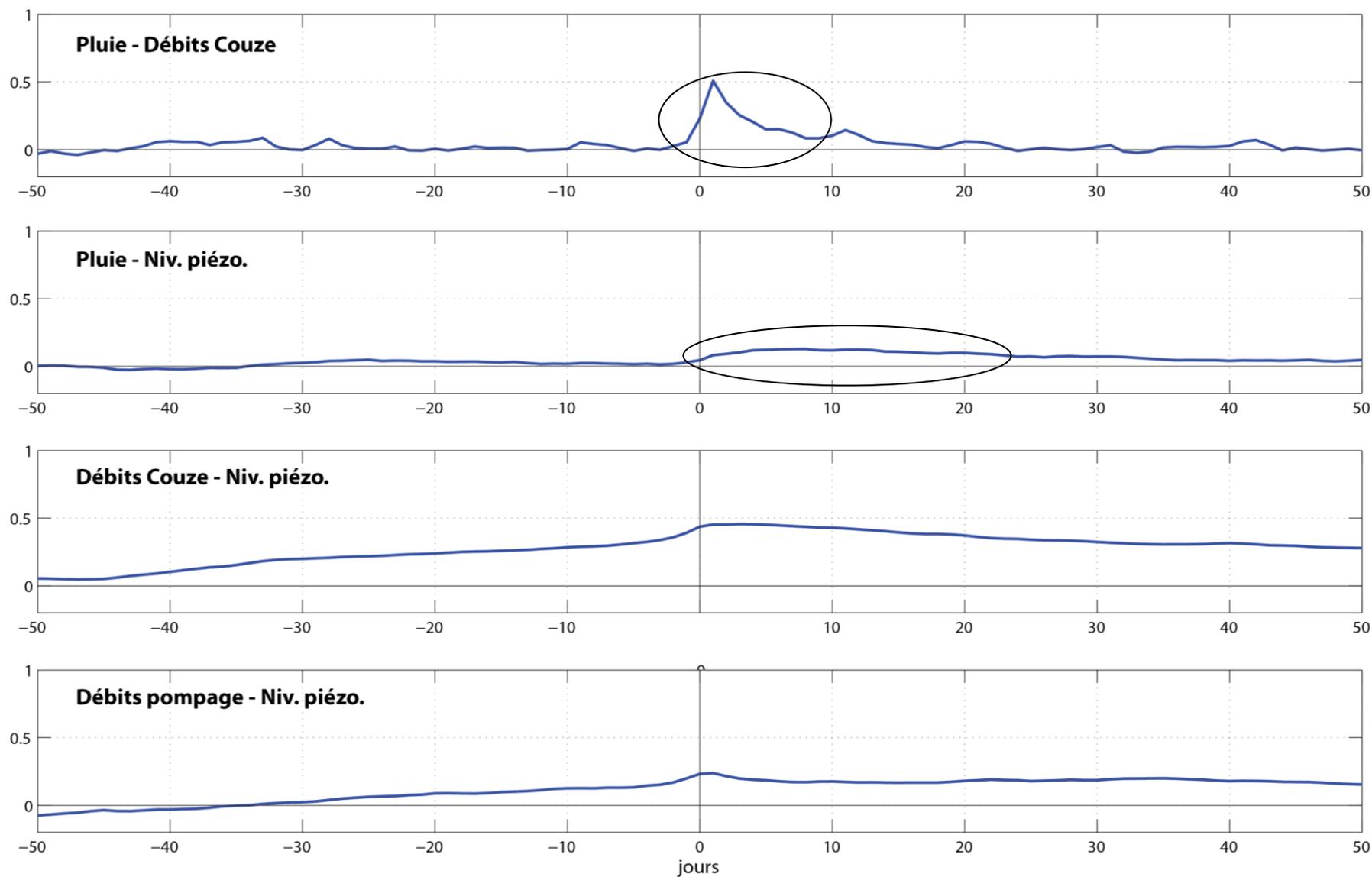


Figure 0.11 : Corrélogrammes croisés entre différentes chroniques hydrodynamiques sur 3 ans (fin 2006 à fin 2009, pas journalier). Les ellipses correspondent aux zones commentées particulières

### III.B.3. Campagnes d'acquisition et cycle hydrologique

En tout, quatre campagnes d'acquisition ont été réalisées : en avril et octobre 2009 (av09 et oct09), en avril 2010 (av10) et en janvier 2011 (ja11) (Figure 0.12).

Alors qu'av09 est presque dans le pic de crue suite à des précipitations importantes (Figure 0.13), oct09 intervient suite à une longue récession et se remarque par son très faible débit et sont très bas niveau piézométrique. Av10 se situe en période de hautes eaux, après 5 mois de fortes crues ; cependant, l'absence de précipitations au cours des 20 jours précédant la mesure contribuera certainement à un état de surface assez sec. La dernière campagne, ja11, est située en début de récession après quelques crues d'amplitudes moyennes.

Mis à part oct09, les niveaux piézométriques sont assez similaires car les campagnes se sont déroulées majoritairement en hautes eaux. En effet, on a profité des arrêts de pompage à ces périodes là pour garantir une bonne qualité de la mesure sismique.

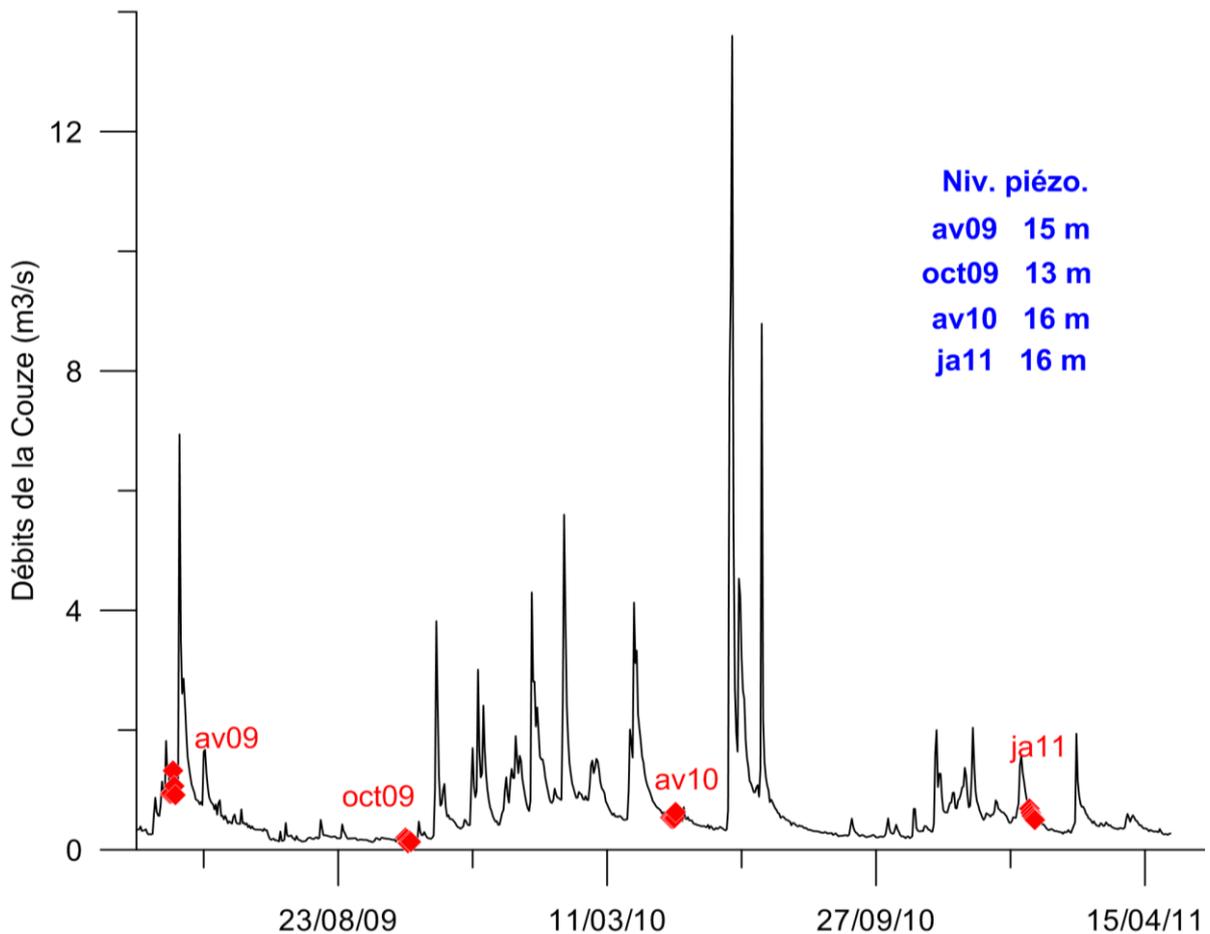


Figure 0.12 : Chronique des débits de la Couze. En rouge sont figurées les différentes campagnes d'acquisition

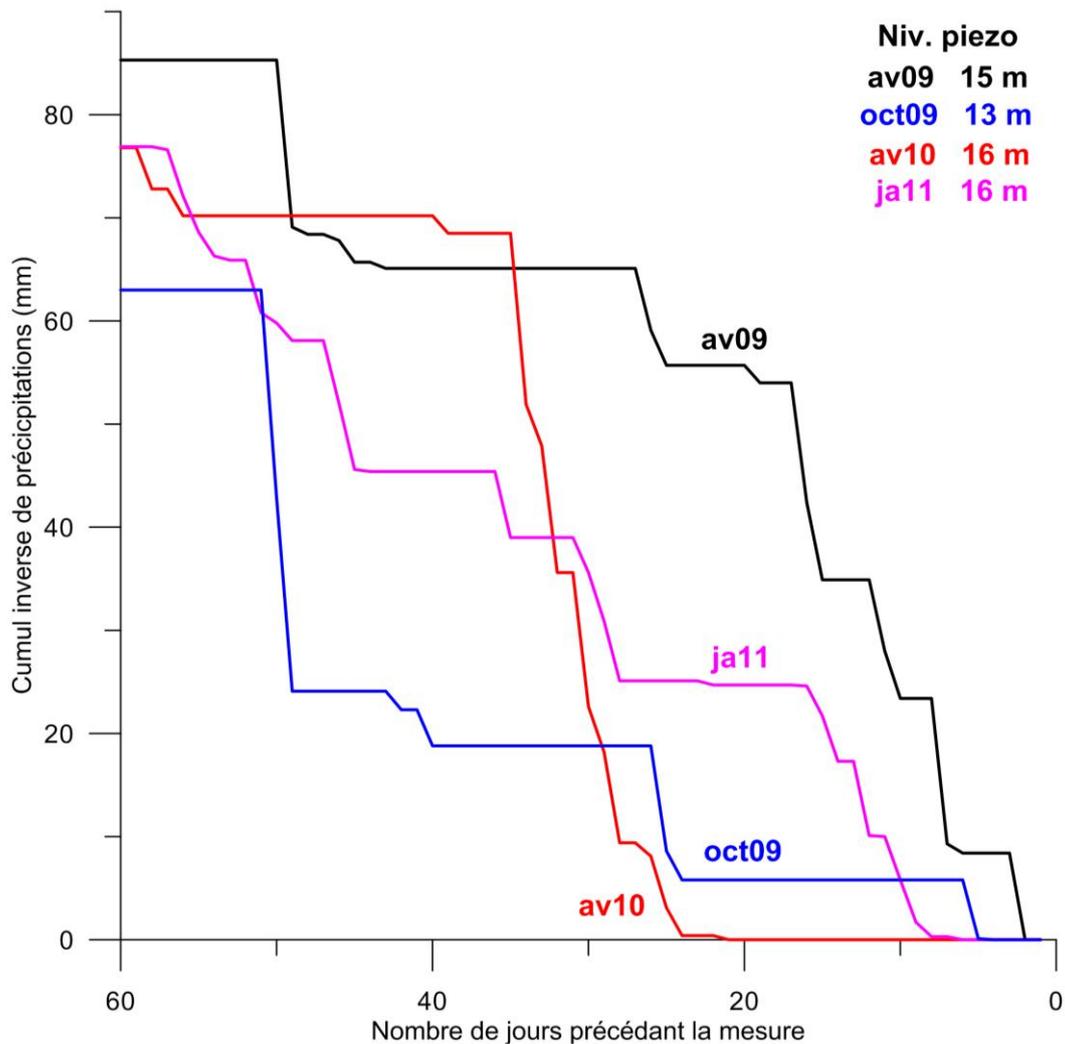


Figure 0.13 : Cumul inverse de précipitations efficaces (ETP fournie par Météo France sur la station de Brive-Souillac)

Les mesures électriques et sismiques sont sensibles à la saturation du milieu, or celle-ci n'est pas mesurée directement. Ainsi, il est nécessaire de trouver un paramètre hydrologique qui pourrait être le plus représentatif de la saturation. Les différents critères peuvent être :

- la pluie brute ou efficace (on soustrait l'évapotranspiration potentielle : ETP) sur un certain nombre de jours précédents la mesure, mais l'éloignement de la station de mesure et la variabilité spatiale de la pluie peuvent s'avérer handicapants,
- le débit à l'exutoire, mais il ne reflète que le caractère global de l'aquifère,
- le niveau piézométrique, mais celui-ci n'est pas forcément représentatif de la saturation sus-jacente,
- le niveau de remplissage des réservoirs issu des modélisations pluie-débit lorsque ces dernières sont réalisées (Moussu, 2011).

### III.B.4. Résultats géophysiques structuraux

Les profils géophysiques ont été implantés à partir des forages en exploitation et remontent la vallée sur 350 m maximum (Figure 0.14). Il faut noter la présence d'une canalisation métallique enterrée, découverte après deux campagnes d'acquisition (sur quatre) et localisée grâce à la cartographie slingram et le radar. Le suivi temporel a été réalisé sur la ligne 1 et les résultats de l'électricité sont certainement faussés par cette conduite en métal, mis à part peut être sur la fin du profil (Sud-Est), là où les deux lignes s'écartent. Ainsi, une autre ligne électrique (ligne 2 décalée de la ligne 1 de 15 m perpendiculairement et de 20 m longitudinalement) a été réalisée lors de la dernière campagne d'acquisition (Figure 0.15).

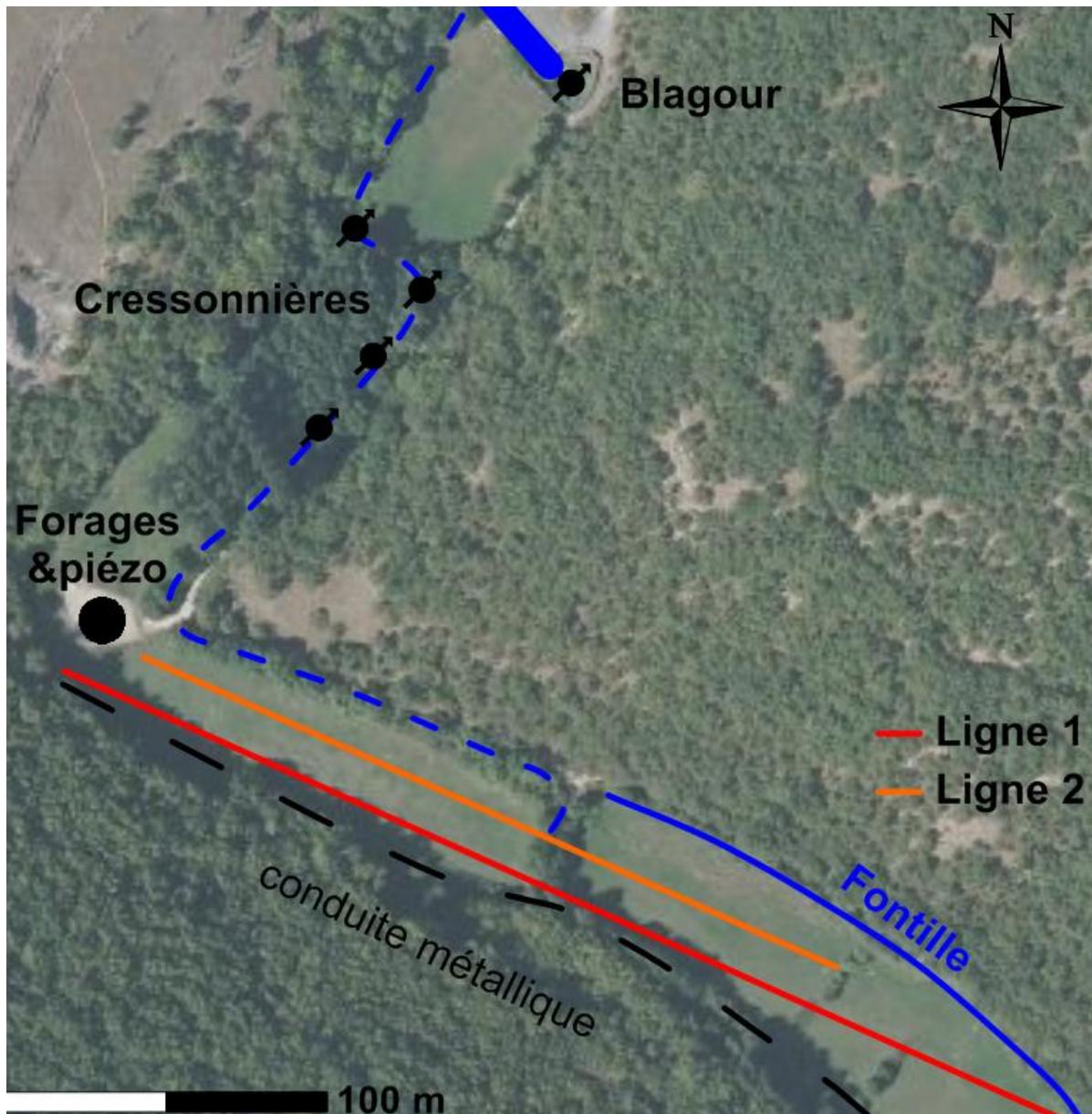


Figure 0.14 : Plan de position des profils géophysiques. Les cours d'eau sont en bleus (ligne continue pour les cours d'eau pérennes et en pointillés pour ceux temporaires)

On peut voir une couche conductrice ( $< 300 \Omega.m$ ) de 5 à 8 m d'épaisseur reposant sur un milieu résistant ( $> 300 \Omega.m$ ). Cela correspond bien à la coupe de forage qui montre une couche d'alluvions sur le substratum calcaire. On peut distinguer une structure horizontale plus conductrice ( $< 100 \Omega.m$ ) au milieu de la couche d'alluvions : cela pourrait être une couche plus argileuse ou bien plus saturée en eau. Au sein du substratum résistant, les résistivités varient beaucoup : de  $300 \Omega.m$  à plus de  $5000 \Omega.m$ . Les zones plus conductrices pourraient être des zones plus karstifiées ou fracturées contenant de l'eau ou des argiles tandis que les zones plus résistantes sont peut être associées à des calcaires sains ou à des calcaires fracturés ou karstifiés contenant de l'air.

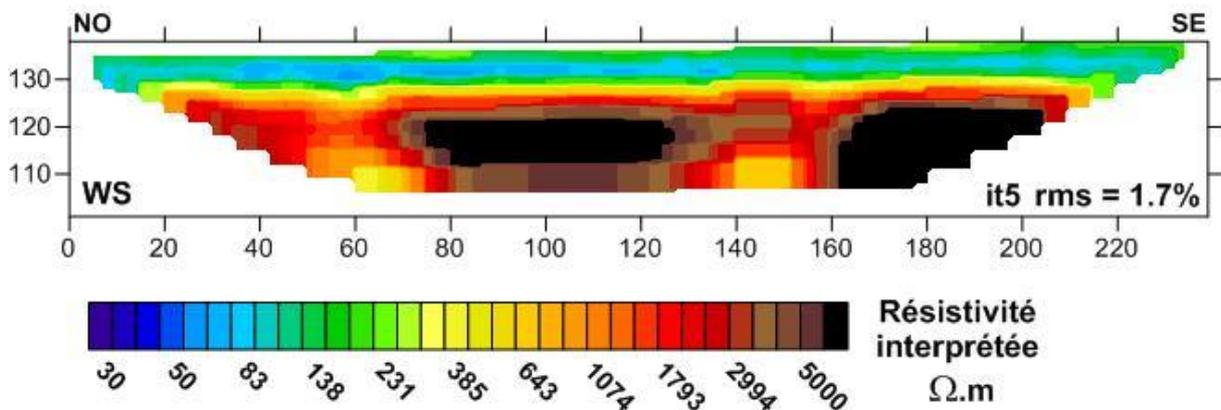


Figure 0.15 : ERT WS sur la ligne 2 avec 96 électrodes espacées de 2.5 m

En ce qui concerne la ligne sismique, la conduite métallique n'influence pas vraiment les premières arrivées car elle est déportée du profil (3 à 5 m). La tomographie sismique et sa couverture montrent un réfracteur entre 9 et 15 m de profondeur (Figure 0.16). Les profondeurs les plus importantes se trouvent en bout de profil, là où la ligne croise le centre de la vallée. Cette limite correspond très certainement à l'interface alluvions-calcaires et celle-ci semble plus profonde du côté sénestre de la vallée.

Il faut remarquer aussi l'anomalie importante de faible vitesse centrée sur l'abscisse 100 m et sa faible couverture associée. Cette anomalie est certainement associée à une zone fracturée ou karstifiée. De plus, elle se trouve dans la moitié gauche (Nord-Ouest) du profil où les vitesses profondes sont plus faibles qu'à droite (Sud-Est) et aussi où la majorité des rais se propagent plus en profondeur. On peut supposer que les calcaires sont plus altérés à proximité du forage qu'en amont de la vallée.

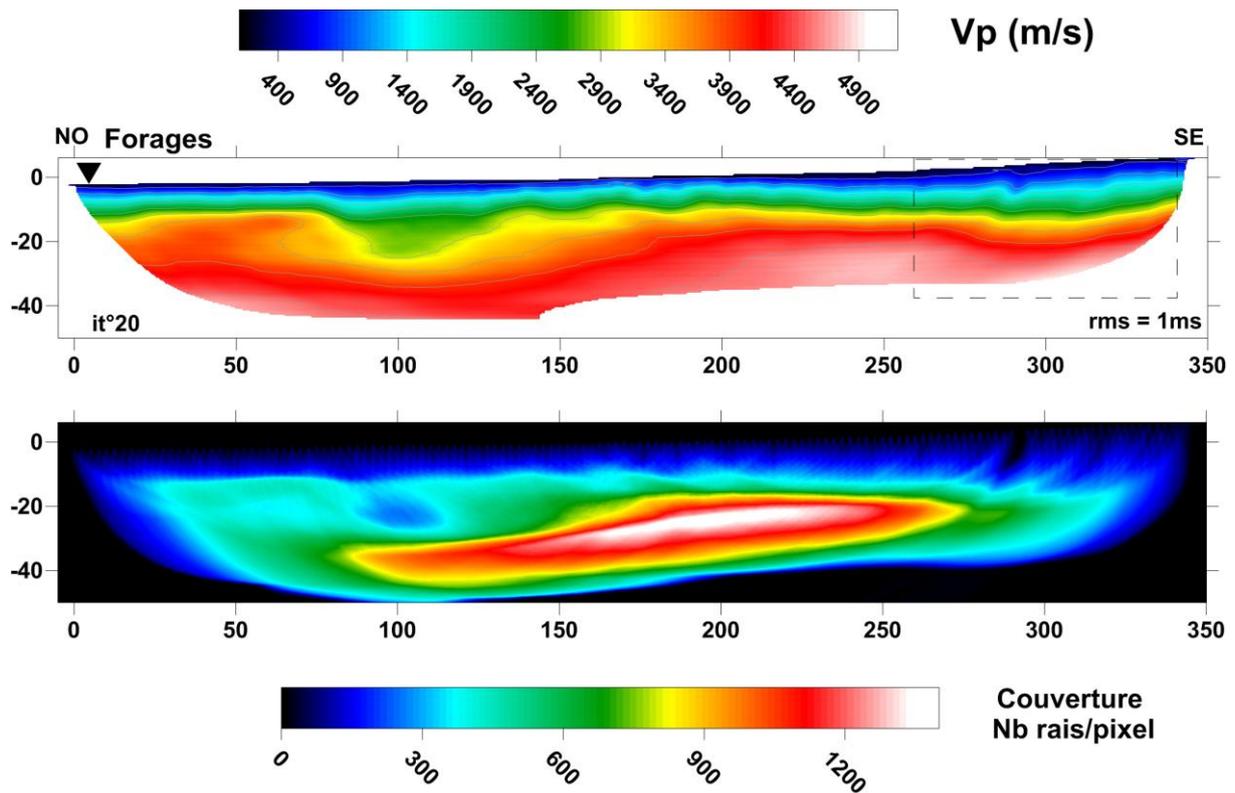


Figure 0.16 : SRT et sa couverture. 70 géophones avec un espacement de 5 m sont utilisés. Environ 4100 pointés sont modélisés (av10). La projection des forages est indiquée par un triangle noir et l'encadré en pointillés correspond à la zone de suivi de la résistivité électrique

### III.B.5. Suivi temporel de résistivité

Seules des mini-pseudo-sections ont été tirées du suivi temporel de résistivité à cause de la canalisation métallique. Par ailleurs, pour un gain de temps sur le terrain, les mesures en janvier 2011 n'ont pas été effectuées. Ainsi, seules sont représentées les variations des résistivités mesurées (Figure 0.17), car ce n'est pas très pertinent d'inverser si peu de données. Par ailleurs, il ne faut pas oublier que l'axe des ordonnées n'est pas la profondeur, mais représente juste la moitié de l'écartement maximal entre les électrodes.

On peut constater que oct09 est bien la période la plus résistante avec des variations dépassants 50% en surface en comparaison avec av09. Av10 présente un état de surface plus sec que av09, mais les variations sont moins fortes qu'avec oct09. Il y a des variations quasi-nulles et même quelques variations dans l'autre sens.

Ces résultats ne sont pas immédiatement corrélés avec la pluviométrie de la *Figure 0.13* car c'est av10 le plus sec si on considère les 20 jours précédant les mesures. Toutefois, oct09 n'a reçu qu'environ 8 mm pendant cette période. Or, vu que l'étiage a été sévère, il se peut que cette faible pluie ait été reprise par évapotranspiration.

Les résultats ne sont pas non plus corrélés avec le niveau piézométrique car c'est av10 qui a le niveau le plus haut.

Par contre, ces résultats sont bien corrélés aux débits : av09 en pic de crue, av10 en sortie de pics de crues et oct09 en fin d'étiage.

Donc la résistivité apparente est inversement corrélée à la "saturation" si celle-ci est représentée par les débits des rivières locales.

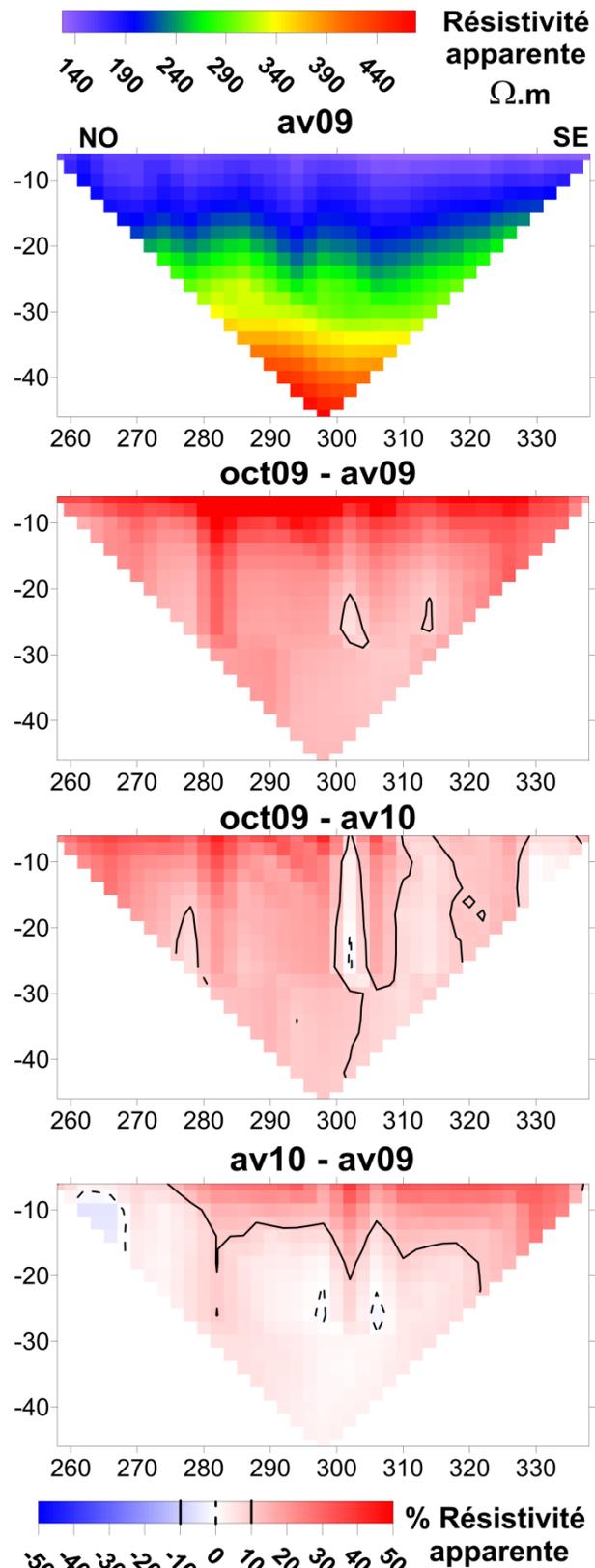


Figure 0.17 : Mini-pseudo-sections WS des résistivités et variations de résistivité apparente en fin de ligne 1 (Sud-Est)

### III.B.6. Suivi temporel des vitesses de compression

Les différences entre les données sismiques acquises aux différentes périodes seront d'abord analysées et interprétées pour s'affranchir des artefacts possibles de l'inversion. Ensuite, les différences entre modèles seront présentées puis interprétées. Quatre jeux de données (av09, oct09, av10 et ja11) sont disponibles dans ce paragraphe. Cependant, les deux premiers jeux de données sont de mauvaise qualité à cause du bruit sismique généré par le pompage ou la canalisation en fonctionnement. Il faut comprendre par là que ces jeux de données sont réduits et ne permettent pas d'avoir des informations profondes (pointés uniquement sur les offsets courts).

Ainsi, dans un premier temps, seules les différences entre les deux derniers jeux de données (av10 et ja11) seront analysées, car ceux-ci ont bénéficié des arrêts de pompage prévus pendant l'hiver. Puis, les comparaisons seront étendues à oct09 et enfin à av09 qui est le jeu de données de plus faible qualité. Dans chaque comparaison, seuls les pointés communs aux différentes acquisitions sont pris en compte.

#### III.B.6.a. Comparaison ja11 - av10

Les pointés individuels ainsi que leur moyenne par tranche d'offset sont tracés en *Figure 0.18* pour valider l'approche 1D de l'analyse de vitesse sur les moyennes directement (*Figure 0.19*).

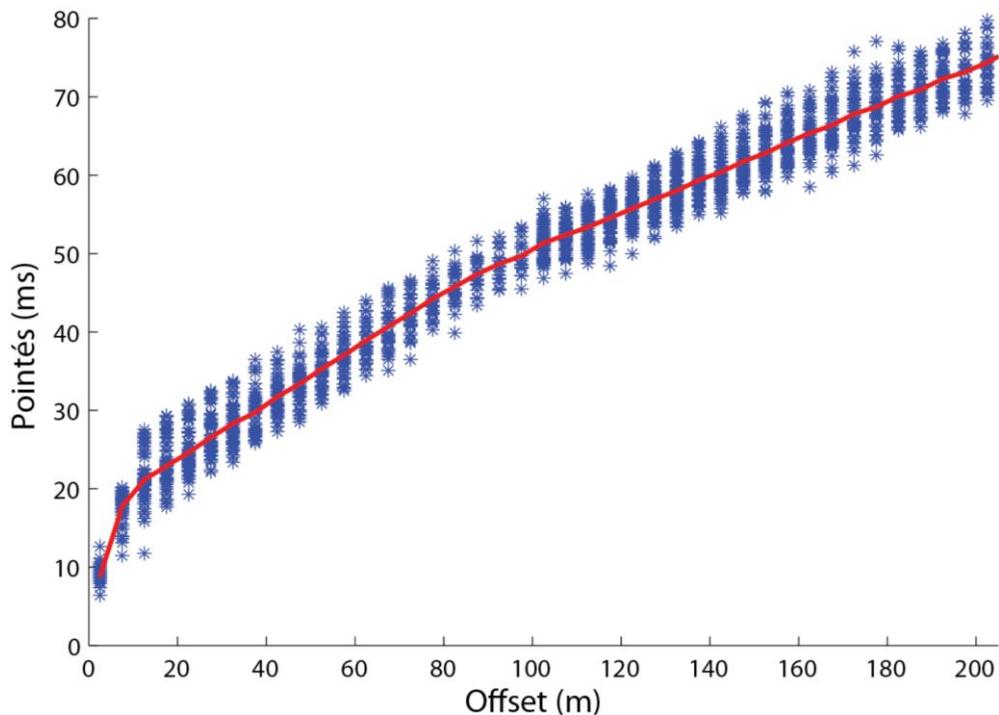


Figure 0.18 : Pointés et moyenne des pointés en fonction de l'offset pour av10

L'analyse des pentes montre un milieu à 4 couches (Figure 0.19). La deuxième et la troisième interface (à 3 et 24 m de profondeur environ) correspondent vaguement aux limites observées dans le log de forage (Figure 0.9) : interfaces alluvions/calcaires caverneux (6 m) et calcaires caverneux/calcaires fracturés (31 m). Entre les acquisitions de av10 et ja11, la vitesse a diminué d'environ 20% dans la première couche et de 8% dans la deuxième. Ensuite, la vitesse augmente faiblement de 1.5% dans la troisième couche avant de baisser légèrement de 2.5% dans la dernière.

Les niveaux piézométriques de ja11 et av10 étant les mêmes (16 m), il semble normal que les couches plus profondes (calcaires) ne voient pas vraiment leurs vitesses varier. Cependant, des faibles variations sont quand même présentes. Celles-ci peuvent être dues à :

- des variations de saturation à la fois dans la zone non saturée et dans la zone noyée,
- des variations sur la position des géophones et le caractère 3D du milieu.

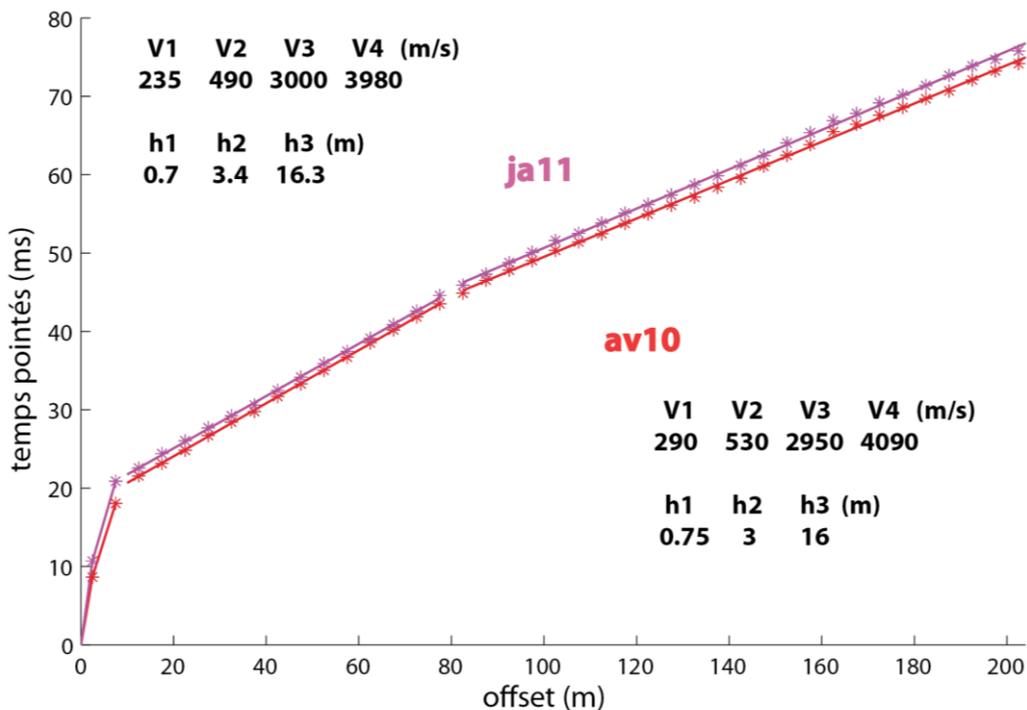


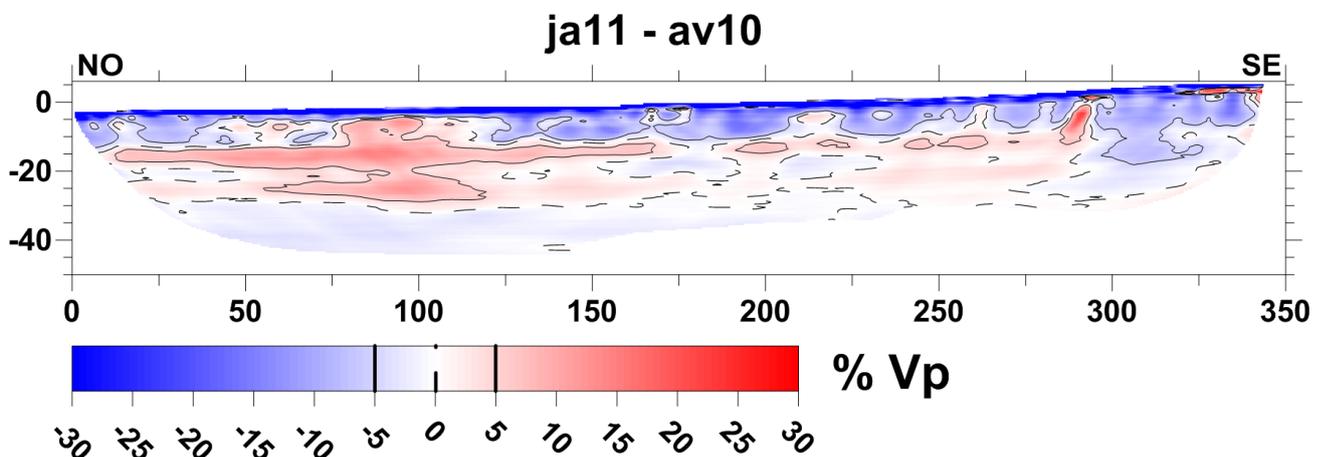
Figure 0.19 : Hodochrones moyens ainsi que les pointés individuels sur la ligne 1 pour les acquisitions de av10 et ja11. Les vitesses et les épaisseurs des couches y sont figurées

Les vitesses dans la couche d'alluvions (au moins les deux premières couches sismiques) ont bien varié (8 à 20%) et la corrélation de ces variations avec la pluie qui est tombée dans les 20 jours précédant la mesure est cohérente avec l'effet densité de la théorie de Gassmann (Figure 0.5). En effet, quasiment aucune pluie n'est tombée dans les 25 jours précédant les mesures de av10. Ainsi, les pluies tombées dans les jours précédents les mesures de ja11 semblent provoquer une baisse de vitesse dans les alluvions. L'effet densité (baisse de  $V_p$ ) lié à la

présence d'eau doit être important, surtout pour la première couche du fait de la faible densité de celle-ci. La couche d'alluvions n'est donc pas proche de la saturation totale en ja11 pour que les mesures s'accordent avec la théorie de Gassmann.

La différence entre les modèles inversés montre d'une manière générale les mêmes informations (*Figure 0.20*) : une bande horizontale de surface dont les vitesses ont beaucoup diminué, ce qui est cohérent avec l'analyse précédente. Puis, une couche plus large où les vitesses ont diminué est présente en dessous, et enfin, une hausse de vitesse est ensuite observée en profondeur avant de re-diminuer à nouveau. Cependant, les formes observées ne sont pas 1D et les variations peuvent parfois être beaucoup plus fortes que sur l'analyse des hodochrones. En effet, les variations des deux premiers mètres sont continues mais peuvent parfois atteindre -50% (*Figure 0.20*).

Ensuite, sur les dix mètres suivants, on observe majoritairement des baisses de vitesse allant de 0 jusqu'à 15%. Il faut noter toutefois la hausse de vitesse entre les abscisses 80 et 100 m notamment. Peut être cette structure a-t-elle un lien avec l'anomalie de vitesse observée en *Figure 0.16*. Si cette anomalie est bien une zone plus fracturée ou plus altérée, peut être que c'est une zone de stockage proche de la saturation totale en ja11, ce qui expliquerait la hausse de  $V_p$ .



Ensuite, les vingt mètres suivants entre 12 et 32 m de profondeur montrent globalement une hausse de vitesse, mais celle-ci est plus forte (5 à 12%) à l'aval (coté forage) qu'à l'amont. Cette hausse peut s'expliquer de deux manières selon la théorie de Gassmann. Soit il s'agit d'un front d'infiltration plus profond et plus fort pour av10 ( $S_{av10} > S_{ja11}$ ), ce qui diminuerait alors les vitesses de av10 par effet densité ; soit il s'agit d'un phénomène de

saturation quasi-complète pour ja11 qui augmenterait alors les vitesses de ja11 ( $S_{av10} < S_{ja11}$ ). Le fait que cette hausse soit plus forte en aval qu'en amont peut s'expliquer par le caractère plus altéré du côté aval par rapport à l'amont (vitesses plus faibles sur la *Figure 0.16*). Les différences de saturation sont peut être plus importantes où la densité de la matrice est éventuellement plus faible. Il faut noter aussi un changement de signe sur les cinquante derniers mètres qui peut s'expliquer par le débordement et l'infiltration du ruisseau de Fontille. En effet, si le secteur est bien drainé, il n'y aura pas d'accumulation d'eau et c'est l'effet densité qui prime.

Il est difficile de conclure définitivement sur les hausses de vitesse en profondeur et les différences entre amont et aval car le niveau piézométrique est le même au niveau du forage (16 m). Si on suppose que la saturation de ja11 est plus forte que av10 comme le suggère la pluviométrie à 20 jours : soit le niveau du forage ne reflète pas le niveau de la "nappe" à cause des hétérogénéités structurales de l'aquifère, et les variations de vitesses sont dues à des variations de charge (moins fortes en amont). Ou bien ces variations de vitesse reflètent des variations de saturation dans la zone vadose des calcaires, avec peut être un comportement différent de celui des alluvions : l'effet densité (baisse de  $V_p$ ) associé à une faible masse volumique prime dans les alluvions ; alors que pour les calcaires, l'eau peut éventuellement renforcer le comportement mécanique du milieu avec le phénomène de "patchy saturation" du à la porosité de type caverneuse avec des "patches" d'une certaine dimension.

Il faudrait avoir des informations directes sur la saturation pour conclure ou bien comparer avec une période vraiment sèche comme oct09 et avec la même densité de mesures pour pousser plus loin les interprétations.

### **III.B.6.b. Comparaisons ja11 - av10 - oct09**

Dans cette partie, les trois derniers jeux de données sont comparés : ja11, av10 et oct09. Il n'y a pas av09 car celui-ci a été acquis avec un dispositif plus court (2/3 de la longueur totale). Cependant, vu la mauvaise qualité des données de oct09, seuls 1170 pointés sont disponibles et ils correspondent aux offsets courts.

L'analyse de vitesse sur les pointés de oct09 montre des épaisseurs similaires aux deux autres jeux de données (*Figure 0.21*). La première couche a la même vitesse que celle de ja11, tandis que la deuxième est plus lente que av10 et ja11 : il y a 20% de différence par rapport à av10. La troisième couche est plus rapide, mais il faut tenir compte :

- du retard par rapport à ja11 accumulé sur l'offset 7.5 m (alluvions) et sur l'offset 12.5 m,
- puis le délai entre ja11 et oct09 reste à peu près constant entre 12.5 et 32.5 m,
- enfin, le retard s'amenuise à partir de 37.5 m et même change de signe à partir de 62.5 m.

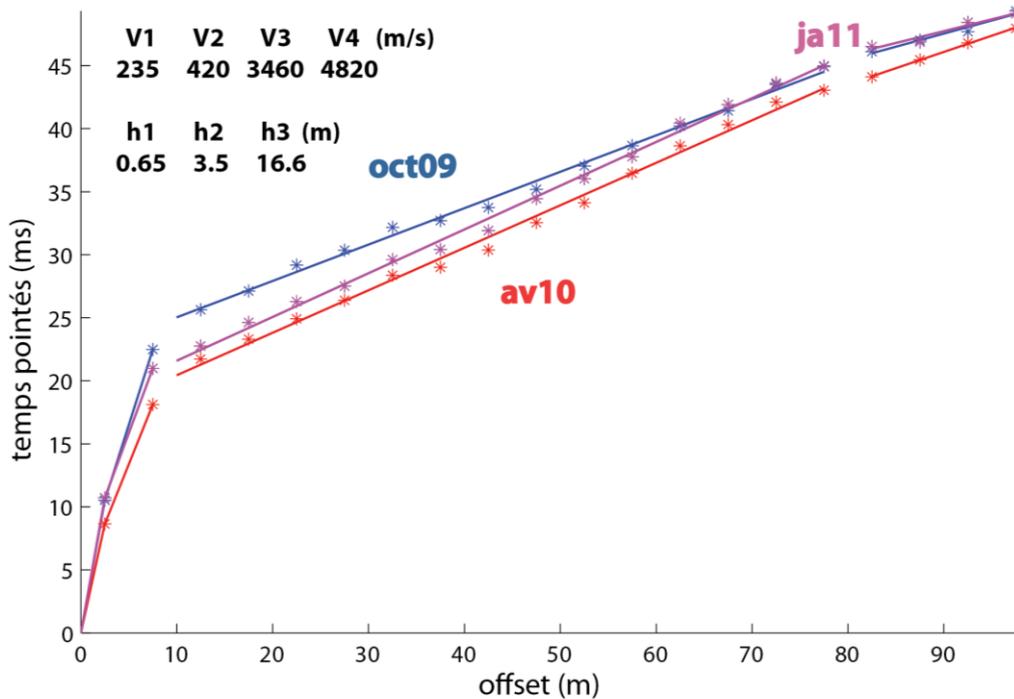


Figure 0.21: Hodochrones moyens sur la ligne 1 pour les acquisitions de oct09, av10 et ja11. Les vitesses et les épaisseurs des couches y sont figurées

Il y a donc, pour oct09, une baisse de vitesse notable dans les alluvions (1<sup>ère</sup> et 2<sup>ème</sup> couches) et un certaine hausse de vitesse entre les calcaires (3<sup>ème</sup> couche). Toutefois, ces résultats ne sont pas conformes avec la théorie, car on s'attend à observer une vitesse plus basse en oct09 dans les calcaires (saturation incomplète/saturation totale) étant donné que le niveau piézométrique est 3 m plus bas en oct09 (13 m) que pour ja11 et av10 (16 m).

Les variations des modèles av10 et ja11 par rapport à oct09 présentent globalement les mêmes structures, hormis une fine bande avec des vitesses plus fortes en surface pour la deuxième image (Figure 0.22). En effet, les vitesses ont chuté d'environ 20% sur les 12 premiers mètres. Ensuite, on voit globalement une augmentation de vitesse plus en profondeur au niveau des zones à forte couverture. Cependant, la zone autour de l'abscisse 100 m voit sa vitesse diminuer en profondeur, mais cette zone est assez mal contrainte. Il y a aussi une zone en bout de profil avec des variations négatives ; peut être faut-il la mettre en relation avec le débordement du ruisseau ?

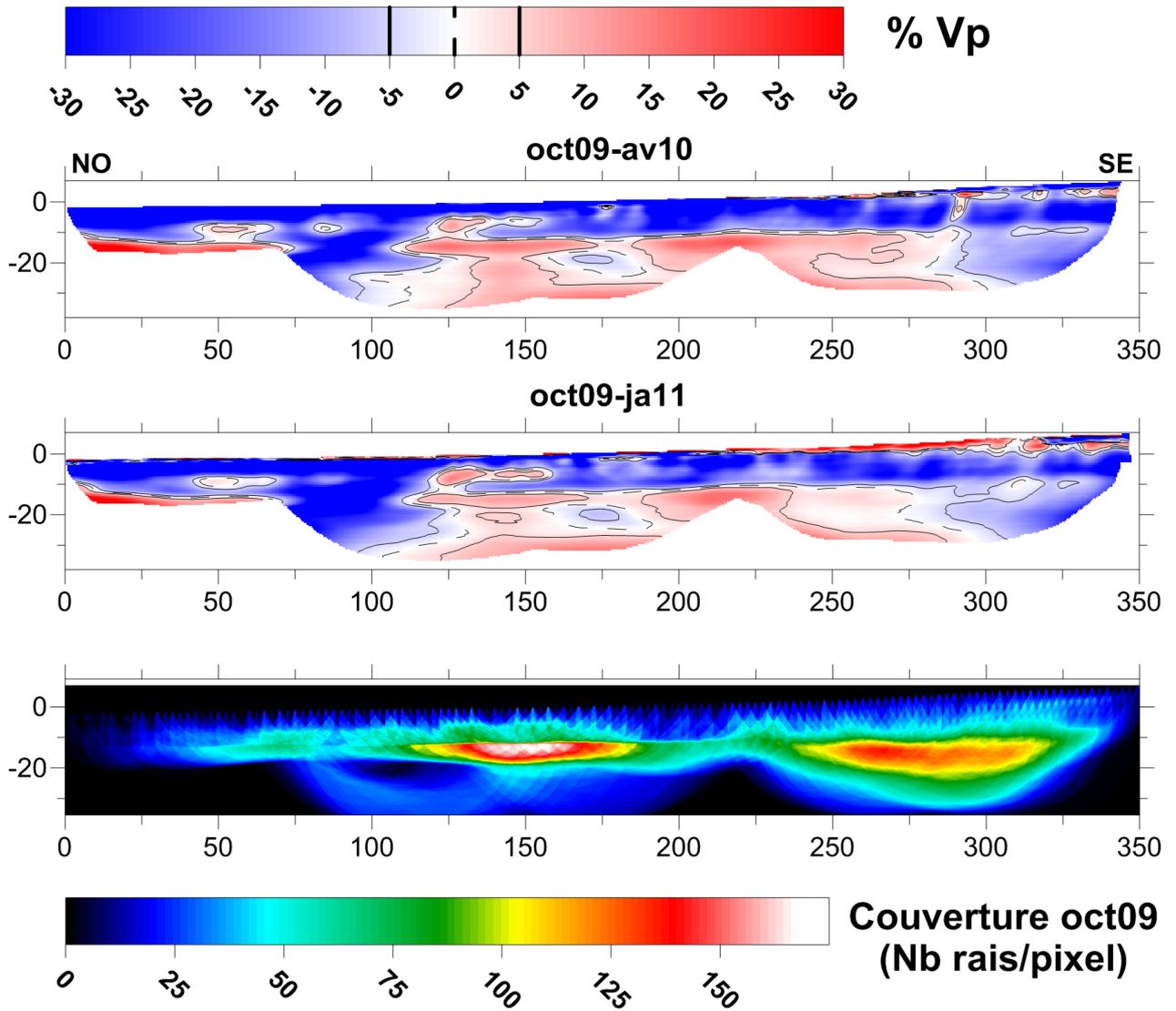


Figure 0.22 : Variations relatives du modèle de vitesse ja11 et av10 par rapport à celui de oct09 (1170 pointés modélisés avec des RMS d'environ 1 ms). La couverture du modèle de oct09 est en bas

D'après la pluviométrie, les débits, le niveau piézométrique et les données de résistivité, il semble que oct09 soit la période la plus sèche, à la fois dans l'aquifère et dans la zone d'infiltration. Cela voudrait dire que les vitesses sismiques sont plus faibles dans les alluvions et plus fortes dans les calcaires pour une période sèche comme oct09 par rapport aux périodes plus humides. Il est assez difficile d'expliquer la hausse de vitesse pour oct09 car tous paramètres hydrologiques concordent avec une faible saturation. La seule explication en accord avec la théorie est la baisse des vitesses par effet densité lors des périodes plus humides (ja11 et av10). Ainsi, la saturation des calcaires ne serait pas complète.

### III.B.6.c. Comparaisons av09 - ja11 - av10 - oct09

Les comparaisons entre modèles inversés ne sont pas présentées ici car av09 est plus court (les 235 premiers mètres en partant de l'aval) que les autres dispositifs et encore de plus mauvaise qualité que oct09 (il y a un peu moins de 400 pointés). L'analyse de vitesse sur av09 montre que les deux premières couches ont quasiment les mêmes vitesses et les mêmes épaisseurs que oct09 (*Figure 0.23*). La vitesse de la troisième couche est par contre la plus faible comparée aux autres acquisitions.

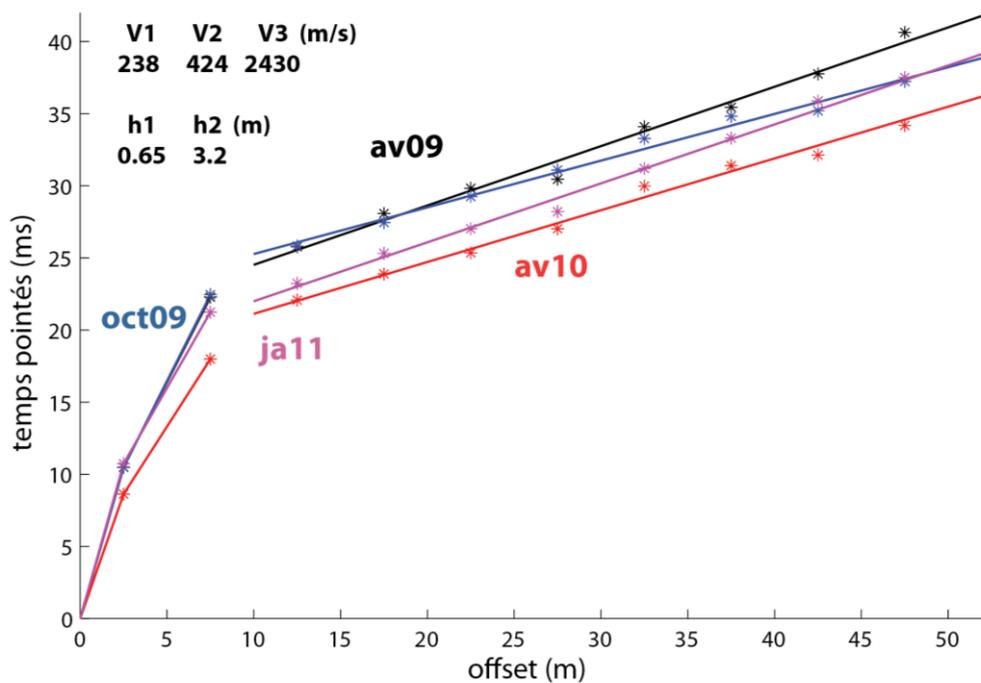


Figure 0.23 : Hodochrones moyens sur la ligne 1 pour les acquisitions de av09, oct09, av10 et ja11. Les vitesses et les épaisseurs des couches y sont figurées

On peut remarquer que les vitesses dans la première couche sont quasiment les mêmes pour toutes les acquisitions, à part pour av10 (*Tableau 0.1*). De même, la deuxième couche est très similaire entre av09 et oct09 alors que ce sont a priori les périodes les plus contrastées en terme de pluviométrie. Peut être la station météorologique ne reflète pas la pluviométrie dans la zone d'étude ou alors il faut tenir compte de l'évapotranspiration réelle.

	av09	oct09	av10	ja11
V1 (m/s)	238	235	290	235
V2 (m/s)	424	420	530	475
V3 (m/s)	2430	3090	2784	2450

Tableau 0.1 : Valeurs de vitesse pour un modèle 3 couches pour les 4 acquisitions (uniquement les pointés communs sont comptabilisés)

On peut remarquer également que c'est l'acquisition de av10 qui présente les plus fortes valeurs de vitesse pour les deux premières couches. D'après les vitesses et les épaisseurs, ces couches sont contenues dans les alluvions. Or le site n'a pas quasiment pas reçu une goutte de pluie jusqu'à 25 jours précédant la mesure de av10, mais par contre, une pluie intense de 100 mm est tombée entre les jours -32 et -25. Mais si on suppose qu'un fort contraste géophysique est associé à un fort contraste hydrodynamique, alors av10 a bel et bien un état de surface plus sec que les autres.

Ainsi, les fortes vitesses de av10 sont associées à un état de surface sec et donc l'eau a tendance à dégrader les propriétés mécaniques du milieu par effet densité si on veut que les mesures soient conformes à la théorie (Figure 0.24).

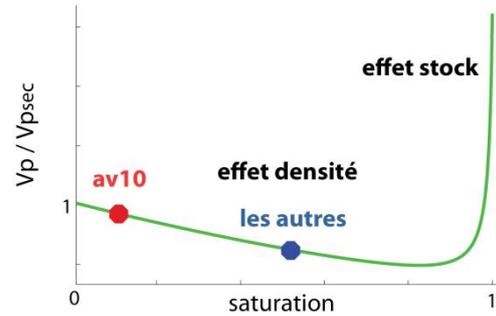


Figure 0.24 : Interprétations des variations de vitesse dans les deux premières couches

Il semblerait que la troisième couche reflète le cycle hydrologique des débits. En effet, l'acquisition de oct09 a la plus forte valeur de vitesse et correspond à une période d'étiage prononcée. Ensuite, dans l'ordre décroissant des vitesses, vient l'acquisition de av10 qui s'est déroulée lors d'une période de récession (1 mois après une crue). Puis les acquisitions de av09 et ja11 ont les mêmes vitesses pour la troisième couche et se situent tous deux en tout début de récession, juste une semaine après une crue. Cependant, ces résultats ne sont pas conformes avec la théorie de Gassmann, car si il y a une augmentation de charge dans l'aquifère, les vitesses dans cette zone de battement, supposée complètement saturée en hautes eaux, devraient augmenter. Or, on observe le comportement inverse. On est donc obligé d'invoquer l'effet densité pour expliquer ces diminutions de vitesse (Figure 0.25).

Il en découle alors que les augmentations de charge observées au niveau du piézomètre sont liées à une augmentation de saturation dans la zone non saturée et non à une saturation complète de la zone de battement de la "nappe".

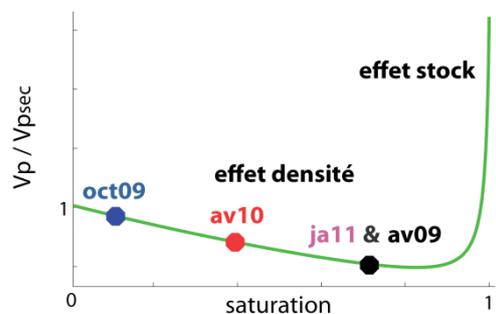


Figure 0.25 : Interprétations des variations de vitesse dans la troisième couche

Globalement, les vitesses sont plus fortes lorsque le milieu est sec. Les variations de vitesse des couches 1 et 2 semblent liées à la pluviométrie à court terme tandis que les variations de la couche 3 semblent plutôt liées au régime hydrodynamique global du bassin hydrogéologique (moyen terme).

On peut aboutir aux mêmes interprétations en regardant uniquement les différences entre les données (Figure 0.26). Les différences entre les temps des premières arrivées ont été normalisées par rapport à l'offset 12.5 m (différence mise à zéro) pour s'affranchir des variations dans les alluvions. Les trois courbes (av09, av10 et ja11) présentent des tendances similaires. Mis à part les deux premiers offsets, les courbes restent entre -1 et +1 ms jusqu'à l'offset 37.5 m. Puis, elles augmentent à partir de l'offset 37.5 m, mais cette augmentation est moins forte pour av10. Peut-être a-t-on ici une signature des variations de l'aquifère avec ces augmentations. En effet, les augmentations sont plus conséquentes pour les deux périodes hydrologiques les plus fortes en termes de débits. Toutefois, si cette signature est bien celle d'une variation de charge, cette dernière n'est pas associée à une saturation totale, comme cela est expliqué dans la page précédente.

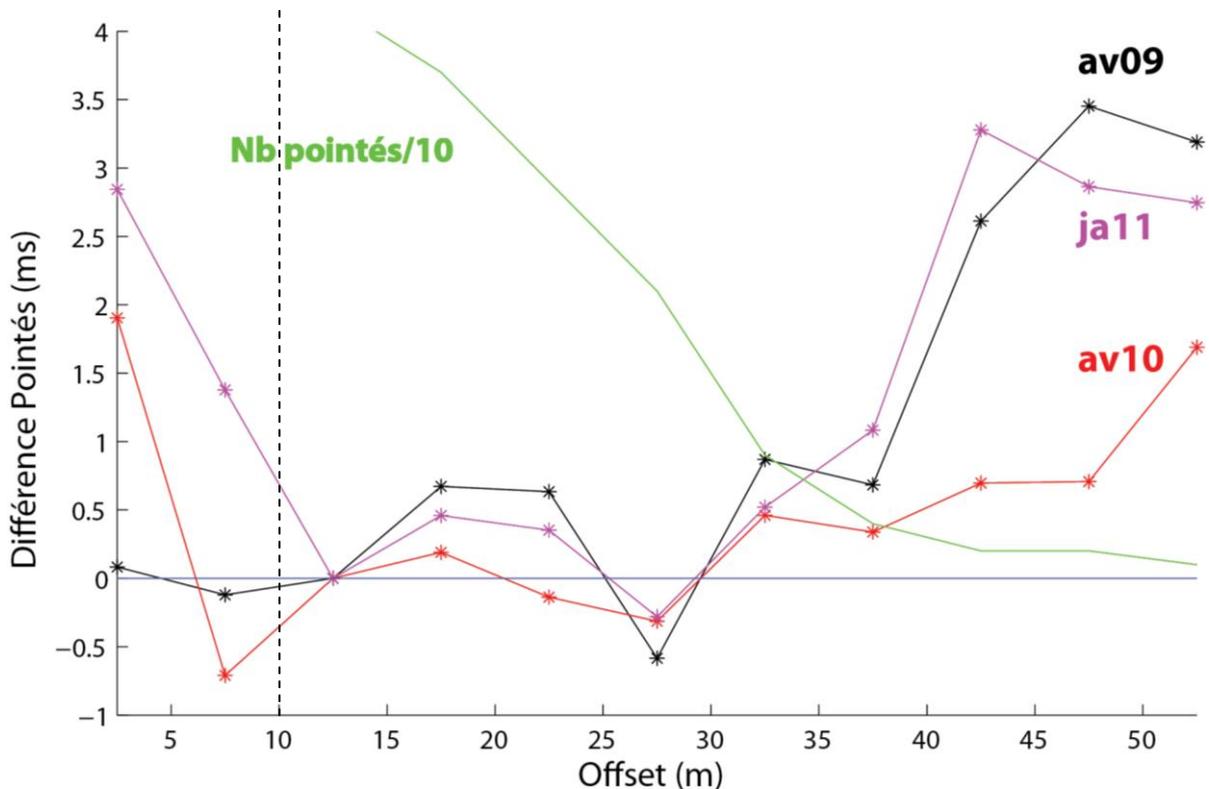


Figure 0.26 : Différences moyennes entre pointés en fonction de l'offset par rapport à la période la plus sèche a priori (oct09) et normalisées à l'offset 12.5 m. La courbe verte est le nombre de pointés utilisés divisé par 10. Les pointillés verticaux représentent l'interface des couches 2-3

### III.B.7. Conclusions sur le Blagour de Chasteaux

Tout d'abord, le suivi temporel a été grandement handicapé par le pompage et la canalisation métallique. Les informations tirées des tomographies de résistivité sont minimales et le bruit généré par le pompage et son fonctionnement ont empêché une interprétation plus poussée des résultats sismiques.

Les résultats sismiques ont montré que les variations des états de surface (couverture d'alluvions) sont conformes avec la pluviométrie et avec l'effet densité de la théorie de Gassmann. Il est dommage que les tomographies de résistivité n'aient pas vraiment été exploitables, car elles auraient pu grandement nous aider à interpréter le fonctionnement de l'aquifère.

Les résultats sismiques ont pu mettre en évidence une signature de l'aquifère ou de sa recharge. En effet, une diminution de vitesse est observée en profondeur en hautes eaux. N'ayant que des variations piézométriques relatives trop proches du forage, il n'est pas possible de conclure si cette signature provient de la recharge à travers la zone d'infiltration ou bien d'un battement de la zone noyée.

Les anomalies spatiales de vitesse issues d'une tomographie "one-time" (réalisée une seule fois) ont aussi une signature en terme de variation temporelle. Il est vrai que cela peut être lié à un artefact d'inversion car les anomalies de faibles vitesses ont souvent une faible couverture. Toutefois, il ne semble pas non plus improbable que les anomalies structurales aient un comportement temporel face à l'infiltration différent du milieu environnant.

On a distingué aussi une anomalie temporelle en bout de profil (Sud-Est) qui n'est pas liée à une anomalie spatiale. Celle-ci est sûrement à mettre en relation avec le débordement du ruisseau de Fontille.

Ainsi, le gain d'un suivi temporel par rapport à une acquisition "one-time" n'est pas énorme, mais il a permis de préciser que les variations de niveau piézométrique de l'aquifère ou que la recharge de l'aquifère sont liées à un écoulement en milieu bi-phasique (eau+air).

## **III.C. Suivi temporel de l'épikarst dolomitique du Larzac**

Dans cette partie, les résultats du suivi temporel sur les deux sites étudiées en II.B sont présentés. Tout d'abord, le suivi sur les Menudes est abordé, avant de continuer sur l'Hospitalet. Enfin, une synthèse du suivi temporel est proposée dans une dernière partie.

### **III.C.1. Caractérisation hydrodynamique**

Les corrélations croisées entre les différentes chroniques hydrodynamiques (débits du Durzon, pluviométrie de La Cavalerie et niveau piézométrique des Menudes) sont présentées en *Figure 0.27*. L'hydrogramme unitaire, courbe de la corrélation croisée pluie-débit, montre que le débit est influencé par la pluie tombée le même jour, et que le maximum de corrélation se situe entre un et deux jours après un événement pluvieux.

Même si le corrélogramme pluie-niveau piézométrique a de faibles valeurs, on peut quand même voir que le niveau piézométrique est influencé par la pluie pendant les dix premiers jours qui suivent l'événement pluvieux. Ensuite, la corrélation décroît doucement pendant au moins une trentaine de jours.

La corrélation débit-niveau piézométrique est très forte, mais on ne peut pas vraiment établir de relation de cause à effet. En effet, c'est la pluie qui va tout d'abord influencer ces deux paramètres, et comme le niveau réagit un peu plus tard que le débit, on observe un maximum de corrélation lors des jours 1 à 3. On peut toutefois noter le pic à l'abscisse -30 jours qui pourrait témoigner de la hausse de débit liée à une augmentation de charge de la nappe loin de la source car les auto-corrélations du débit et du niveau piézométrique, non présentées ici pour clarifier le manuscrit, ne montrent pas de composantes à 30 jours.

### CHAPITRE 3 : Suivi temporel des variations de saturation

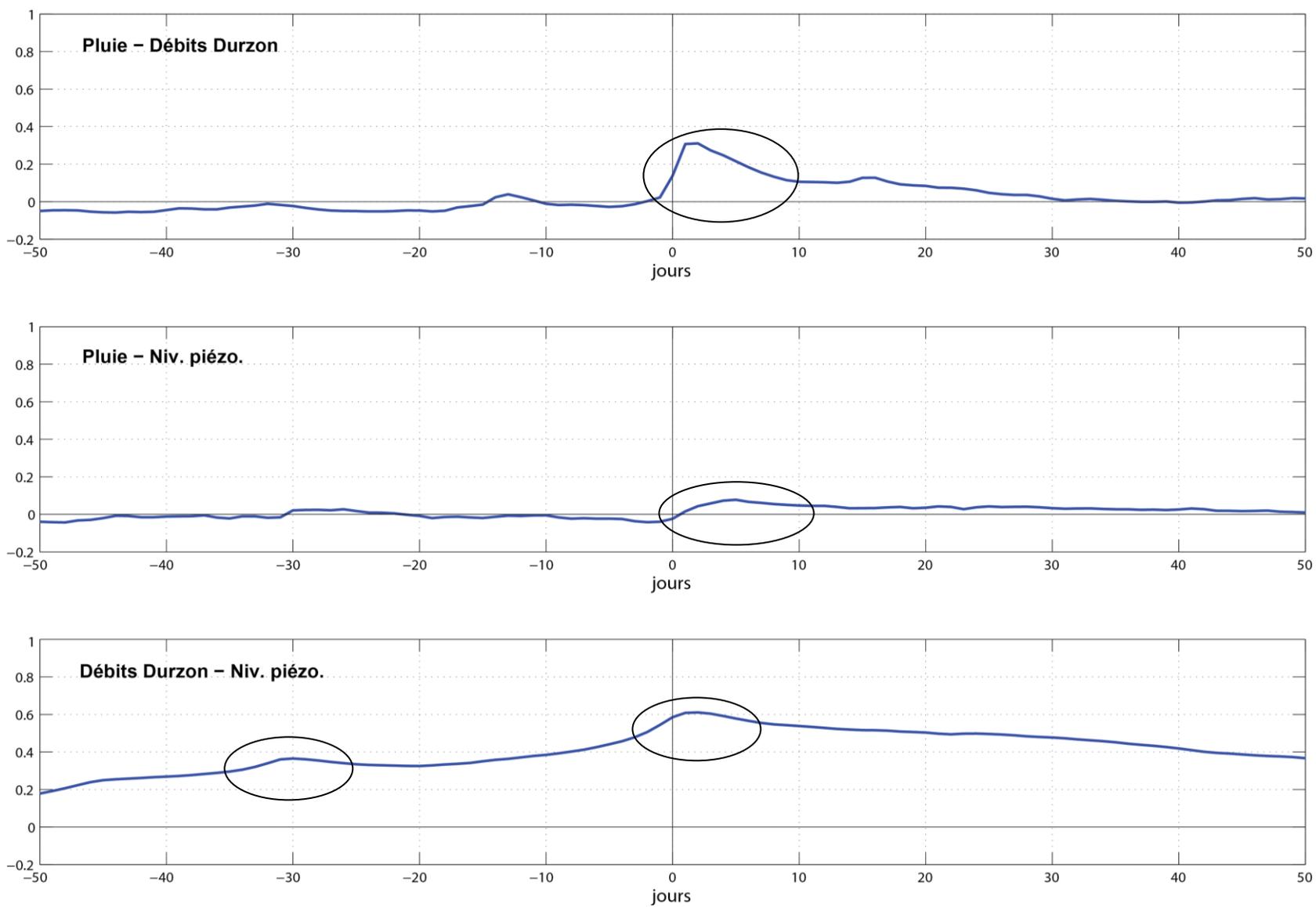


Figure 0.27 : Corrélogrammes croisés entre différentes chroniques hydrodynamiques sur plus de 2 ans (début 2009 à mi-2011, pas journalier). Les ellipses correspondent aux zones commentées particulières

## III.C.2. Suivi sur les Menudes

Le site des Menudes a déjà été présenté en II.B.2. et les profils de mesures time-lapse correspondent aux profils de la *Figure 0.31*. Les différentes campagnes d'acquisition sont tout d'abord replacées dans le cadre hydrodynamique. Puis, les résultats du suivi électrique et sismique sont analysés en terme de variations temporelles. Ces variations sont d'abord étudiées sur les données (résistivités apparentes et temps pointés), et enfin en comparant les modèles issus des inversions.

### III.C.1.a. Campagnes d'acquisition et conditions hydrodynamiques

En replaçant les différentes campagnes d'acquisition dans le cycle hydrodynamique (*Figure 0.28*) et en calculant les cumuls de précipitations dans les jours précédents les mesures (*Figure 0.29*), on observe que :

- av09 (avril 2009) est une période de très hautes eaux avec un haut niveau piézométrique et un cumul important de précipitations,
- oct09 (octobre 2009) est une période de basses eaux correspondant à une fin d'étiage avec un niveau piézométrique plutôt bas et un faible cumul de précipitation,
- av10 (avril 2010) est une période plutôt hautes eaux même s'il n'a pas plu les vingt derniers jours avant les mesures,
- ma11 (mars 2011) correspond à une transition entre un état basses eaux après une récession de 3 mois et un état hautes eaux avec de fortes pluies sur les deux jours précédents et pendant les mesures.

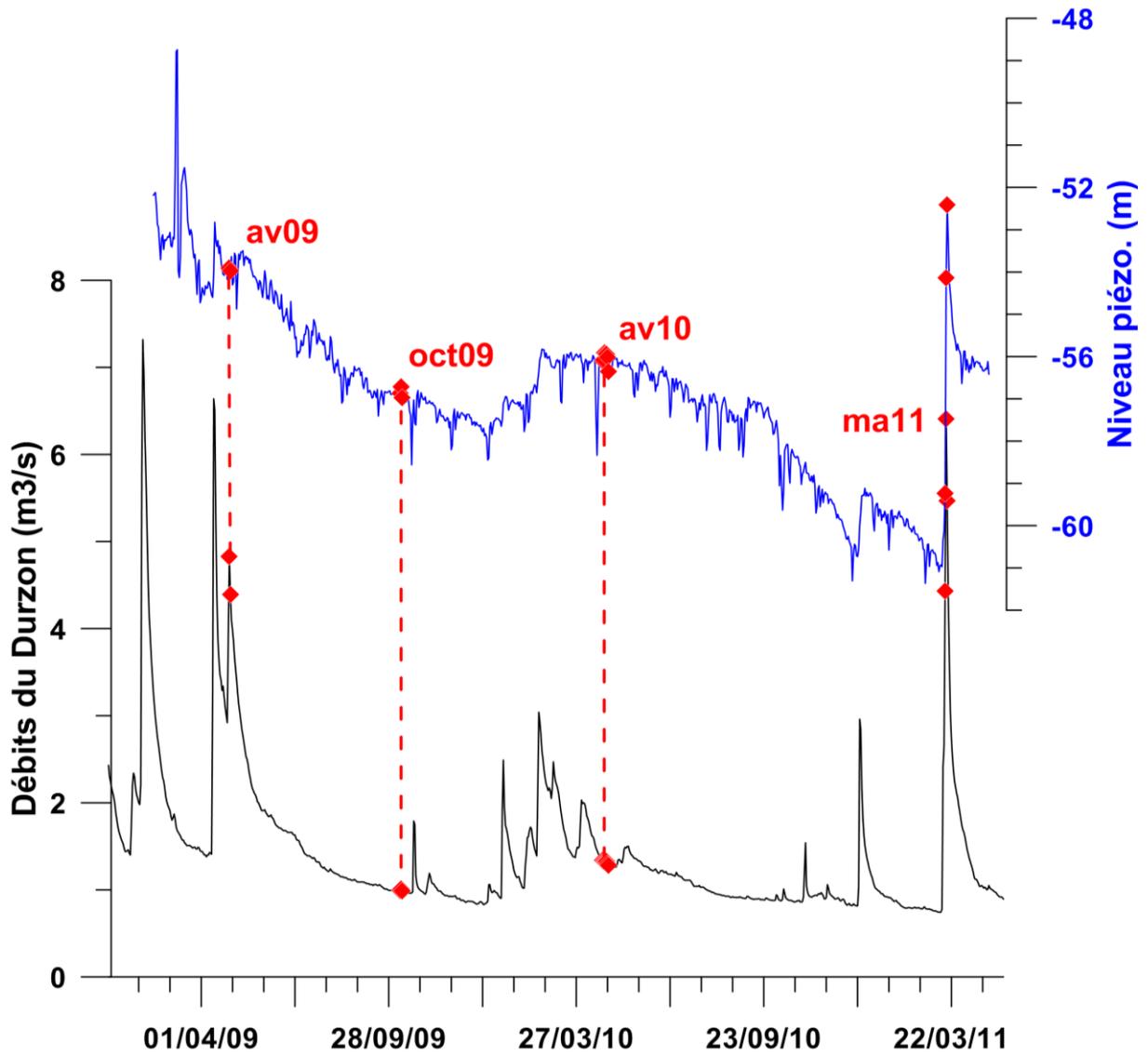


Figure 0.28 : Chronique des débits du Durzon en noir et du niveau piézométrique des Menudes en bleu.  
En rouge sont figurées les différentes campagnes d'acquisition

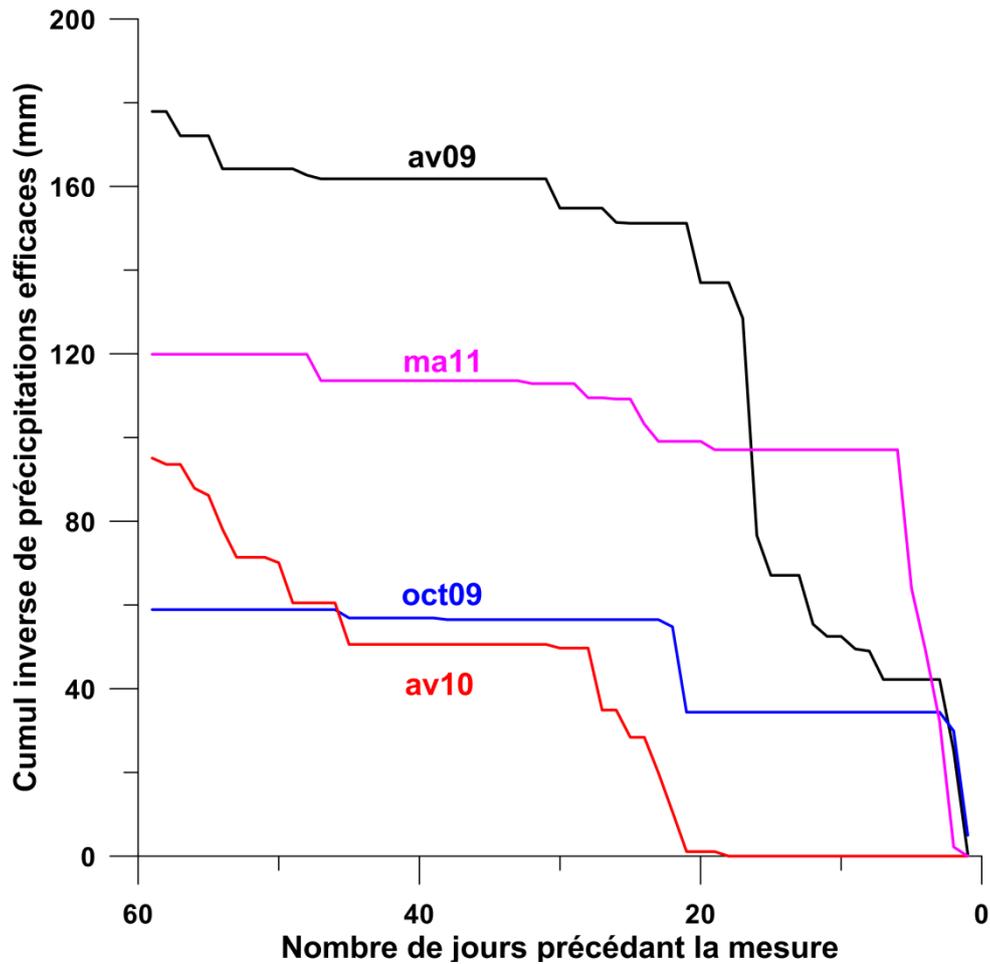


Figure 0.29 : Cumul inverse de précipitations efficaces (ETP fournie par Météo France)

### III.C.1.b. Suivi ERT entre av09 et av10

Ce paragraphe ne comprend que la comparaison entre les jeux de données de av09 et av10, car ceux-ci sont d'assez bonne qualité pour analyser la totalité des mesures.

#### Les données

La majorité des variations sont contenues dans les premiers niveaux d'électrodes (*Figure 0.30*) et peuvent même dépasser les 50%. On observe toutefois que les variations sur les premiers niveaux sont faibles entre les abscisses 215 et 310 m. Cette zone correspond en fait à la zone argileuse mise en évidence en II.B.2.

Il est important de noter qu'il y a aussi des variations négatives entre les niveaux -20 et -100 m. On peut déjà dire que la proche-surface a une saturation plus faible en av10 qu'en av09, ce qui n'est pas étonnant au regard des cumuls de précipitations. Pour aller plus en

détail, il faut comparer directement les modèles de résistivité.

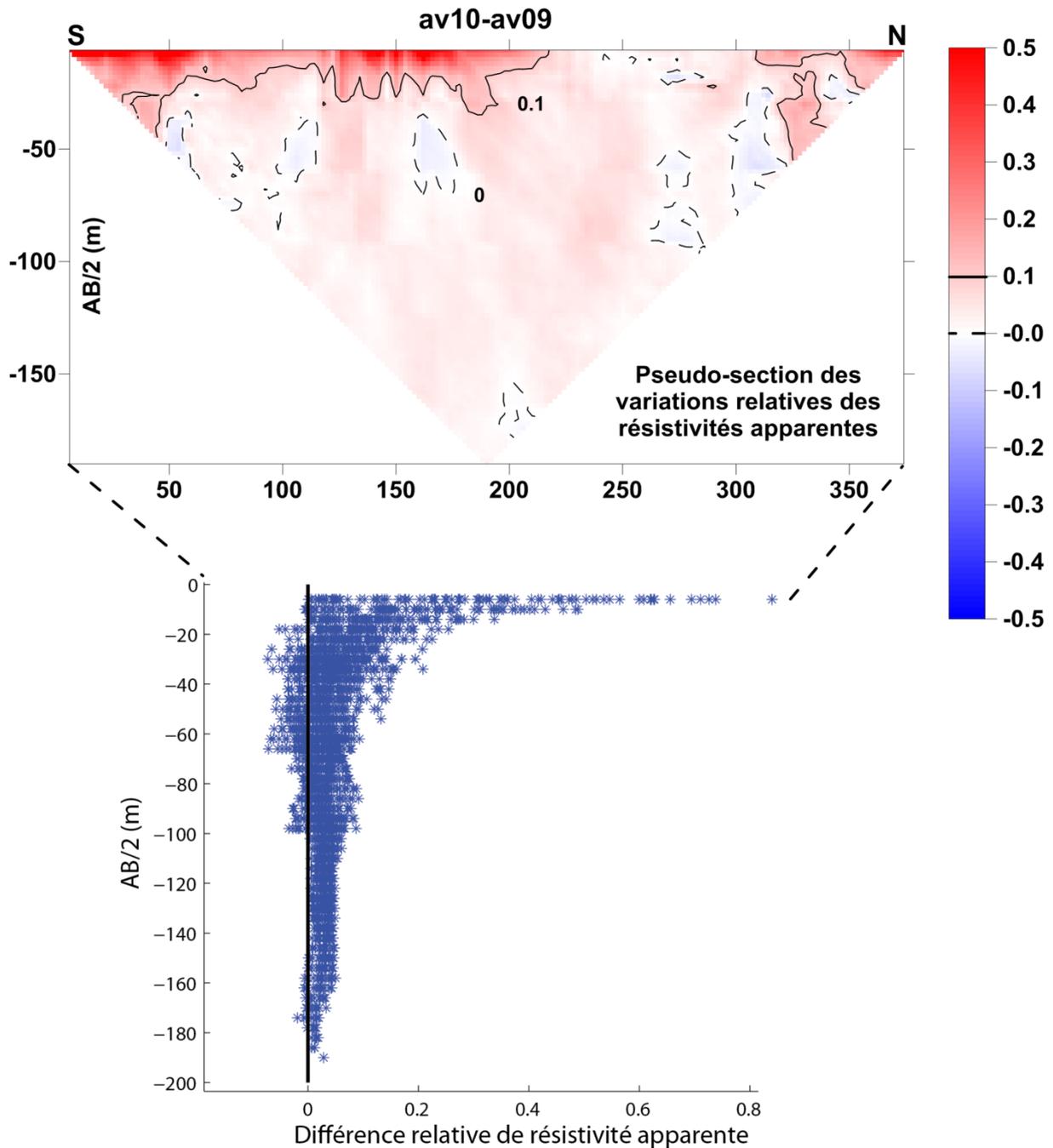


Figure 0.30 : Pseudo-section des différences de résistivité apparente entre av10 et av09 en haut.  
Visualisation de ces différences sous forme 1D en bas

### Le premier niveau ( $AB/2 = 6$ m)

En se concentrant sur la surface et le premier niveau d'électrodes, on peut voir une certaine influence des résistivités sur les variations observées (Figure 0.31). En effet, les faibles

résistivités montrent peu de variations comparées aux résistivités plus fortes. Ainsi, les argiles enregistrent de faibles variations de résistivités comparées aux sables et aux dolomies. En se basant sur la loi d'Archie et à conductivité d'eau constante, cela voudrait dire que les variations relatives de saturation sont plus faibles dans les argiles. Cependant, la loi d'Archie ne s'applique pas dans les argiles à cause de leur conductivité de surface. En fait, une variation de saturation dans l'argile provoque une diminution de résistivité plus faible qu'avec la loi d'Archie si on tient compte de la conductivité de surface des argiles.

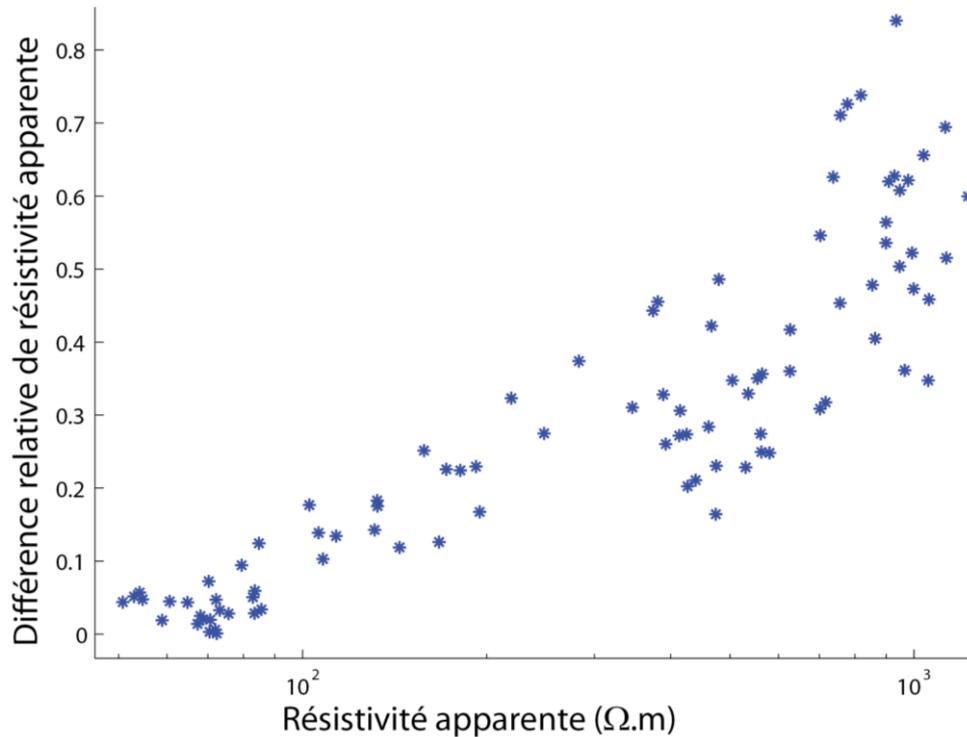


Figure 0.31 : Différence relative des résistivités apparentes entre av10 et av09 en fonction des résistivités de av09

### Les modèles

Les variations entre les modèles issus de l'inversion time-lapse sont illustrées en *Figure 0.32* et montrent des structures similaires aux variations des données sous forme de pseudo-section. Il y a en effet une bande de 5 à 8 m d'épaisseur en surface, dont les résistivités ont fortement augmenté entre les abscisses 0 et 220 m. En dessous de cette bande, les résistivités ont par contre chuté. Puis, on peut apercevoir une zone de faibles variations entre les abscisses 220 et 310 m dans la zone argileuse avec toutefois deux anomalies circulaires (positive et négative). Enfin, la zone entre les abscisses 310 et 380 m semble avoir un comportement similaire à la partie sud (de 0 à 200 m).

On peut ainsi penser que la proche surface s'est asséchée entre av09 et av10, particulièrement dans la zone non argileuse au Sud. Ces résultats sont conformes avec les données hydrodynamiques. Par contre, les données et les modèles laissent à penser que av10 contient plus d'eau que av09 en profondeur dans la partie sud ou bien que l'eau est tout simplement plus minéralisée car les résistivités inversées sont plus faibles. En effet, à saturation constante, la variation relative de résistivité est l'opposé de la variation de conductivité du fluide selon la loi d'Archie. Ainsi, une augmentation de conductivité de l'eau de 15% (de 400 à 460  $\mu\text{S}/\text{cm}$  par exemple) suffit à provoquer une diminution de résistivité du même ordre.

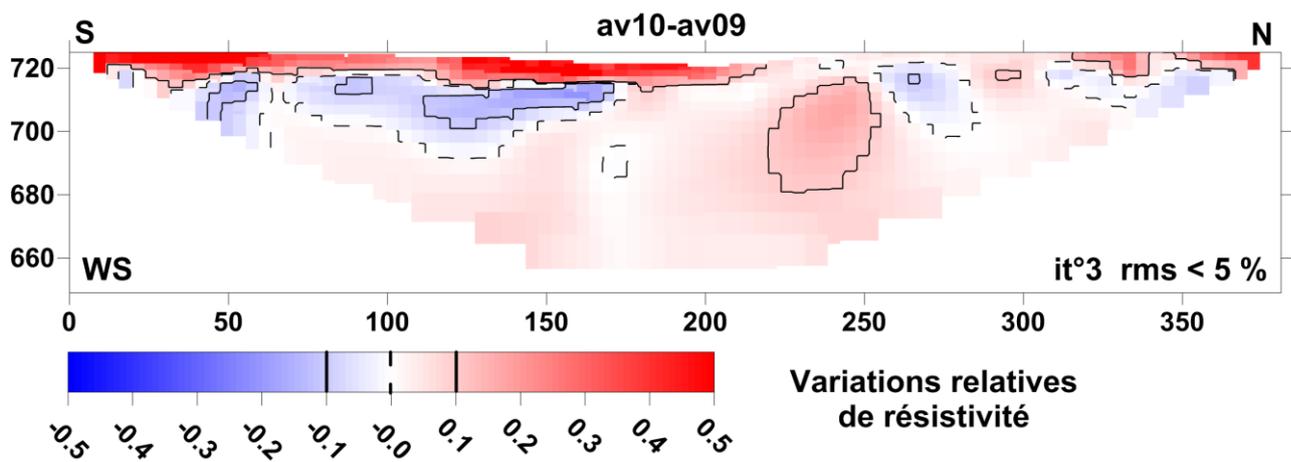


Figure 0.32 : Comparaison des modèles de résistivité av10 et av09

### III.C.1.c. Suivi ERT entre les quatre périodes d'acquisition

De la même façon que dans le paragraphe précédent, les variations sur les données sont d'abord analysées avant de comparer les modèles directement. Par contre, étant donné la panne partielle de matériel en oct09 et la mauvaise qualité des données de ma11, seuls deux secteurs réduits ont pu être comparés : un au Sud (entre les abscisses 0 et 125 m) et un autre au Nord (entre les abscisses 210 et 330 m).

#### Les données

Au travers de toutes les différences entre résistivités apparentes sur le secteur sud (*Figure 0.33*), on peut voir que les premiers niveaux sont les plus affectés par les variations de résistivité. Toutes les comparaisons avec oct09 montrent que cette période correspond aux résistivités les plus élevées. Même si les points convergent vers une différence nulle pour les niveaux profonds, ceux-ci sont affectés par les variations de résistivité. Le contraste maximal

est entre les acquisitions av09 et oct09. On peut voir également que av10 correspond à des résistivité assez élevées. Toutefois, la comparaison de av10 avec ma11 montre un changement de signe sur les niveaux profonds. Par ailleurs, les différences entre les acquisitions ma11 et av09 sont faibles avec néanmoins des changements de signes.

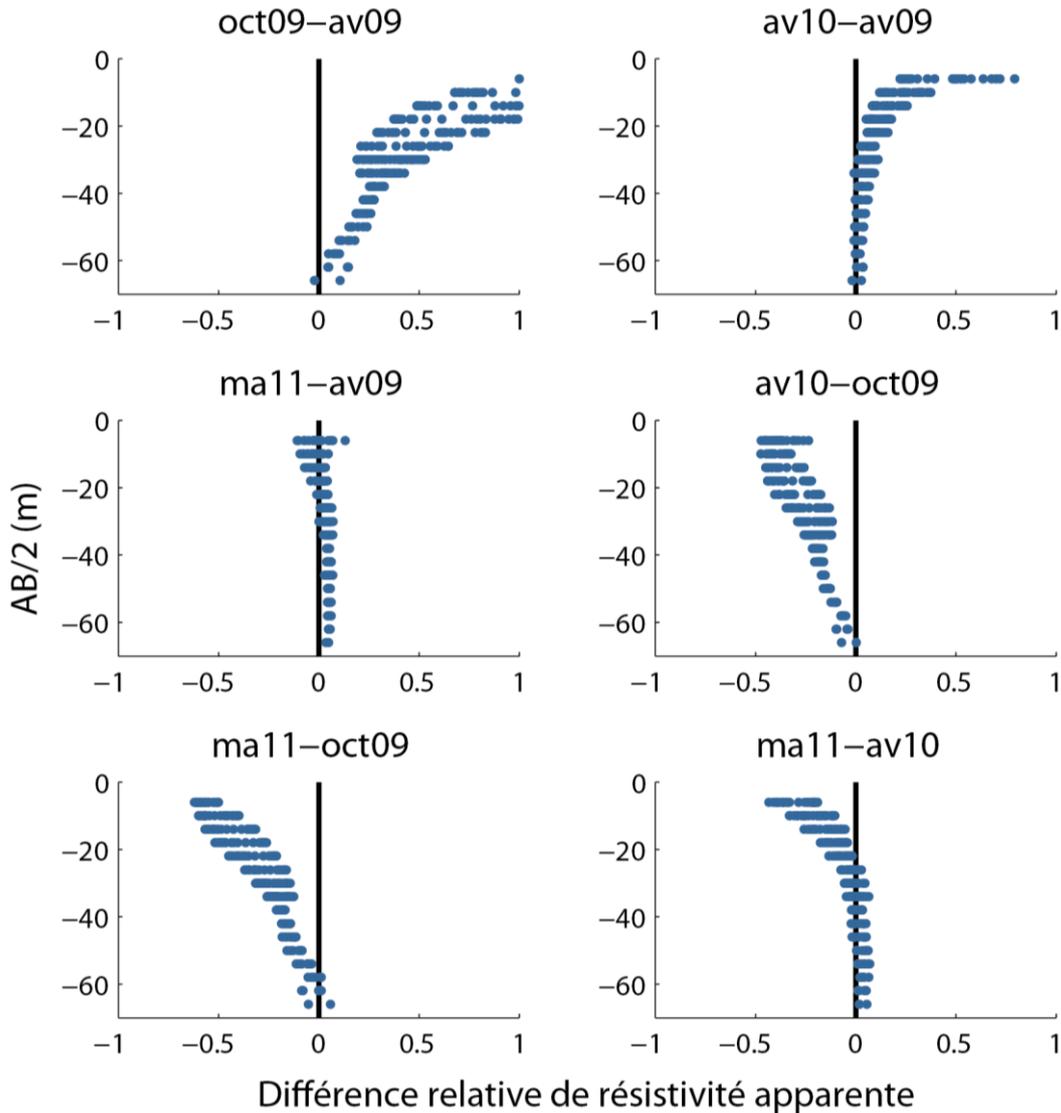


Figure 0.33 : Variations relatives des résistivités apparentes (secteur sud) en fonction de la moitié de l'écartement maximal des électrodes (niveau)

Le secteur nord montre à peu près les mêmes phénomènes (*Figure 0.34*), avec toutefois des variations moyennes plus faibles, notamment si on enlève les deux premiers niveaux. Par exemple, les différences entre ma11 et av09 sont quasiment centrées sur zéro. On peut aussi remarquer que les variations évoluent moins avec la profondeur que dans le secteur sud. Peut être est-ce justement lié à des variations plus faibles de la proche-surface ou bien au côté plus conducteur par rapport à la partie sud ? Il est nécessaire de comparer les modèles inversés

pour pousser l'interprétation plus loin.

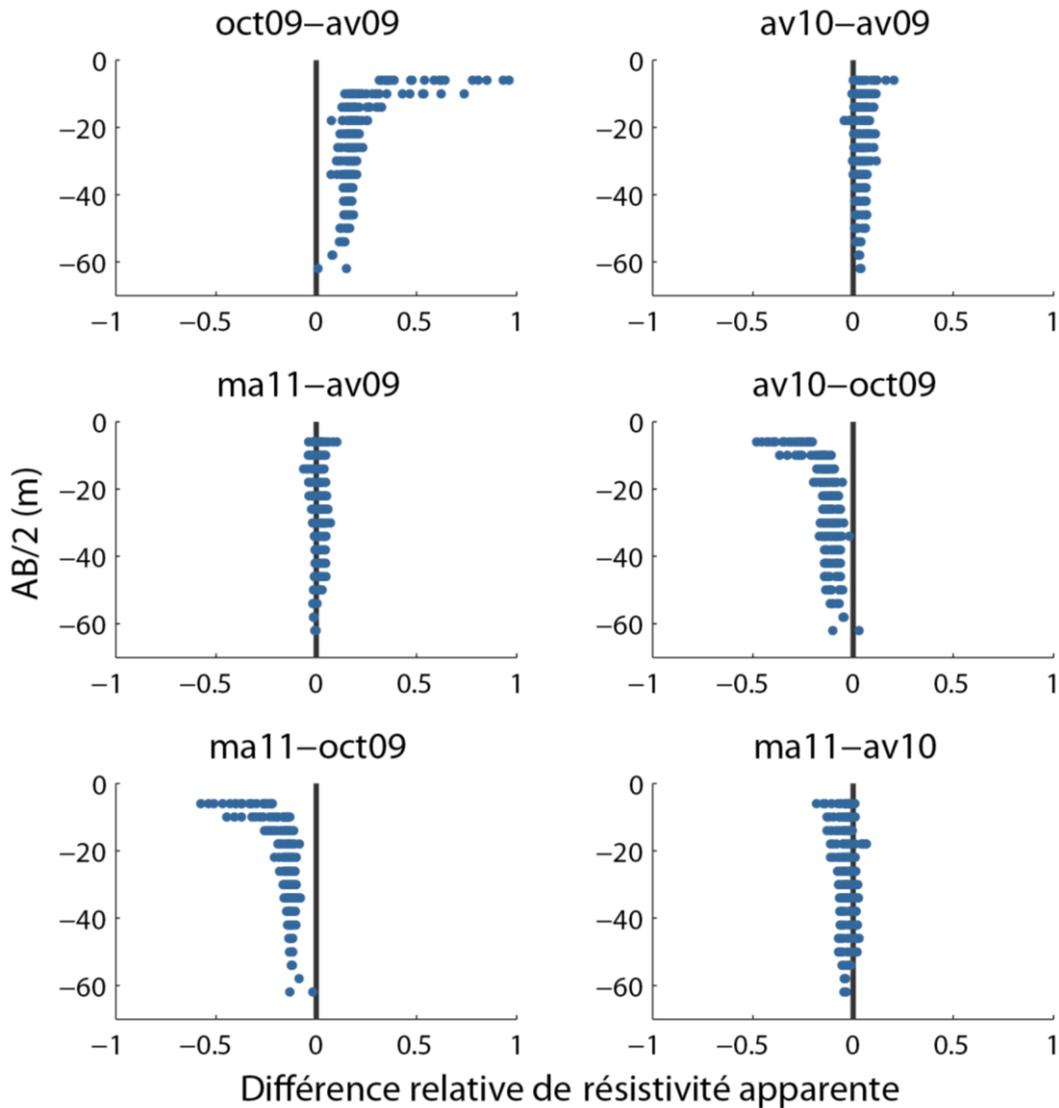


Figure 0.34 : Variations relatives des résistivités apparentes (secteur nord) en fonction de la moitié de l'écartement maximal des électrodes (niveau)

### Le premier niveau

Les différences relatives entre les résistivités apparentes sur le premier niveau montrent une forte corrélation entre les variations de résistivité et les résistivités elles-mêmes (*Figure 0.35*). On peut voir ce graphique comme montrant l'évolution temporelle (ordonnées) en fonction de la distribution spatiale des résistivités (abscisses). En effet, les faibles résistivités (type argiles et sols) ne montrent pas beaucoup de variations comparées aux plus fortes résistivités (sables et dolomies).

Par exemple, pour les plus forts contrastes (comparaisons avec oct09), les variations des résistivités inférieures à 250  $\Omega.m$  semblent s'aligner sur une même droite. Au delà de 250  $\Omega.m$ , les points s'individualisent : les variations av10-oct09 diminuent doucement avec la résistivité, alors que pour ma11-oct09 et av09-oct09, les variations augmentent très légèrement. On peut souligner ici que les mesures av09 et ma11 ont un comportement à peu près similaire.

Les comparaisons par rapport à av10 (ma11-av10 et av09-av10) sont également remarquables car les variations augmentent de manière conséquente avec la résistivité au delà de 250  $\Omega.m$ .

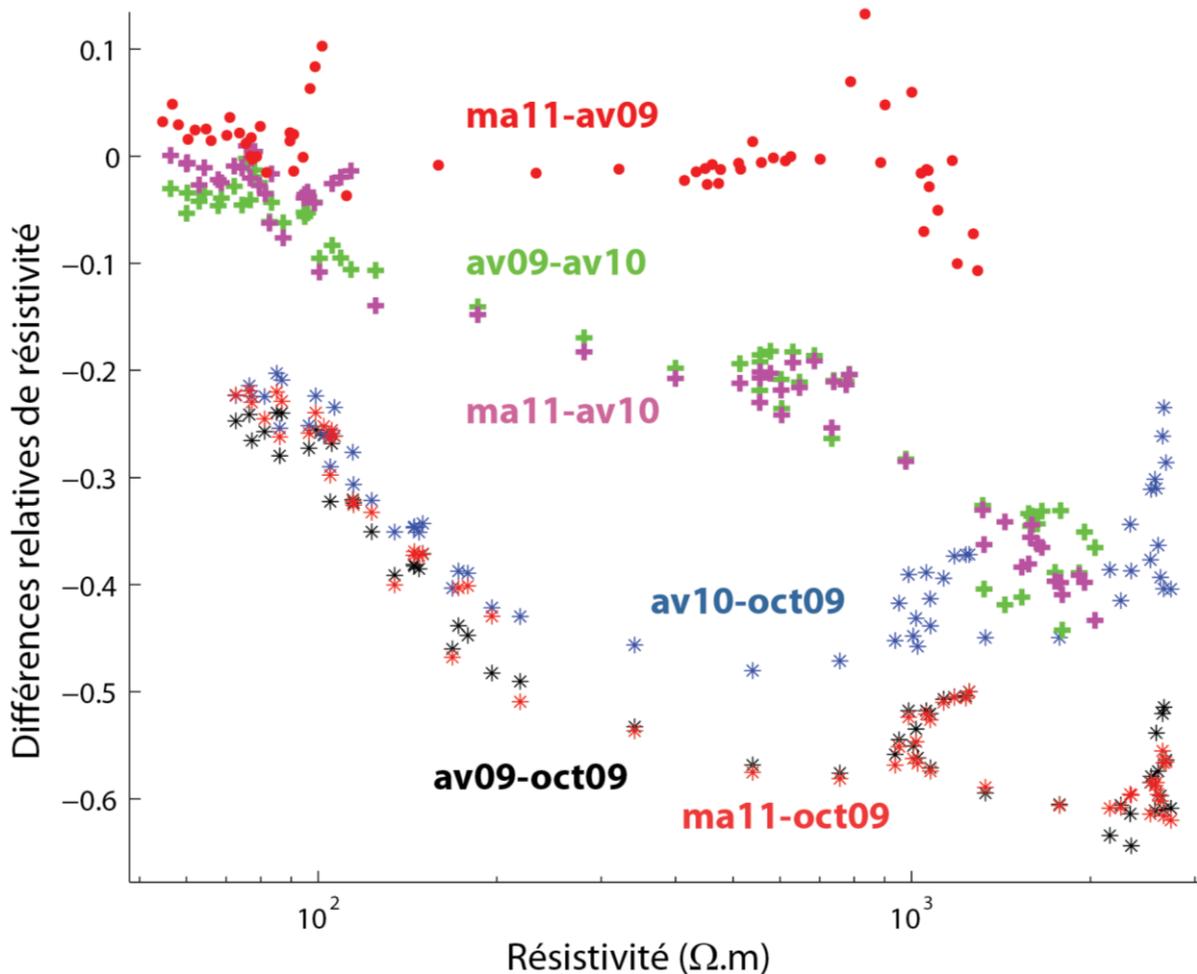


Figure 0.35 : Différences relatives des résistivités apparentes sur le premier niveau en fonction des résistivités entre les différentes acquisitions pour les deux secteurs

Les argiles ont un comportement face à la saturation différents des autres matériaux, car en plus de leur conductivité de surface, elles retiennent l'humidité assez longtemps. Ainsi, les faibles variations de résistivité enregistrées par les argiles peuvent être dues à des faibles variations de saturation et aussi à la conductivité de surface, diminuant l'effet du à la saturation.

### *CHAPITRE 3 : Suivi temporel des variations de saturation*

Les résistivités plus élevées (sables et dolomies dans tous leurs états) enregistrent une variation de résistivité à peu près constante lorsqu'on compare les périodes les plus humides (av09 et ma11) à la période la plus sèche (oct09). Toutefois, la comparaison entre la période semi-humide (av10) et la plus sèche (oct09) montre que les maxima de variation sont localisés dans les résistivités modérées. Cela peut s'expliquer par un certain stockage d'eau dans les sables dolomitiques.

Les comparaisons entre les périodes humides (av09 et ma11, acquisitions réalisées après et pendant de fortes pluies) avec la période semi-humide (av10) montrent que les maxima de variations sont localisés au niveau des résistivités les plus élevées. Cela peut s'expliquer par une saturation plus rapide au niveau des dolomies fracturées, et de leur caractère plus transmissif lors de précipitations.

## Les modèles

Les différences entre les modèles montrent bien que oct09 est la période la plus sèche pour les deux secteurs à proximité de la surface car les résistivités de oct09 sont les plus fortes. La zone de fortes variations en surface ( $> 10\%$ ) varie entre 10 et 20 m d'épaisseur pour le premier secteur et entre 8 et 10 m pour le second. Les comparaisons avec av10 indiquent bien que av10 est un état semi-humide : assez résistant en surface et conducteur en profondeur. Ensuite, la comparaison ma11-av10 montre que ma11 est plus conducteur sur les huit premiers mètres.

Ainsi, pour la première dizaine de mètres, on peut classer les acquisitions de la plus forte à la plus faible gamme de résistivité : oct09, av10, av09 et ma11. Cela correspond assez bien au cumul de pluie sur les 2 semaines précédant les acquisitions, sauf pour oct09. En effet, oct09 devrait arriver en 2<sup>ème</sup> position, mais c'est sans compter la reprise par évapotranspiration qui doit être importante en cette fin d'été très prononcée.

Il faut aussi noter que mis à part pour oct09, le côté argileux au Nord réagit vraiment plus faiblement que le côté sud, comme on l'a déjà expliqué sur la *Figure 0.35*.

Pour la zone plus profonde, on peut remarquer que ma11 semble être la période la plus résistante. On pouvait déjà le remarquer sur les données en comparant ma11 avec av09 et av10 (*Figure 0.33*). Néanmoins, les modèles montrent que ma11 est également plus résistant que oct09 en profondeur avec des variations assez importantes ( $> 10\%$ ) du côté sud.

En regardant aussi les modèles, on peut constater que av09 n'est pas non plus très conducteur en profondeur du côté sud. Cependant, peut-être s'agit-il ici d'un artefact lié à l'inversion, surtout que les variations calculées sont assez faibles ( $< 10\%$ ).

Av10 paraît même être la période la plus humide en profondeur car elle est à peine plus conductrice que oct09.

Ainsi, sous réserve d'artefacts d'inversion en profondeur, on peut classer les acquisitions de la plus forte à la plus faible gamme de résistivité : ma11, av09, oct09 et av10. Cela peut s'expliquer par des différences de saturation ou bien des différences de temps de résidence des eaux (minéralisation). En effet, il est bien possible que les eaux de oct09 et av10 aient des temps de résidence plus longs que les autres périodes vu qu'il n'y a pas plu depuis longtemps.

Des inversions 1D semblent (non présentées ici) confirmer ce classement, mais il est rapidement nuancé par les problèmes d'équivalence de couches.

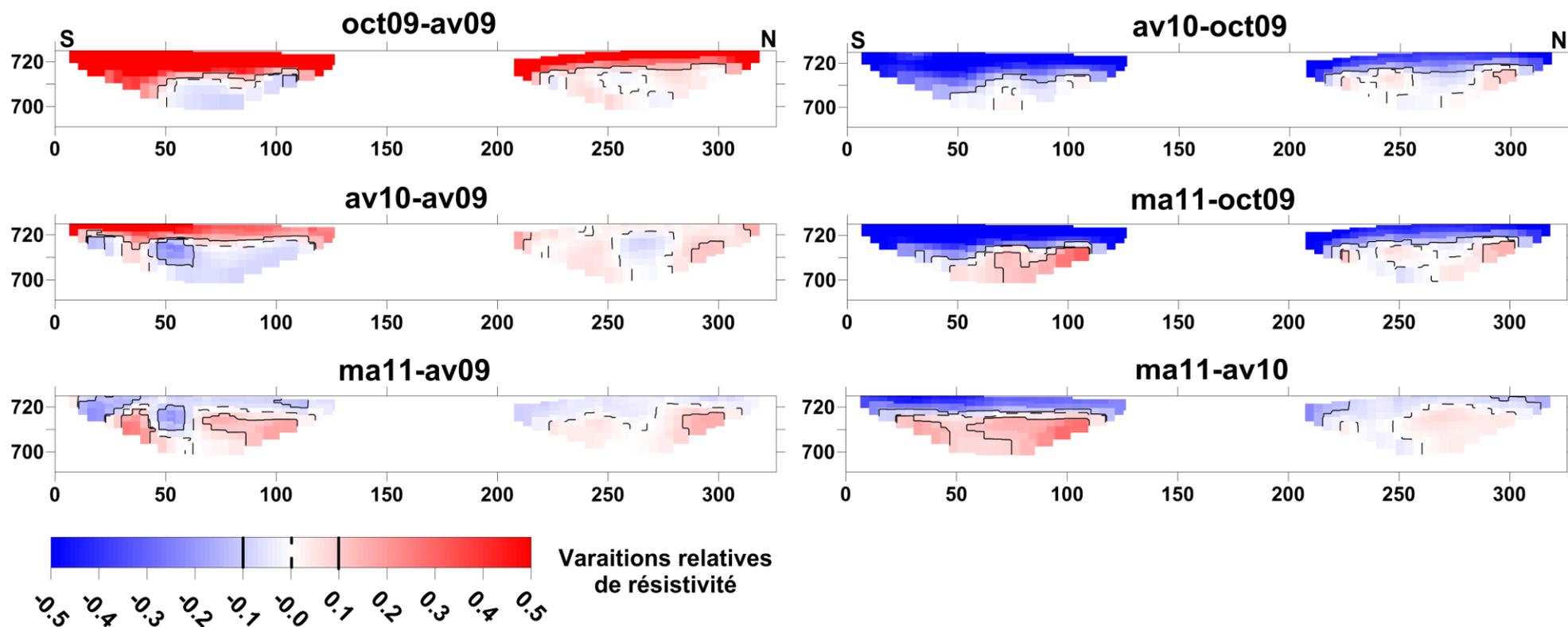


Figure 0.36 : Variations relatives de résistivité sous forme de mini-sections WS (rms < 4%)

### III.C.1.d. Suivi SRT entre trois périodes d'acquisition

Les tomographies de sismique réfraction ne sont comparées ici que sur trois périodes : oct09, av10 et ma11 car une panne de matériel est survenue en av09.

#### Secteur sud

Les pointés individuels ainsi que leur moyenne par tranche d'offset sont tracés en *Figure 0.37* pour valider l'approche 1D de l'analyse de vitesse sur les moyennes (*Figure 0.38*).

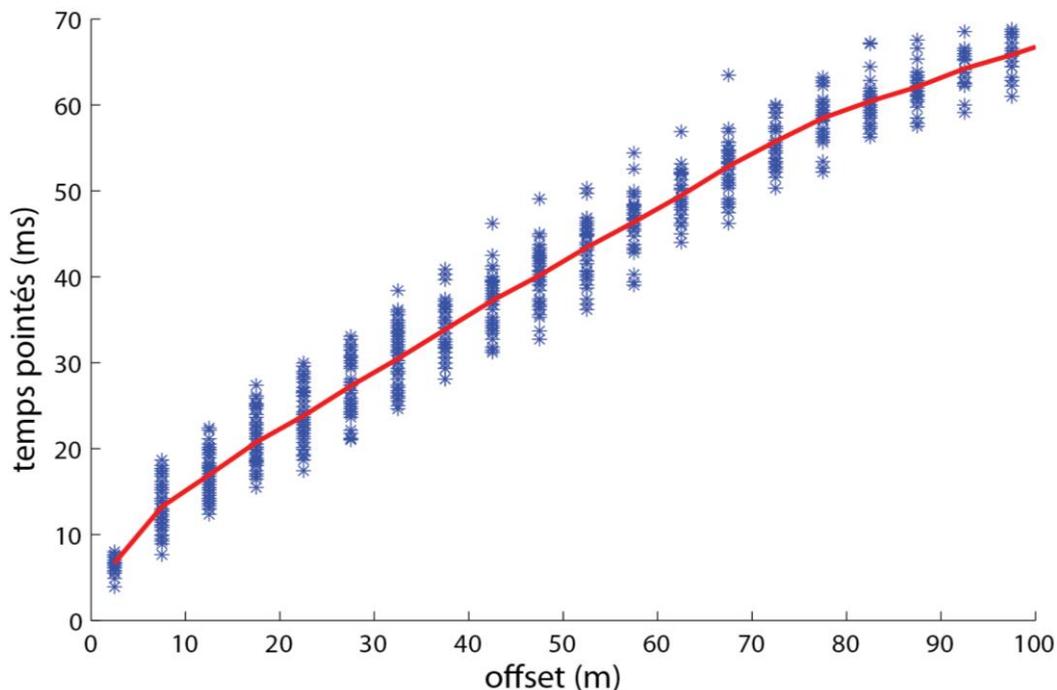


Figure 0.37 : Pointés et moyenne des pointés en fonction de l'offset pour oct09 sur le secteur sud

Les analyses de vitesse en quatre couches montrent que la première couche ne varie pas en terme de vitesse. Par contre, les vitesses de la deuxième couche pour ma11 et av10 varient de 20 à 30% par rapport à oct09. Ensuite, les vitesses de la troisième couche montrent peu de variations et sont classées de la plus lente à la plus rapide : oct09, ma11 et av10. Enfin, la vitesse de la quatrième couche de av10 est un peu plus forte (4%) que les vitesses quasi-égales de oct09 et ma11.

Les deux premières couches correspondent à la frange très altérée de surface et ce sont celles qui montrent le plus de variations. Les couches suivantes sont des couches de dolomies dont l'interface correspond soit à une limite géologique, soit à une limite d'altération.

On peut également observer qu'oct09 a le meilleur "fit" sur la 3<sup>ème</sup> couche. Cette couche est donc plus homogène que lors des autre périodes.

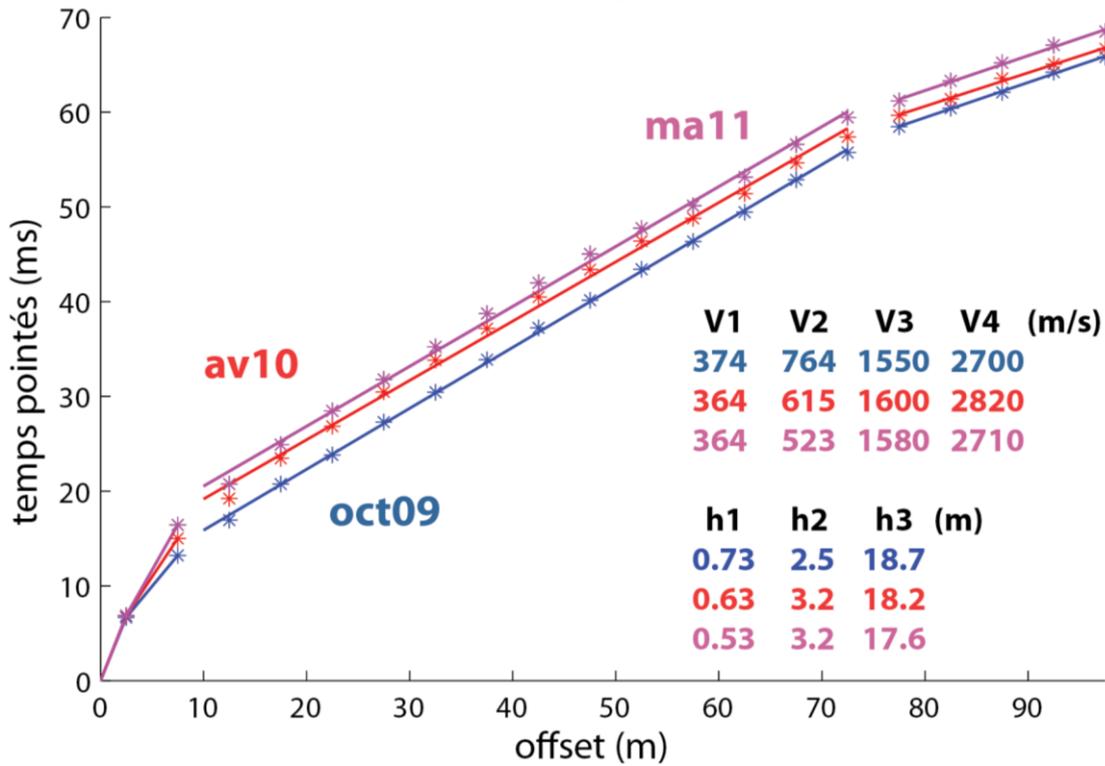


Figure 0.38 : Hodochrones moyens pour les acquisitions de oct09, av10 et ma11 sur le secteur sud. Les vitesses et les épaisseurs des couches y sont figurées

Comme on l'a déjà vu dans les parties précédentes (III.B.6), une baisse (ou une hausse) de vitesse peut être associée à l'effet densité lorsque le milieu de départ (ou de fin) est plutôt sec ou bien à la chute brutale de vitesse lorsque le milieu de départ (ou de fin) est saturé complètement (Figure 0.39).

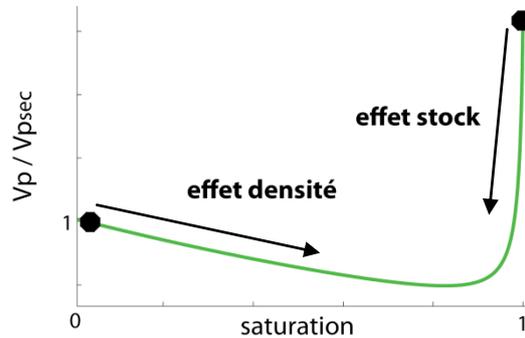
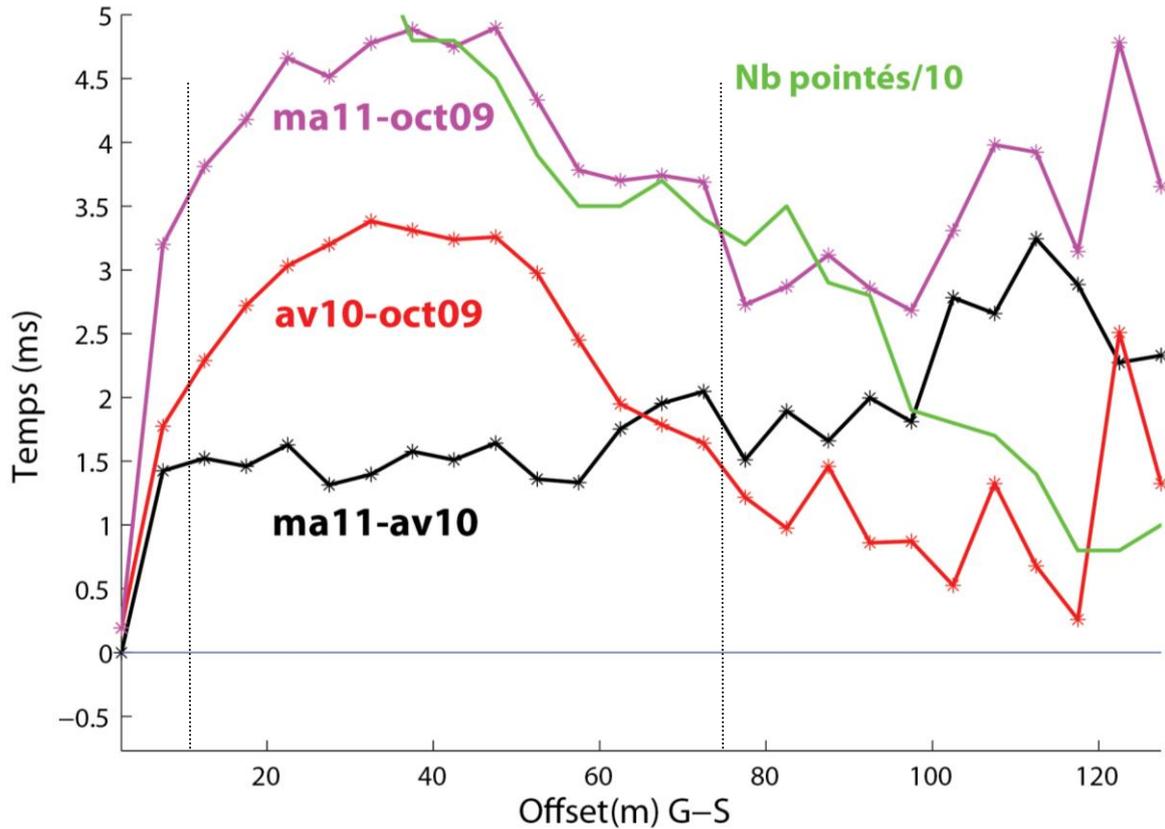


Figure 0.39 : Exemples de baisse de vitesse

Les interprétations en terme de teneur en eau sont réalisées avec les différences entre les temps pointés (Figure 0.40). On peut voir tout d'abord que ma11 et av10 accumulent un certain retard par rapport à oct09 jusqu'à l'offset 22.5 m environ. Il s'ensuit une zone de retard à peu près constant entre les offsets 27.5 et 47.5 m. Enfin, on observe globalement une diminution du retard jusqu'à l'offset 97.5 m avant une augmentation moins évidente sur la fin.



**Figure 0.40 : Différences moyennes entre pointés en fonction de l'offset sur la zone sud. La courbe verte est le nombre de pointés utilisés pour la moyenne divisé par 10. Les pointillés verticaux représentent les interfaces des couches 2-3 et 3-4**

Comme oct09 est a priori le mois le plus sec (données hydrodynamiques et de résistivité), on peut ainsi supposer que la chute de vitesse (i.e. hausse de la différence de pointés) sur les premiers offsets de la partie sud au printemps est due aux eaux d'infiltration provoquant une augmentation de densité. Cet effet est d'autant plus important si la porosité est plus élevée ou que la densité est plus faible, ce qui est certainement le cas dans cette frange altérée.

Puis la période constante montre que la saturation ou la vitesse n'a pas variée. L'augmentation de vitesse à partir de l'offset 52.5 m peut être liée à deux phénomènes différents : un front d'infiltration profond pour oct09 ou alors une saturation quasi-complète pour av10 et ma11. Etant donné que oct09 correspond à une fin d'étiage très prononcé, l'hypothèse d'une zone noyée en av10 et ma11 semble la plus vraisemblable.

La comparaison entre ma11 et av10 est relativement plus simple : mis à part le retard accumulé entre les offsets 2.5 et 7.5 m, la courbe reste à peu près constante avant d'augmenter légèrement mais sûrement à partir de l'offset 62.5 m environ. Etant donné que ma11 a été réalisée juste après une forte pluie, on peut largement supposer que le premier retard est dû à l'effet densité des eaux d'infiltration récente. Ensuite, comme les vitesses sont constantes et

que les conditions hydrodynamiques sont comparables, on peut penser que l'état de saturation est le même. Enfin, comme on considère une zone noyée pour les grands offsets, le retard de ma11 sur av10 peut être expliqué par une saturation un peu plus importante de av10. Les différences entre données et modèles électriques ainsi que la longue période sans pluie de ma11 confortent cette interprétation.

### Secteur nord

Les pointés individuels ainsi que leur moyenne par tranche d'offset sont tracés en *Figure 0.41* pour valider l'approche 1D de l'analyse de vitesse sur les moyennes (*Figure 0.42*).

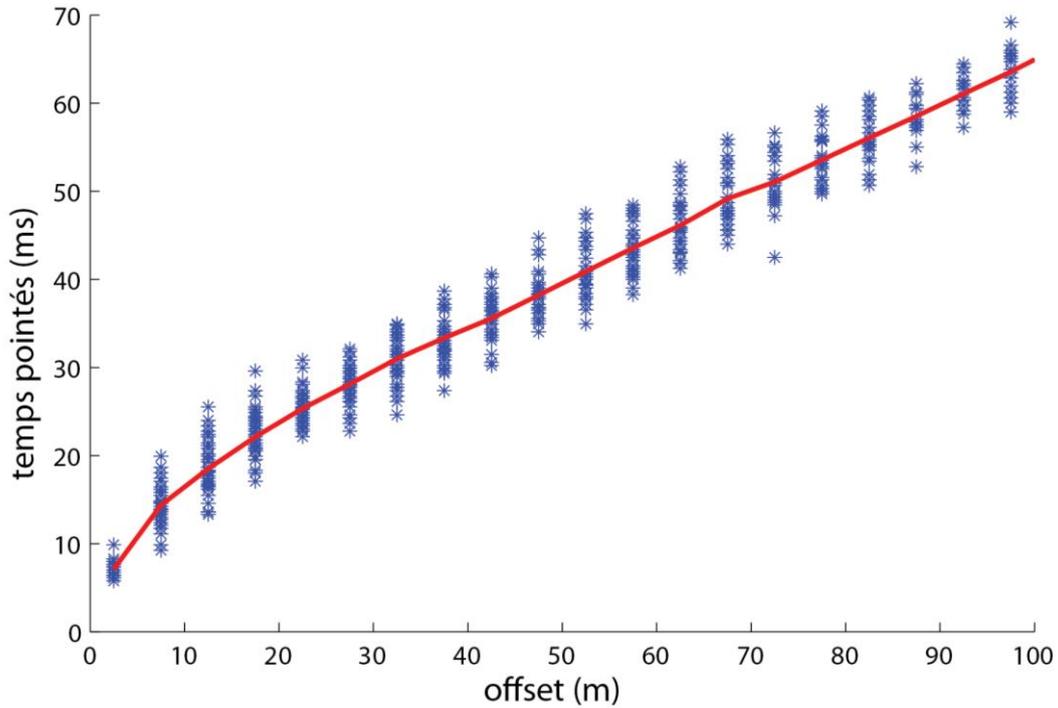


Figure 0.41 : Pointés et moyenne des pointés en fonction de l'offset pour oct09 sur le secteur nord

Les analyses de vitesse montrent quatre couches et les deux premières varient beaucoup (Figure 0.42) : les vitesses de av10 et ma11 varient de 5 à 20% par rapport à oct09 qui a les plus faibles valeurs. On peut remarquer aussi que les vitesses des deux dernières couches sont quasiment les mêmes pour oct09 et av10. Seul ma11 contraste avec ces deux autres acquisitions avec des variations de 5 à 8%.

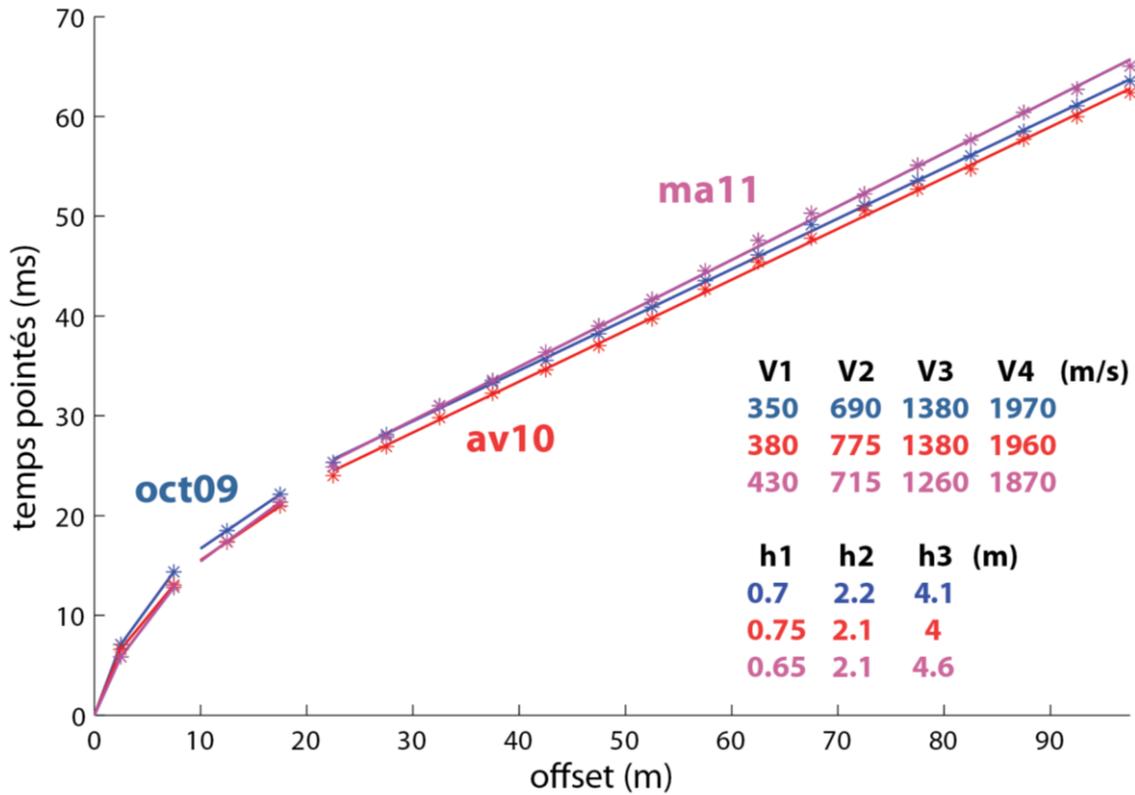


Figure 0.42 : Hodochrones moyens pour les acquisitions de oct09, av10 et ma11 sur le secteur nord. Les vitesses et les épaisseurs des couches y sont figurées

La partie nord montre un comportement vraiment différent de la partie sud (Figure 0.43) : les mesures en av10 et oct09 sont assez similaires et les comparaisons de ma11 par rapport à oct09 ou av10 sont illustrées par des courbes globalement croissantes.

Par contre, l'interprétation en terme de teneur en eau est plus difficile car l'argile en surface aura tendance à retarder l'infiltration, voire même provoquer un ruissellement en cas de pluies abondantes. Néanmoins, le comportement de ces argiles (1<sup>ère</sup> couche) paraît assez clair : les vitesses augmentent avec le régime hydrodynamique d'après les mesures réalisées ici.

Ainsi, comme ma11 accumule un certain retard sur les offsets plus profonds (3<sup>ème</sup> et 4<sup>ème</sup> couches), on peut proposer deux hypothèses provoquant cette chute de vitesse :

- les fortes pluies de ma11 n'ont pas eu le temps de s'infiltrer plus profondément et donc ma11 serait ainsi plus sec par rapport aux autres états. Oct09 et av10 seraient ainsi proches de la saturation totale,
- ma11 serait effectivement plus humide que av10 et oct09 et la chute de vitesse est provoquée par l'effet densité des eaux d'infiltration.

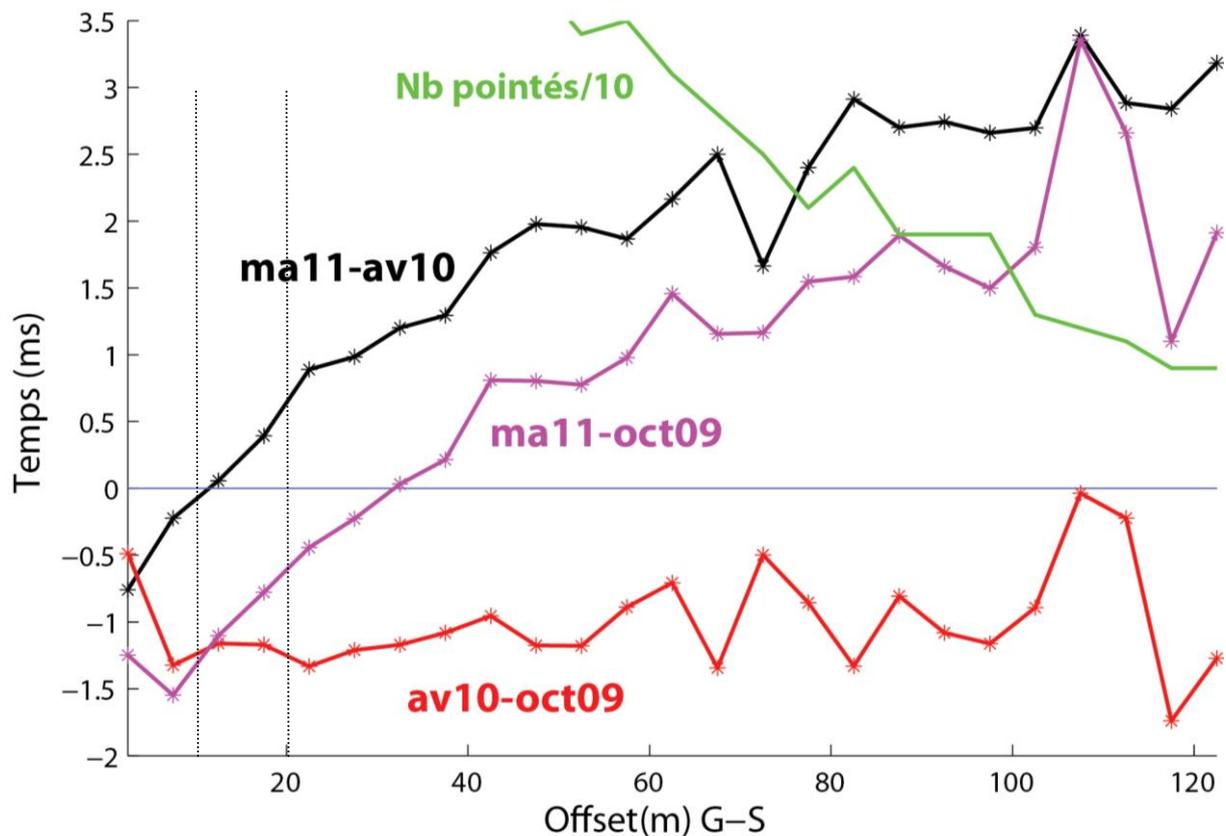


Figure 0.43 : Différences moyennes entre pointés en fonction de l'offset sur la zone nord. La courbe verte est le nombre de pointés utilisés pour la moyenne divisé par 10. Les pointillés verticaux représentent les interfaces des couches 2-3 et 3-4

### Les modèles (Nord et Sud)

Les différences entre modèles inversés montrent clairement la différence de comportement entre le secteur nord et le secteur sud (*Figure 0.44*). Tout d'abord, on peut remarquer que les différences des modèles à 60 itérations comportent plus de petites structures que les différences à 20 itérations. Les anomalies positives et négatives profondes (> 40 m) sont très probablement des artefacts d'inversion car ces zones sont peu contraintes.

Sur le secteur sud, les comparaisons av10-oct09 et ma11-oct09 montrent une frange superficielle de 6 à 8 m dont les vitesses ont fortement diminué (> 10%). Cette frange est vraiment moins importante et discontinue pour la dernière comparaison (ma11-av10). Cette frange est vraisemblablement liée à l'effet densité des eaux d'infiltration.

Plus en profondeur sur av10-oct09, les vitesses ont globalement augmenté sauf sur une zone entre les abscisses 50 et 80 m environ qui correspond à la zone avec de forts trous dans la couverture (*Figure 0.30*). Par ailleurs cette structure verticale semble corrélée à la structure aux très fortes résistivités de la *Figure 0.27*. Il s'agit peut être d'une zone d'infiltration privilégiée avec des dolomies altérées proche de la surface et des fractures plus en profondeur, où l'effet densité serait alors prépondérant.

On peut distinguer également l'anomalie positive horizontale d'une épaisseur de 12 à 15 m située à une dizaine de mètres en profondeur entre les abscisses 100 et 200 m. Celle-ci semble étroitement corrélée à la structure conductrice de la *Figure 0.27*. Cette anomalie peut s'expliquer par un couloir d'altération privilégiée, d'autant plus qu'elle est située dans un axe de drainage aérien. Ainsi, ce couloir pourrait servir de zone de stockage et serait totalement saturé en av10 et plus sec en oct09. Il rejoint par ailleurs une zone du secteur nord où les vitesses ont augmenté lors de la comparaison av10-oct09. Il y aurait ainsi un certain stockage à proximité du point bas topographique.

Sur le secteur nord, les deux premiers mètres montrent plutôt le comportement inverse du secteur sud : les vitesses ont fortement augmenté (> 10%) mis à part pour ma11-av10 où les variations sont très localisées. Comme la zone est très argileuse en surface, on peut dire alors que les argiles ont un comportement différent des dolomies. Peut être atteint-on une saturation complète assez rapidement dans les argiles vu leur faible porosité.

### CHAPITRE 3 : Suivi temporel des variations de saturation

Les interprétations sont moins évidentes en profondeur. En effet, les baisses de vitesse lors des comparaisons avec ma11 peuvent être interprétées de deux manières :

- soit les eaux issues des pluies récentes de ma11 n'ont pas eu le temps de s'infiltrer en profondeur et les baisses de vitesse sont associées à une saturation quasi-complète de oct09 et av10 et à une saturation incomplète de ma11,
- soit les eaux de pluies s'infiltrent plutôt rapidement, et les baisses de vitesse sont créées par l'effet densité des eaux de pluie de ma11.

Les résultats du suivi temporel de résistivité (*Figure 0.36*) laisse penser qu'il faut retenir plutôt la deuxième hypothèse pour la comparaison ma11-oct09 car les résistivités ont diminué sur au moins 10 m.

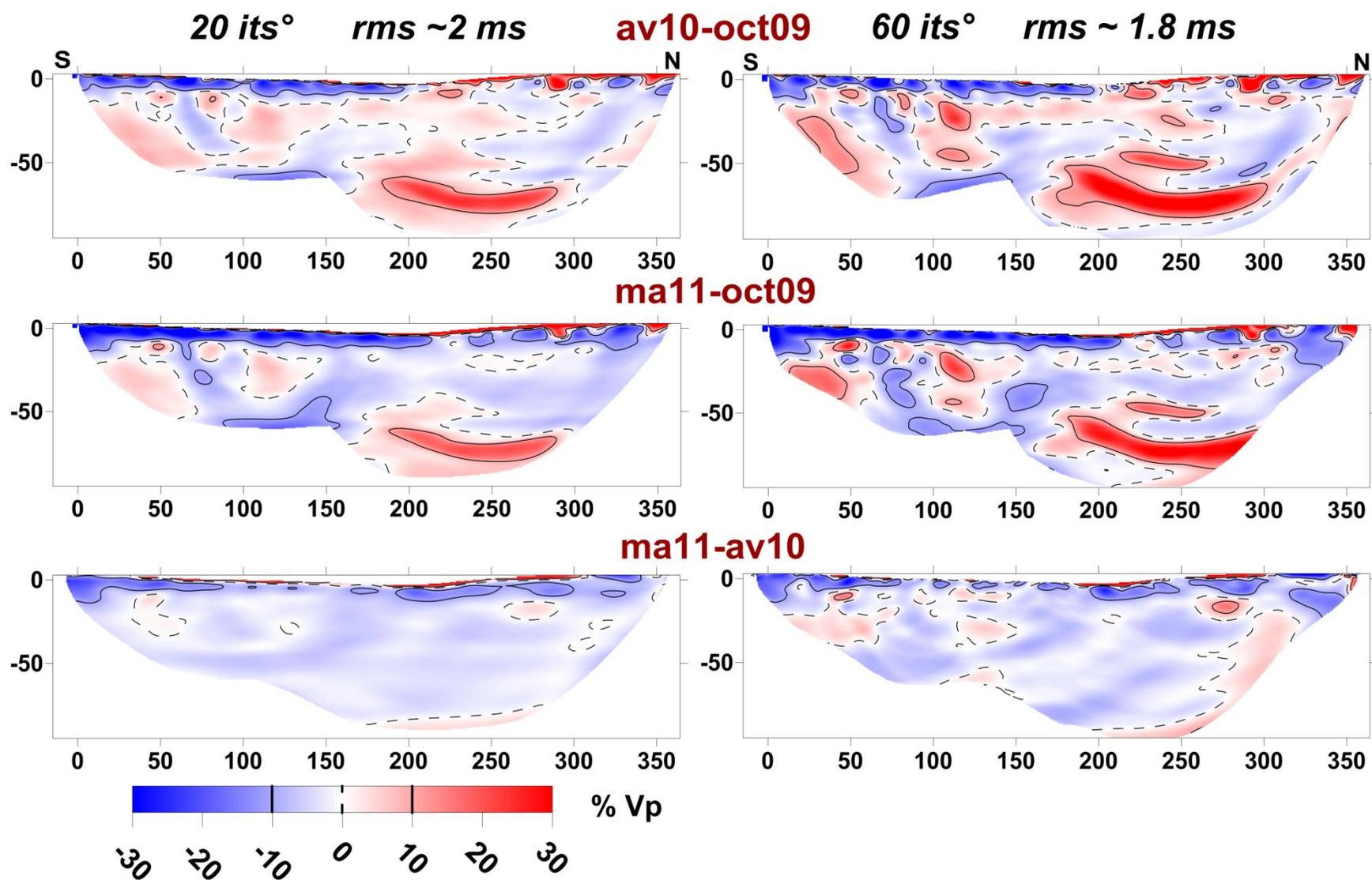


Figure 0.44 : Différences relatives entre les modèles inversés. 20 itérations à gauche et 60 itérations à droite

### III.C.2. Suivi sur l'Hospitalet

Le site de l'Hospitalet-du-Larzac a déjà été présenté en II.B.3. et les profils de mesure time-lapse correspondent aux profils de la *Figure 0.42*. Les différentes campagnes d'acquisition sont tout d'abord replacées dans le cadre hydrodynamique. Puis, les résultats du suivi électrique et sismique sont analysés en terme de variations temporelles. Ces variations sont d'abord étudiées sur les données (résistivités apparentes et temps pointés), et enfin en comparant les modèles issus des inversions.

Dans la plupart des cas, la ligne étudiée sera divisée en deux parties : le secteur épikarstique ("epik" de l'abscisse 0 à 120 m) et le secteur de la doline ("dol" de l'abscisse 130 à 210 m).

#### III.C.2.a. Campagnes d'acquisition et conditions hydrodynamiques

En replaçant les différentes campagnes d'acquisition dans le cycle hydrodynamique (*Figure 0.45*) et en calculant les cumuls de précipitations dans les jours précédents les mesures (*Figure 0.46*), on observe que :

- ji09 (juillet 2009) est une période de moyennes eaux car elle est située dans une récession de débit deux mois après une crue majeure. Le niveau piézométrique est le plus haut des trois périodes de mesure, mais le cumul inverse de précipitations efficaces est quasi-nul un mois avant les mesures,
- av10 (avril 2010) correspond à une période de hautes eaux, car elle est située juste après un certain nombre de crues d'amplitude moyenne et car les précipitations sont assez importantes dans les deux mois précédents les mesures,
- ma11 (mars 2011) correspond à une transition entre un état basses eaux après une récession de trois mois et un état hautes eaux avec de fortes pluies sur les deux jours précédents et pendant les mesures.

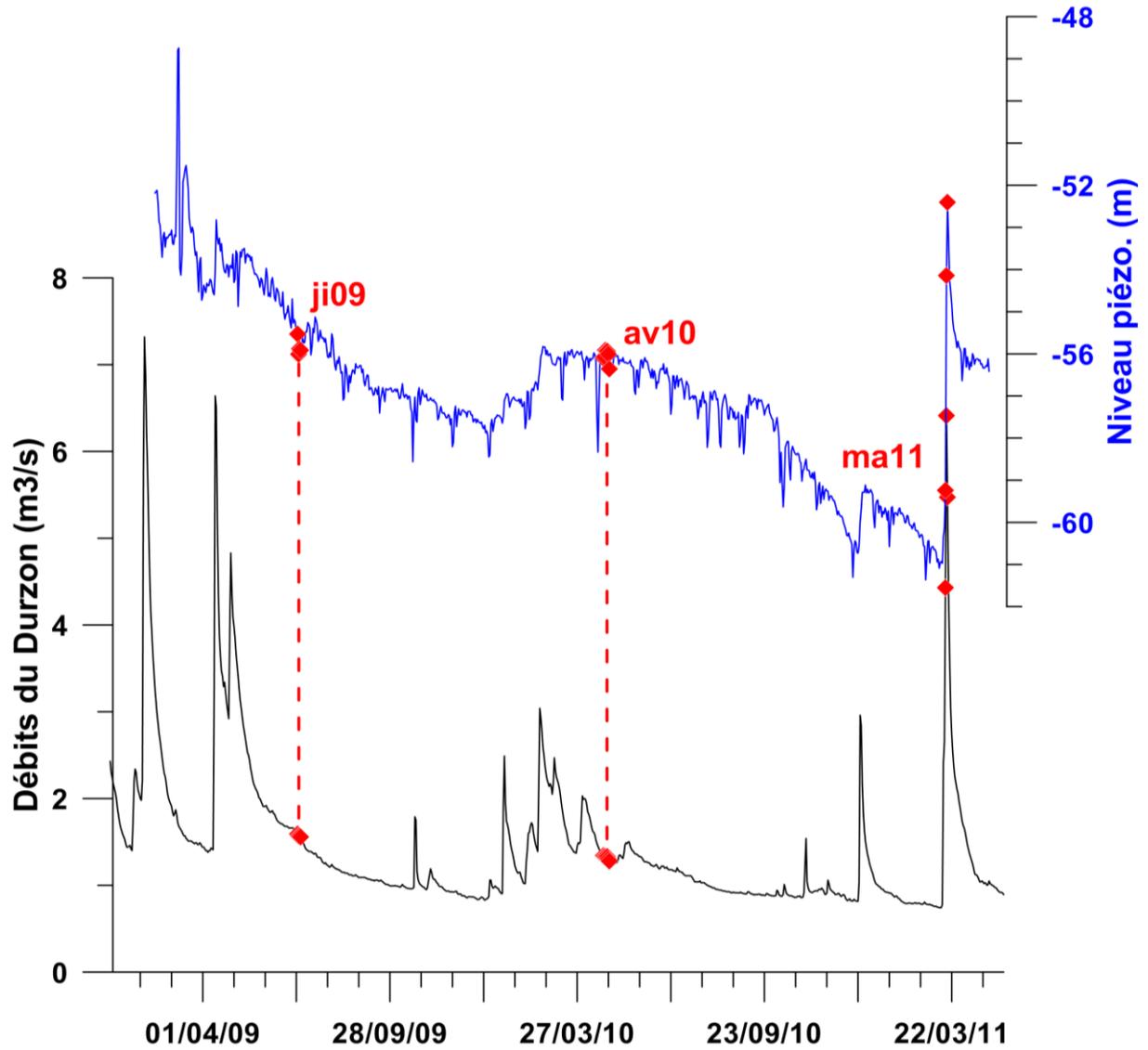


Figure 0.45 : Chronique des débits du Durzon en noir et du niveau piézométrique des Menudes en bleu.  
En rouge sont figurées les différentes campagnes d'acquisition

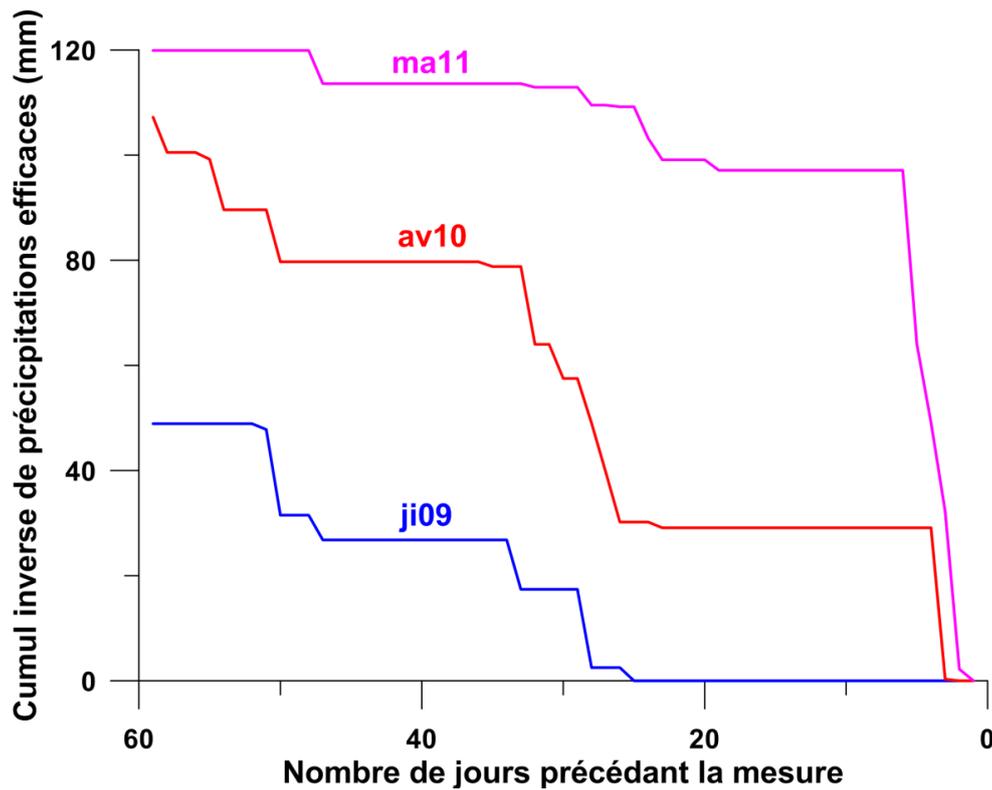


Figure 0.46 : Cumul inverse de précipitations efficaces (ETP fournie par Météo France)

### III.C.2.b. Suivi ERT

#### Les données

Tout d'abord, on peut remarquer que av10 et ma11 ont des résistivités apparentes plus faibles que ji09 (Figure 0.47).

La partie epik a un comportement singulier : au début les différences tendent vers zéro lorsque  $AB/2$  augmente, puis à partir d'un  $AB/2$  au delà de 30 m, les différences s'éloignent à nouveau de zéro. La comparaison entre les deux périodes les plus conductrices (ma11-av10) est plutôt étrange, car les différences sur les premiers écartements d'électrodes sont négatives avant de changer de signe sur les écartements plus longs dans le secteur epik.

Pour le secteur dol, les différences sont positives pour ma11-av10. Or, le cumul de pluie sur les quelques jours précédant les mesures montre clairement que ma11 a reçu trois fois plus de pluie que av10. On s'attend donc à ce que les premiers écartements d'électrodes montrent une différence négative. Les corrections de température pour ma11 ont peut être été sous-estimées car elles ne prennent pas en compte les variations de chaleur liées au passage de la pluie.

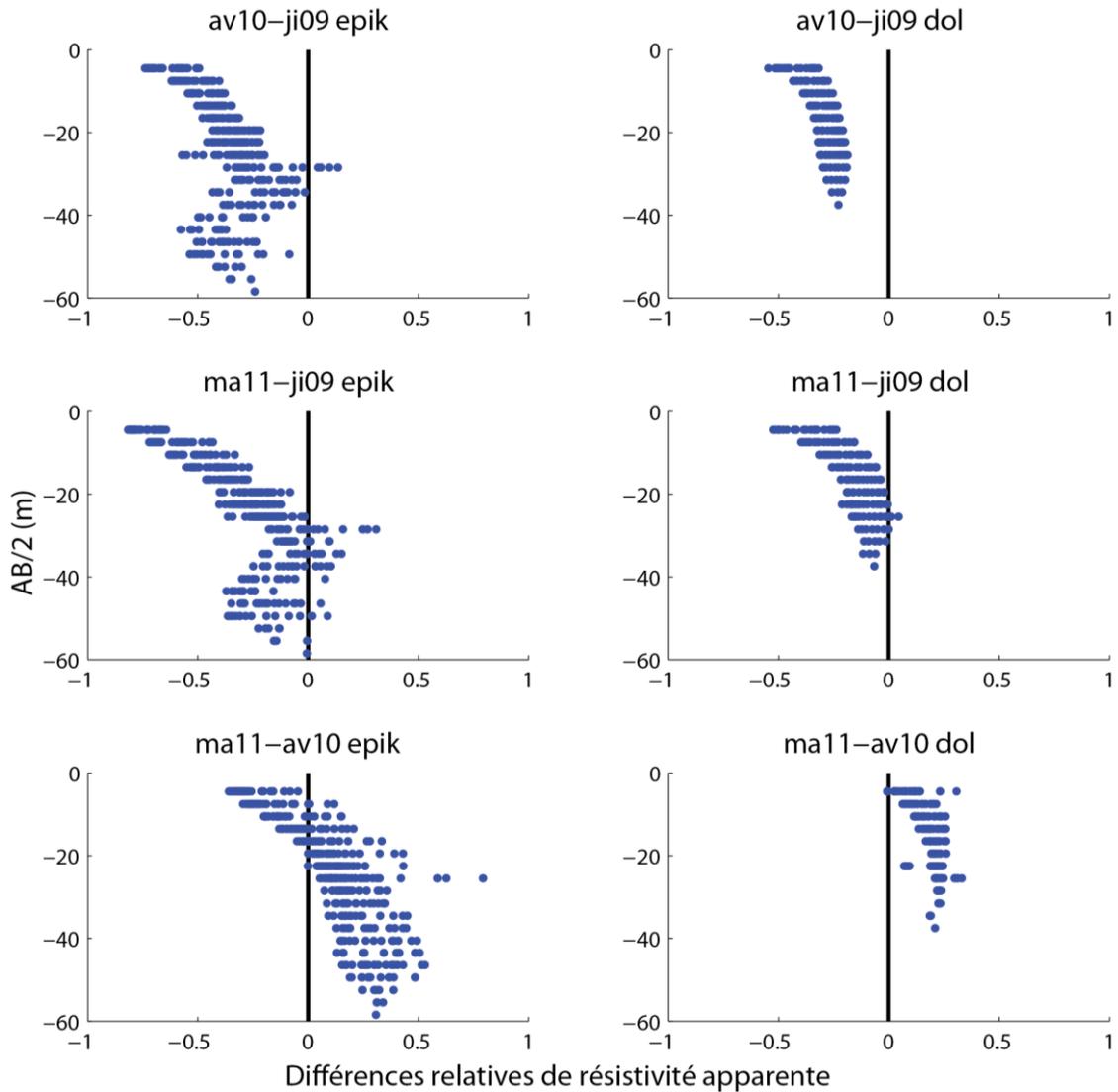


Figure 0.47 : Variations relatives des résistivités apparentes en fonction de la moitié de l'écartement maximal des électrodes (niveau) sur deux secteurs : epik (epikarst) et dol (doline)

### Le premier niveau

Les différences sur le premier niveau d'écartement d'électrodes montrent les mêmes tendances que sur le site des Menudes (Figure 0.48). En effet, les faibles résistivités (dans la doline) montrent peu de variations comparées aux plus fortes résistivités. Les comparaisons ma11-ji09 et av10-ji09 sont assez semblables, mis à part que av10-ji09 atteint une limite de variation pour les résistivités élevées alors que les variations continuent d'augmenter avec les très fortes résistivités pour ma11-ji09.

Le secteur epik (résistivités > 2000  $\Omega.m$ ) montre ainsi des variations de plus de 60% entre les périodes hydrodynamiques les plus contrastées.

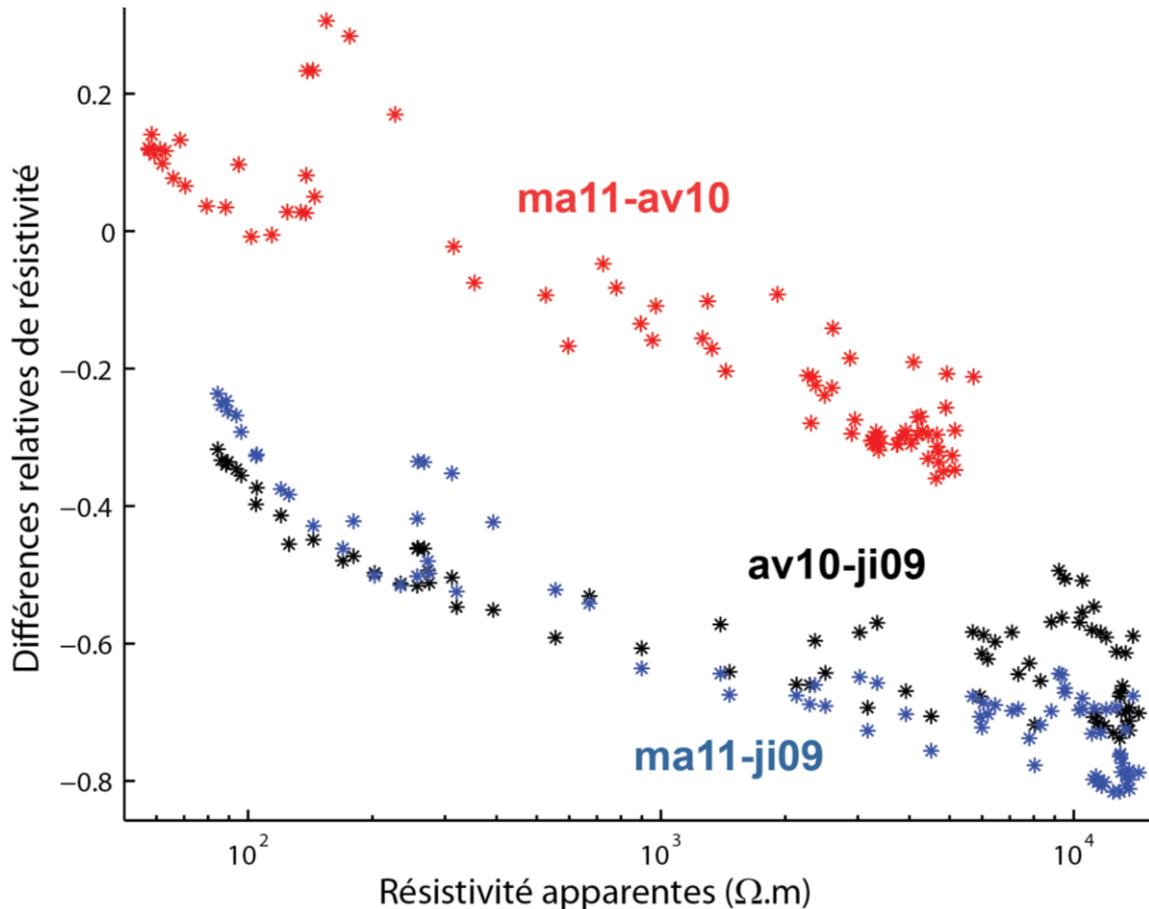


Figure 0.48 : Différences relatives des résistivités apparentes du premier niveau en fonction des résistivités entre les différentes acquisitions pour les deux secteurs

### Les modèles

Les différences entre modèles inversés montrent une frange de fortes variations négatives en proche-surface dans le secteur epik (Figure 0.49). Cette frange a une épaisseur moyenne de 5 à 10 m selon les périodes considérées. D'ailleurs, elle a à peu près la même forme pour av10-ji09 et ma11-ji09.

Par contre, les variations de résistivité en profondeur ne sont pas du tout les mêmes. En effet, av10-ji09 comporte très peu de variations comparées à ma11-ji09 ou même à ma11-av10. Alors que ji09 est certainement une période de basses eaux, les résistivités en profondeur à cette période sont plus faibles que celles de ma11. Il s'agit peut être d'un effet dû à une sous-estimation de la correction de température ou alors à un artefact d'inversion. D'un autre côté, ma11 correspond à une période de transition basses eaux/hautes eaux, ainsi il n'est pas impossible que la saturation en profondeur de ma11 soit plus faible que celle des deux autres périodes.

Outre les anomalies positives pour les comparaisons avec ma11, le secteur de la doline montre

très peu de variations négatives. Il y a juste une fine bande (< 2 m) où les résistivités ont diminué lors des comparaisons avec ji09, mais cela est sûrement dû à une inversion médiocre dans cette zone comme cela est expliqué dans la partie II.A.2.d.

Mis à part le problème avec ma11, le reste des résultats est assez bien corrélé avec les données hydrodynamiques : plus le cumul de pluie est fort, plus la résistivité de surface est faible dans la partie épikarstique.

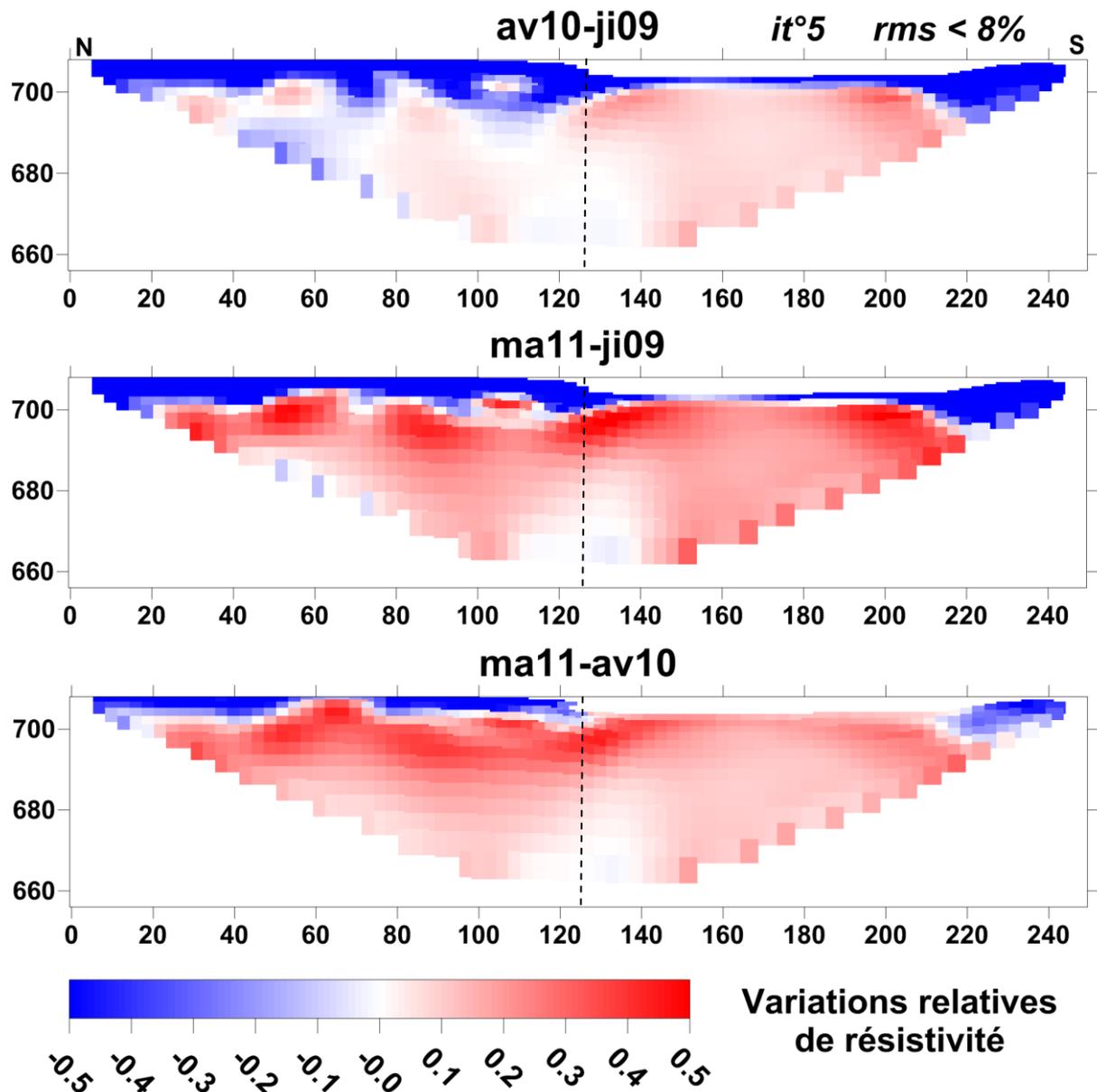


Figure 0.49 : Variations relatives des modèles de résistivité WS. La frontière entre les parties epik et dol est tracée en pointillés

### III.C.2.c. Suivi SRT

Les pointés individuels sur le secteur epik ainsi que leur moyenne par tranche d'offset sont tracés en *Figure 0.50* pour valider l'approche 1D de l'analyse de vitesse sur les moyennes (*Figure 0.51*).

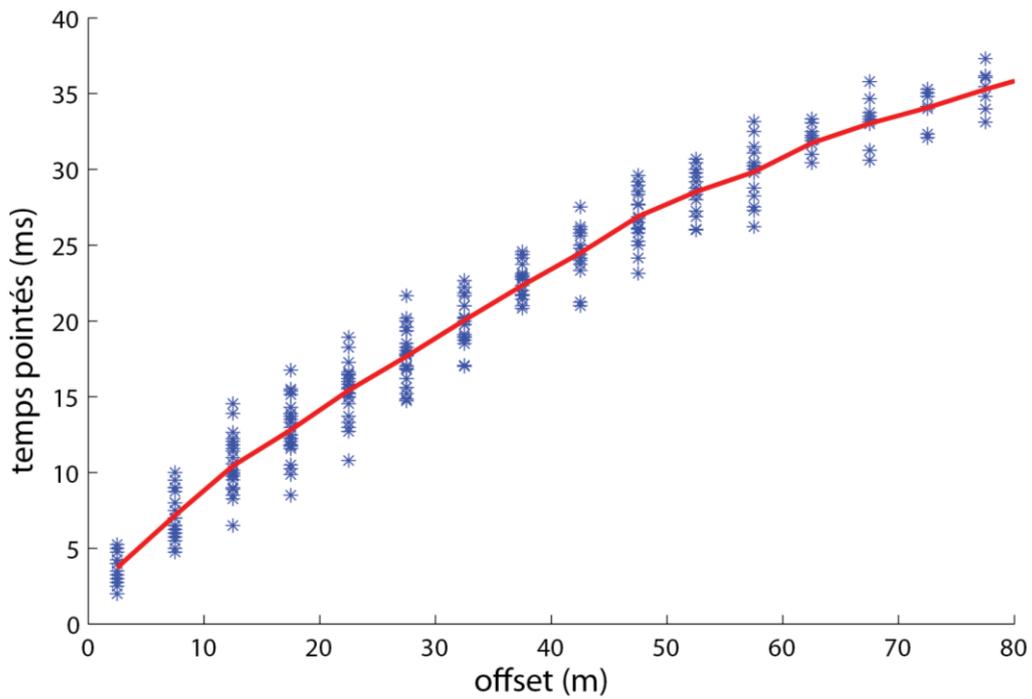


Figure 0.50 : Pointés et moyenne des pointés en fonction de l'offset pour oct09 sur le secteur epik

L'analyse de vitesse sur les hodochrones moyens du secteur epik montre quatre couches (Figure 0.51). Les deux premières correspondent à la proche-surface et les valeurs de vitesses associées sont bien corrélées avec le cumul de pluie. En effet, plus le cumul est fort plus la vitesse diminue (variations de 25 à 35%). Ceci peut être expliqué par l'effet densité, comme on l'a déjà expliqué sur le site des Ménudes.

Au niveau de la troisième couche, le comportement s'inverse car c'est ma11 qui a la plus forte vitesse, suivi de près par av10 puis par ji09. On peut expliquer ce résultat par l'effet densité plus important pour ji09 ou alors par un effet de saturation quasi-complète pour av10 et ma11. On peut également observer que ji09 a le meilleur "fit" sur la 3<sup>ème</sup> couche. Cette couche est ainsi plus homogène en période sèche.

La quatrième couche a un comportement temporel étrange car ji09 et av10 ont pratiquement la même vitesse et celle-ci est sensiblement supérieure (5%) à celle de ma11. L'interprétation est plus difficile car on ne sait pas si les fortes pluies de ma11 (quelques jours avant la mesure) ont eu le temps de s'infiltrer jusqu'à ces profondeurs.

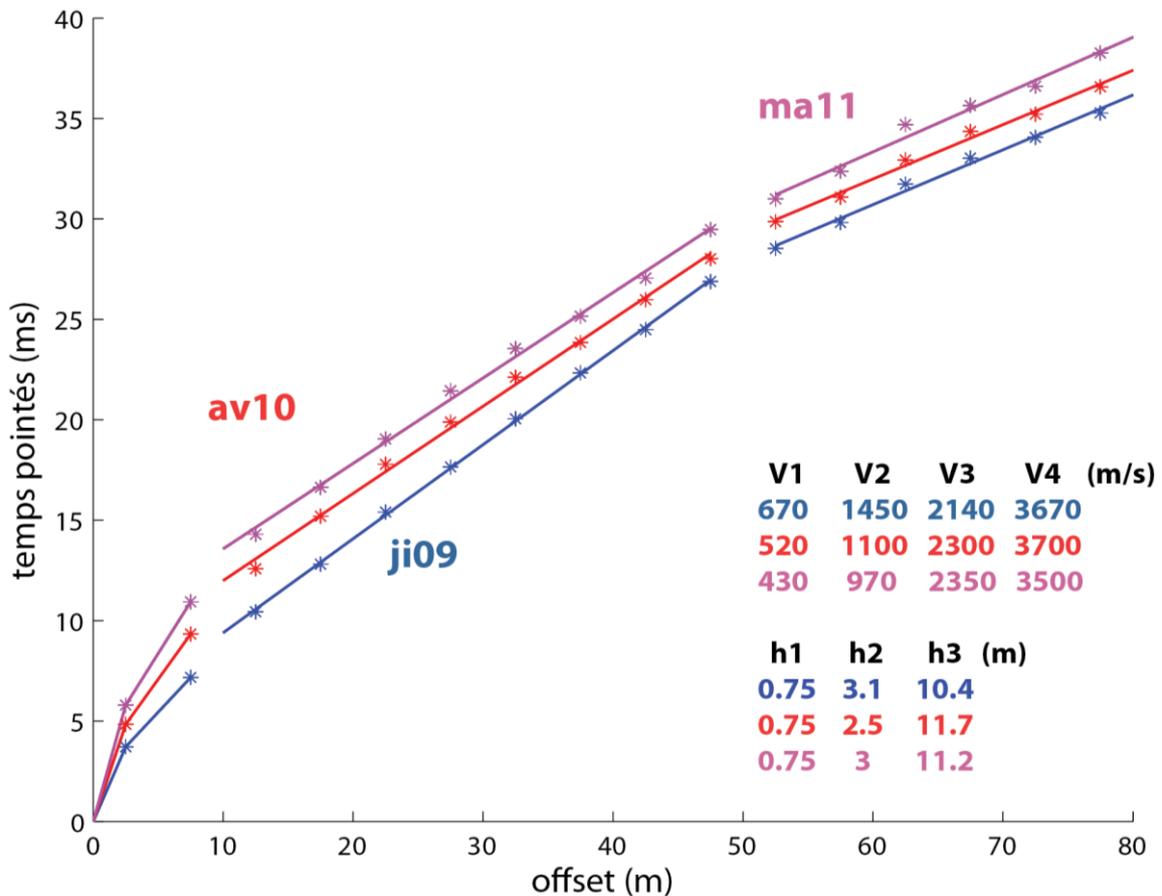


Figure 0.51 : Hodochrones moyens pour les acquisitions de oct09, av10 et ma11 sur le secteur epik. Les vitesses et les épaisseurs des couches y sont figurées

Les différences entre pointés nous indiquent où sont localisées les différences au sein d'une même couche (Figure 0.52). Tout d'abord, ces courbes montrent que les différences de temps de trajet entre ma11 et av10 sont à peu près constantes à part pour les deux premiers offsets. De plus, les courbes ma11-ji09 et av10-ji09 ont la même forme : accumulation d'un retard sur les deux premiers offsets (deux premières couches), retard à peu près constant jusqu'à l'offset 32.5 m, puis une diminution du délai sur les deux ou trois offsets suivants (fin de la troisième couche) avant une zone plutôt constante sur les derniers offsets (dernière couche).

Ainsi, étant donné que ma11 et av10 sont des périodes assez humides, on peut supposer que l'effet densité des eaux d'infiltration domine sur les deux premières couches (environ 4 m au total). Puis, après une zone de vitesse constante, l'effet de saturation quasi-complète pour ma11 et av10 provoque une hausse de vitesse par rapport à oct09 en fin de troisième couche (environ 14 m de profondeur).

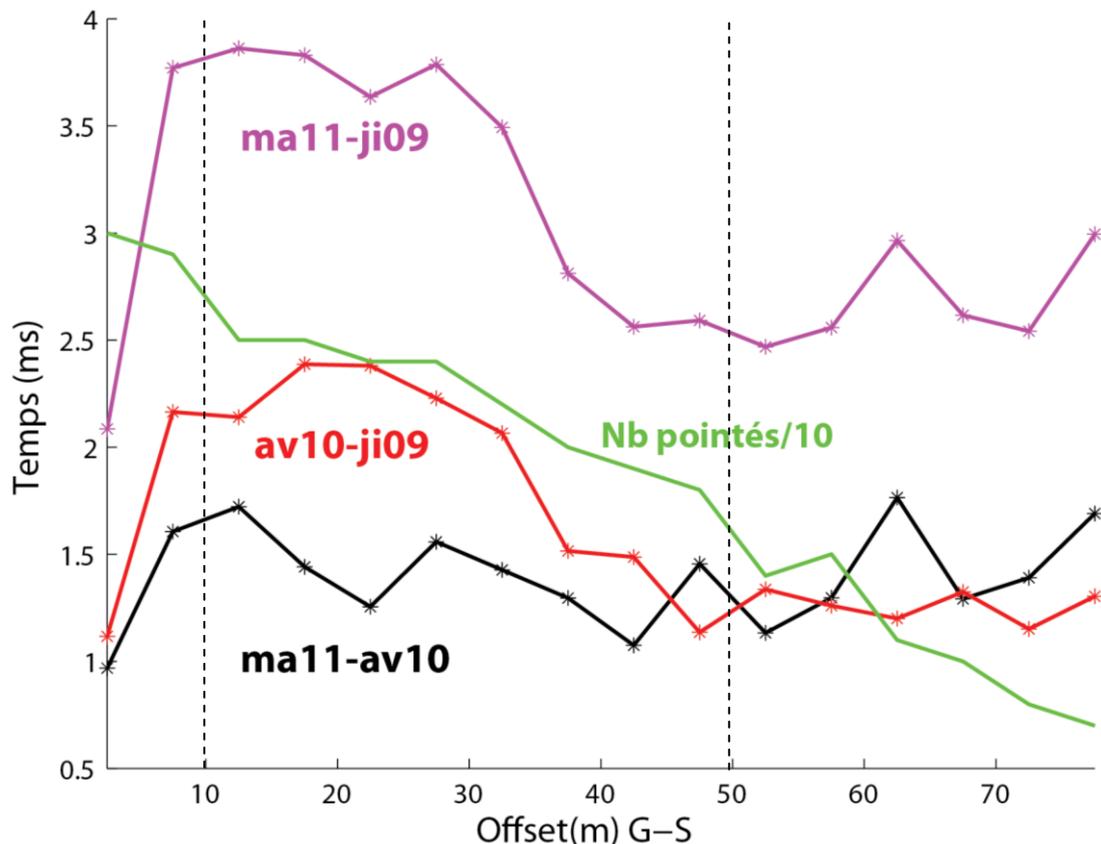


Figure 0.52 : Différences moyennes entre pointés en fonction de l'offset sur le secteur epik. La courbe verte est le nombre de pointés utilisés pour la moyenne divisé par 10. Les pointillés verticaux représentent les interfaces des couches 2-3 et 3-4

Au niveau de la doline (Figure 0.53), il y a assez peu de choses à décrire car on observe majoritairement une accumulation de retard sur les premiers offsets avant une zone de délai assez constant. Par contre, le retard accumulé est assez important : jusqu'à 6 ms. Ceci peut être expliqué par l'effet densité des eaux s'infiltrant dans la doline.

Comme sur le secteur epik, plus le cumul de pluie est important, plus grand est le retard accumulé.

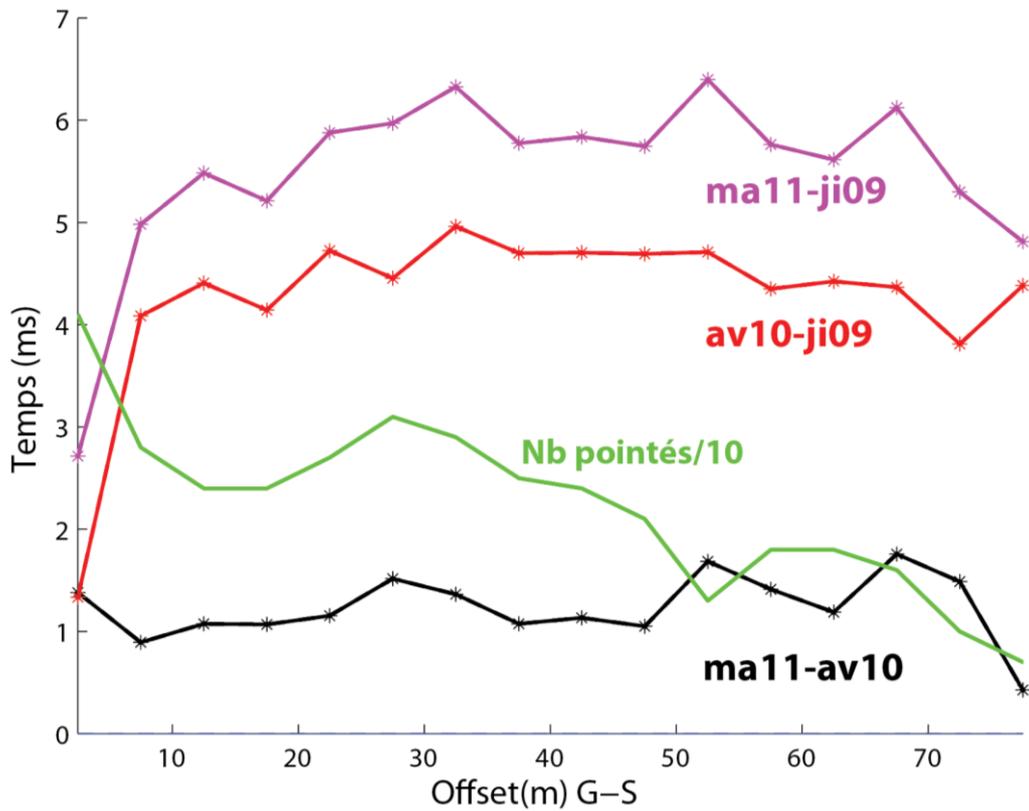


Figure 0.53 : Différences moyennes entre pointés en fonction de l'offset sur le secteur dol. La courbe verte est le nombre de pointés utilisés pour la moyenne divisé par 10

### CHAPITRE 3 : Suivi temporel des variations de saturation

Les différences entre les modèles inversés montrent une frange de variations négatives dans le secteur epik (*Figure 0.54*). Cette frange se situe en surface et est épaisse de 5 à 10 m selon l'endroit et les périodes considérés. Elle est interprétée comme une frange d'infiltration où l'effet densité domine dans la zone non saturé.

En dessous, on peut observer une zone de variations positives entre les abscisses 0 et 100 m pour les comparaisons avec ji09. Cette zone est plutôt horizontale surtout sur les modèles plus lisses à 20 itérations, et est épaisse d'une bonne dizaine de mètres. Cette zone est interprétée comme zone de stockage avec des saturations quasi-complètes pour av10 et ma11.

Les variations au delà d'une vingtaine de mètres de profondeur dans le secteur epik ne sont pas interprétables étant donné que les modèles ne sont pas bien contraints dans cette zone.

Le secteur de la doline montre une zone de variation négative assez épaisse (jusqu'à 20 m) pour les comparaisons avec ji09. On peut penser que la zone d'infiltration y est plus épaisse que dans le secteur epik. On peut voir également une zone de variation positive plus en profondeur entre les abscisses 110 et 160 m.

Par contre, la comparaison entre les deux périodes humides (ma11 et av10) sur le secteur de la doline n'indique que peu de variations et ne comporte pas de structure de taille aussi importante que dans les autres comparaisons à proximité de la surface. Or, le cumul de pluie de ma11 est plus fort que celui de av10 et il semble aussi y avoir plus d'infiltration (effet densité) sur ma11 que sur av10 sur le secteur epik. Comme on ne voit pas de structure cohérente liée à la présence d'eau sous la doline, on peut penser que soit l'eau supplémentaire est partie ailleurs ou alors que sa présence dans les matériaux de remplissage de la doline n'engendre pas de variation de vitesse conséquente.

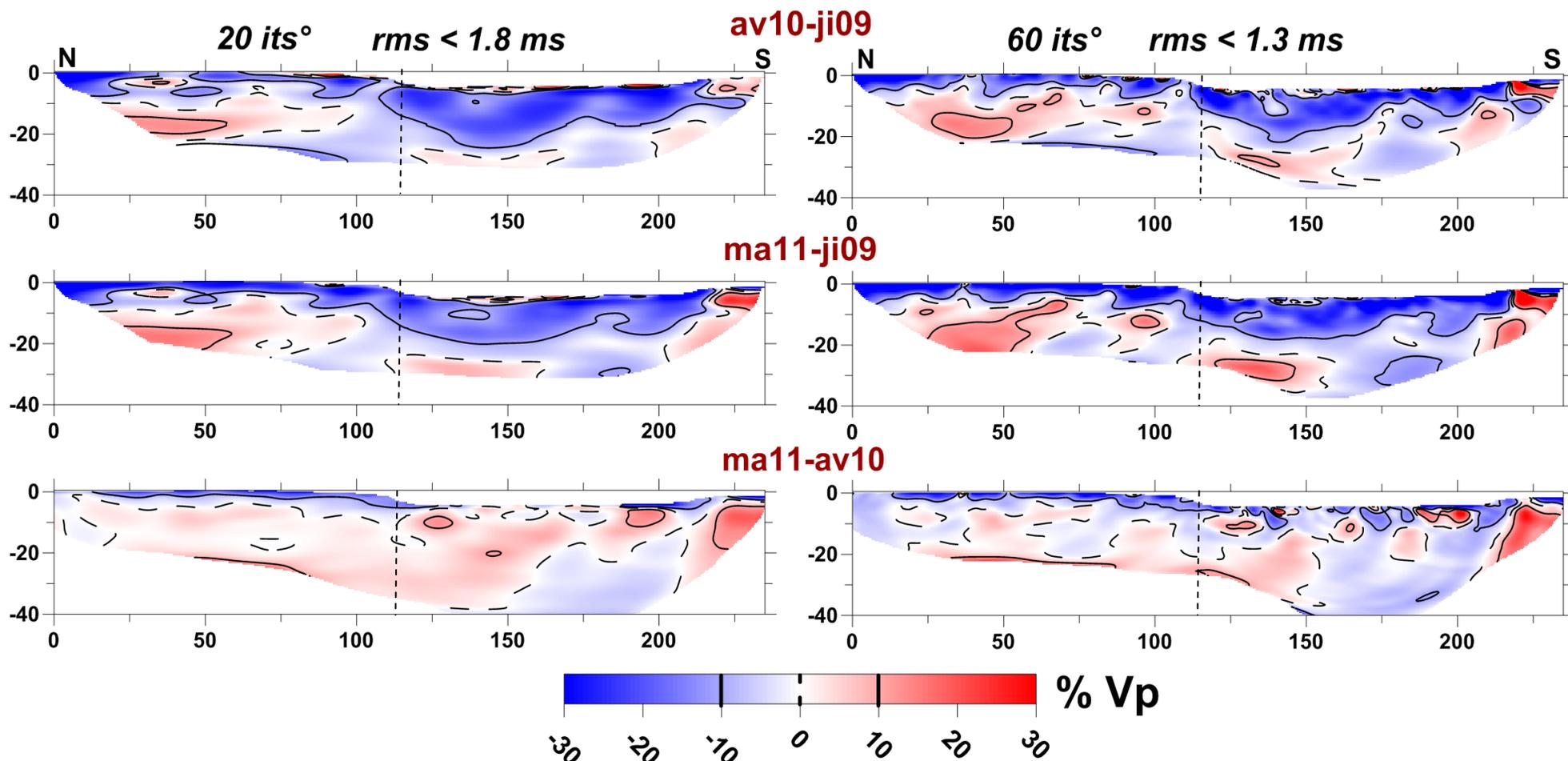


Figure 0.54: Différences relatives entre les modèles inversés. 20 itérations à gauche et 60 itérations à droite. La frontière entre les parties epik et dol est tracée en pointillés

### III.C.3. Conclusions sur le suivi de l'épikarst

Sur le site des Ménudes, le suivi temporel ERT et SRT permet de distinguer un contraste entre la partie nord et la partie sud du profil, à l'analogie des résultats structuraux (cf. *infra II.B.2.*). Les argiles de la partie nord ont en effet un comportement face à la saturation différent des sables et dolomies : les résistivités des argiles ne sont pas beaucoup affectées par la pluviométrie et les vitesses augmentent dans cette zone alors qu'elles diminuent dans le côté sud lors des périodes de hautes eaux. La zone en profondeur sous couverture d'argiles réagit vraiment différemment des secteurs épikarstiques d'un point de vue sismique. On a soit un milieu mal drainé où l'eau est stockée assez longtemps, soit un milieu plutôt bien drainé où il n'y a pas vraiment de stockage. Cependant, les hétérogénéités structurales jouent un certainement un rôle plus complexe avec des zones très saturées et d'autres moins.

Sur la partie où sables et dolomies affleurent (sud), les variations profondes de vitesses sont assez corrélées aux résultats structuraux. En effet, le secteur avec des trous importants dans la couverture sismique a des variations négatives de vitesse, on peut l'expliquer par une zone bien drainée où la saturation n'est jamais complète. D'autre part, une structure horizontale à la fois conductrice électriquement et aux variations de vitesses positives en milieu de profil est cohérente avec un couloir d'altération où l'eau stockée poursuit son processus corrosif.

Sur l'Hospitalet, les variations de résistivité de la proche-surface de l'épikarst réagissent conformément aux cumuls de précipitation. Au même endroit, les vitesses diminuent en proche-surface comme sur la partie des dolomies affleurantes sur les Ménudes. Cette zone pourrait correspondre à la zone d'infiltration où la saturation n'est quasiment jamais complète. Ainsi, la zone d'infiltration sous la doline est plus épaisse, ce qui est cohérent avec sa fonction d'infiltration préférentielle.

Par contre, la partie entre 10 et 20 m de profondeur dans la partie épikarstique voit ses vitesses augmenter lors des périodes de hautes eaux. De plus, cette zone est altérée comme on l'a vu sur les résultats structuraux (cf. *infra II.B.3.*). L'explication la plus plausible est que cette zone correspond à un couloir d'altération avec une fonction de stockage où l'eau aide à l'élargissement de la zone fantômisée.

Le suivi temporel RMP réalisée par le LTHE (Boucher *et al.*, 2010) montre des variations de teneur en eau uniquement dans les quatre premiers mètres (*Figure 0.55*) sur le site de l'Hospitalet. Ces résultats ne sont pas vraiment conformes avec le suivi ERT et SRT, même si on distingue aussi d'importantes variations dans les premiers mètres. Toutefois, les sondages n'ont pas été réalisés au même endroit que les suivis ERT et SRT. Il est probable que la présence du couloir d'altération favorise une circulation et un stockage d'eau plus profond.

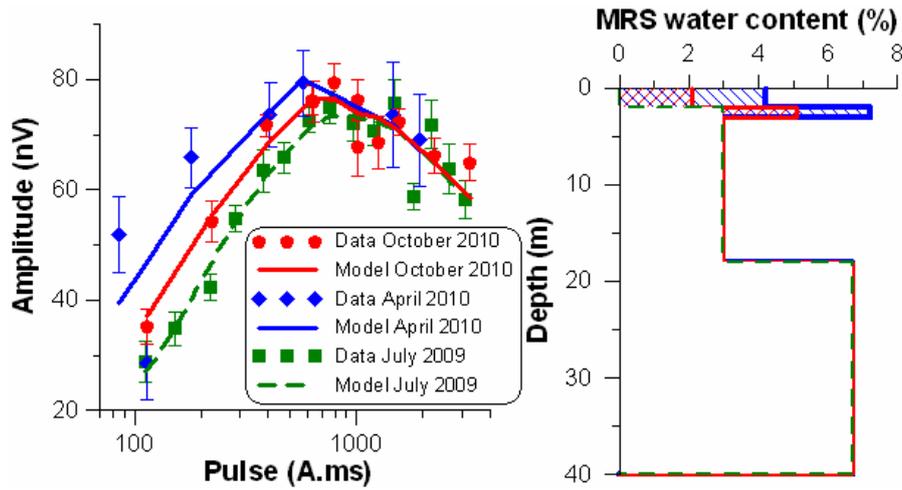
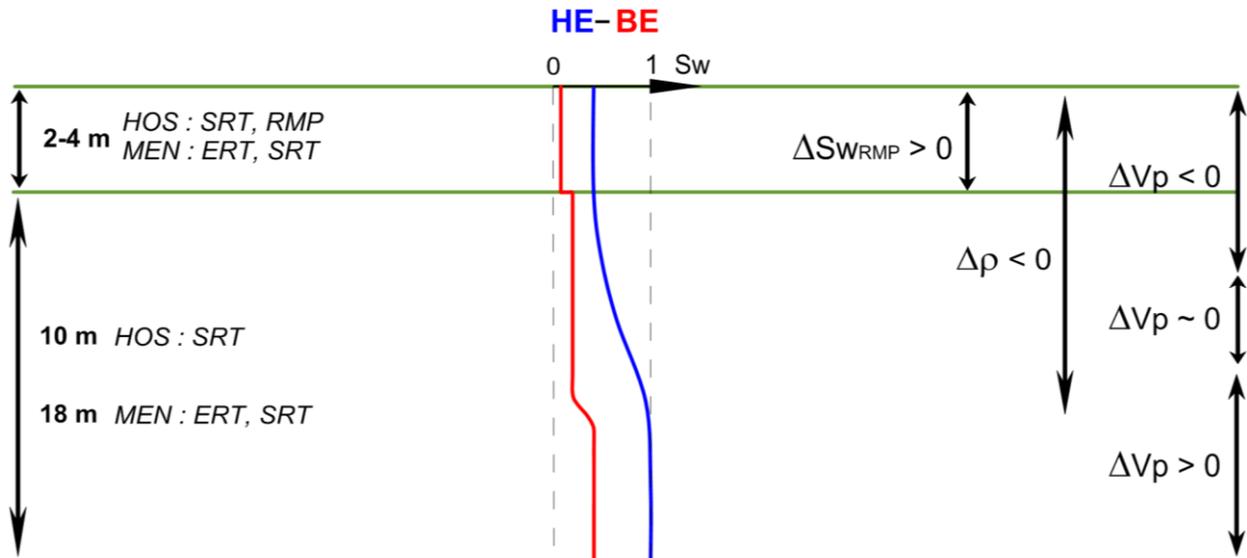


Figure 0.55 : Modélisation de la variation du stock d'eau depuis juillet 2009 sur le site de l'Hospitalet. A gauche, amplitudes des signaux RMP mesurées et modélisées d'après les profils de teneur en eau de droite (Boucher *et al.*, 2010)

En synthétisant les informations géophysiques sur les zones épikarstiques des Ménudes et de l'Hospitalet, nous proposons le modèle conceptuel de la *Figure 0.56* : une première couche très altérée de 2 à 4 m qui sert majoritairement de zone infiltrante pour la deuxième couche où une accumulation d'eau peut s'établir à partir de l'interface avec la troisième couche.



**Figure 0.56 : Modèle conceptuel de l'épikarst à partir des interprétations géophysiques sur le secteur epik de HOS et sur le secteur sud de MEN. Les différences sont toujours dans le sens hautes eaux (HE) -basses eaux (BE)**

Etant donné la puissance importante des dolomies bathoniennes (> 100 m ; Charcosset, 1998), on peut supposer que ces couches géophysiques correspondent à des états d'altération différents de la même couche géologique.

La porosité de la première couche diminuerait avec la profondeur et celle-ci aurait été acquise majoritairement par altération météorologique et fracturation. Dans cette interprétation 1D, la deuxième couche correspond à une couche de porosité constante acquise surtout secondairement par fracturation et par dissolution/fantômisation. La troisième couche (non représentée) aurait une plus faible porosité essentiellement composée de fractures. Son toit correspondrait justement à la limite inférieure du front de dissolution/fantômisation.

Ce modèle 1D ne reflète que les variations moyennes des paramètres géophysiques. Bien entendu, la réalité est en 3D voire même en 4D lorsque l'on rajoute l'évolution temporelle de la structure du massif.

### **III.D. Synthèse sur le suivi temporel**

Avant d'entrer plus en détail sur le suivi temporel ERT puis SRT, on va d'abord discuter de l'impact de la saturation sur les interprétations. Pour l'électrique, une fois, la température corrigée, une augmentation de saturation peut faire diminuer les résistivités apparentes d'au moins 50%. Cela peut avoir un impact énorme sur les résistivités inversées, mais on a observé en réalité que les contrastes électriques restent toujours visibles et que les interprétations en terme de structure ne sont pas vraiment altérées. Toutefois, il vaut mieux réaliser les mesures en hautes eaux pour assurer une certaine humidité dans le sol et donc un bon couplage sol-électrodes.

Pour la sismique réfraction, on a observé à deux reprises que la distribution de vitesse est plus homogène lors des périodes de basses eaux que lors des hautes eaux. Cela peut s'expliquer par une saturation plus hétérogène en hautes eaux, entraînant alors des hétérogénéités de vitesse. Par ailleurs, les analyses des pentes des hodochrones ont montré des épaisseurs de couche différentes (jusqu'à 1.5 m de différence) selon la période considérée. Ainsi, si on veut distinguer des limites géologiques, il vaut mieux travailler en basses eaux, pour limiter l'effet de l'eau sur les interprétations.

Il faut aussi souligner l'importance du repositionnement des capteurs pour le suivi temporel comme cela est expliqué dans les parties III.A.1.c. et III.A.2.b. La mesure de la topographie à chaque acquisition est importante comme cela est indiqué en Annexe 2.

### III.D.1. Synthèse du suivi ERT

Le suivi temporel de résistivité s'est révélé assez rapidement handicapé sur les sites étudiés pour différentes causes :

- les effets de la température peuvent être très importants lors d'un suivi saisonnier et les corrections nécessitent des données in-situ. Par ailleurs, les logiciels d'inversion ne prennent pas encore la température en compte lors du calcul des modèles,
- les effets des petites hétérogénéités superficielles, même corrigés, peuvent dégrader la qualité du jeu de données Time-lapse. Ces effets peuvent être très forts dans les milieux calcaires,
- les problèmes d'équivalence lors du calcul des modèles empêchent une robustesse des modèles inversés et peuvent poser des problèmes pour l'interprétation Time-lapse.

Du coup, pour toutes ces raisons ainsi que pour la perte de résolution en profondeur intrinsèque aux méthodes diffusives, on observe majoritairement une diminution des résistivités conforme avec le cumul de pluie précédant les mesures, suivie d'une hausse des résistivités en profondeur douteuse car non conforme aux données hydrodynamiques. Ainsi, le suivi ERT semble donner des informations intéressantes uniquement sur la proche-surface, affectée par des variations hydrologiques à haute résolution.

Les mesures de résistivité Time-lapse ont aussi mis en évidence des effets intéressants sur le premier niveau d'électrodes. Les fortes résistivités sont beaucoup plus affectées par la pluie que les faibles résistivités et les courbes des variations de résistivité en fonction de la résistivité ont des formes bien particulières et similaires sur trois sites différents. Les variations de résistivité lors d'événements pluvieux intenses tendent vers une valeur constante pour les fortes résistivités. Or, la loi d'Archie montre que pour une même variation de saturation, la variation de résistivité est constante quelque soit le milieu considéré. On pourrait donc penser que les dolomies (et les sables dolomitiques) obéissent à la loi d'Archie. Cependant, il faudrait des mesures en conditions hydrodynamiques contrôlées pour vérifier ce comportement.

Les variations des faibles résistivités ont aussi un comportement particulier avec la résistivité lors de fortes pluviométries. En effet, les très faibles résistivités ne montrent que très peu de variations et ces dernières augmentent de façon linéaire avec la résistivité. On peut penser que plus la résistivité est faible, plus le contenu en argiles est important et plus l'influence de l'eau

est moindre à cause de la conductivité de surface des argiles.

Le suivi temporel de résistivité, lorsqu'il a marché, n'a pas apporté vraiment d'informations supplémentaires sur la compréhension de la recharge ni sur la localisation de la ressource. Par contre, il peut s'avérer utile pour estimer l'humidité de la proche-surface. Dans ce manuscrit, le suivi ERT a permis de comparer les états hydriques de la proche-surface entre les périodes de mesures et ainsi de confirmer ceux suggérés par les indices hydrodynamiques.

### III.D.2. Synthèse du suivi SRT

Le suivi temporel sismique s'est révélé très intéressant, car des variations conséquentes de temps pointés et de vitesses ont été observées. Cependant, le bruit extérieur (vent, pluie, machines...) lors des mesures peut rapidement dégrader la qualité des données et limiter grandement les interprétations (exemple du Blagour de Chasteaux).

L'analyse de vitesse, les différences de pointés et les inversions 2D montrent un comportement particulier des vitesses sismiques face aux variations de saturation. Les vitesses de la zone altérée en proche surface diminuent de manière conséquente lors d'événements pluvieux (jusqu'à 35%). Ainsi, la relation de Wyllie *et al.* (1956 ; 1958) n'est pas du tout adaptée car celle-ci prédit une augmentation de vitesse avec la saturation. Par contre, la relation de Gassmann permet d'expliquer une partie de cette diminution, mais l'effet de l'augmentation de densité ne suffit pas à expliquer la totalité de ces baisses de vitesses. En effet, les modélisations selon la théorie de Gassmann réalisées en III.A.2.a ne peuvent expliquer qu'au maximum 10% des variations en prenant des paramètres assez extrêmes (porosité de 30% et densité sèche de 1800 kg/m<sup>3</sup>). De plus, en prenant simplement une pluie de 100 mm répartie sur 1 m de profondeur dans un milieu de 2000 kg/m<sup>3</sup>, celle-ci provoque simplement une augmentation de densité de 5%, soit un effet sur la vitesse d'au maximum 2.5%.

Ainsi, il faut invoquer d'autres phénomènes capables de provoquer cette baisse de vitesse. Adam *et al.* (2006) et Khazanehdari et Sothcott (2003) ont observé une diminution du module de cisaillement avec la saturation et proposent plusieurs raisons à cette diminution comme l'agrandissement des pores et des fractures avec la saturation. Fratta *et al.* (2005) et Cho et

Santamarina (2001) ont réalisé des mesures du module et de la vitesse de cisaillement tout au long de la saturation dans des matériaux non consolidés. Une chute brutale de vitesse  $S$  est observée en début de saturation et la vitesse diminue encore avec la saturation à cause de l'effet densité. Les phénomènes comme la variation de force capillaire ou la dégradation des propriétés mécaniques du solide sont proposés par ces auteurs pour expliquer les variations observées. Vialle et Vanorio (2011) montrent aussi que les réactions entre le fluide et la matrice solide comme la dissolution peuvent dégrader le module de cisaillement et le module d'incompressibilité sur des mesures ultrasoniques en laboratoire. Vanorio *et al.* (2008) ont montré également ce phénomène en mesurant le module d'incompressibilité sur des échantillons saturés en fluide chargé en  $\text{CO}_2$  et en fluide chargé en  $\text{CaCO}_3$ . Le module mesuré avec le fluide agressif pour les carbonates est plus faible que celui prédit par Gassmann et que celui mesuré avec la solution riche en calcium.

Ainsi, l'évolution du module de cisaillement avec la saturation ainsi que l'effet de la dissolution sur les modules d'incompressibilité et de cisaillement semblent être les phénomènes à étudier pour pouvoir relier modèles et mesures et éventuellement revenir à des estimations de saturation.

Les temps pointés et les modèles montrent également une hausse de vitesse en profondeur lors des périodes plus humides. On peut proposer plusieurs scénarios. Tout d'abord, on peut penser tout simplement à un front d'infiltration différé en profondeur pour les mois plus secs. Ce serait donc un effet densité (associé à la diminution du module de cisaillement par exemple) qui pourrait expliquer une baisse de vitesse en période sèche. Cependant, cette hypothèse n'est pas vraiment conforme avec les données hydrodynamiques, car les périodes humides ont aussi un cumul de pluie important sur le long terme. De plus, l'acquisition en oct09 s'est déroulée dans des conditions particulièrement sèches sur le long terme.

En écartant ce dernier scénario, il ne reste que les augmentations de vitesses liées à une saturation proche de 100% en périodes humides pour expliquer les résultats. Cependant, cette augmentation de vitesse peut être liée soit à une saturation quasi-complète du milieu en suivant la théorie de Gassmann, soit à une saturation partielle comprenant des "patches" complètement saturés et d'autres plutôt secs. Ainsi, cette hausse de vitesse peut être causée par la saturation des hétérogénéités structurales (patches) ou alors tout simplement par une saturation très élevée en général du milieu considéré.

Dans tous les cas, les zones où les vitesses augmentent peuvent être considérées comme des zones de stockage associées à un contraste de perméabilité limitant l'infiltration. Néanmoins, il ne faut pas perdre de vue que les mesures ont été réalisées sur des zones très particulières. En effet, le profil se situe sur un couloir d'altération à l'Hospitalet et la moitié sud du profil des Menudes montre beaucoup d'hétérogénéités liées aux différents stades d'altération de la dolomie. Or, comme le principal produit d'altération de la dolomie est le sable, on peut penser que ces zones de stockage sont contenues dans la dolomie fantômisée et faiblement cimentée.

Il faudrait faire un forage ou une tranchée pour confirmer ces interprétations ou bien faire du suivi temporel sur une zone peu altérée pour comparer. L'idéal serait de refaire une campagne de sismique 3D pour voir comment les vitesses évoluent en 3D et d'observer si les vitesses de la zone altérée varient plus que sur des zones saines. Cela permettrait également de voir si il y a de l'anisotropie dans les variations de vitesse et de relier ce phénomène aux fractures plus ou moins transmissives (ouvertes/fermées...).

Il semble que le suivi SRT permettent de bien identifier les zones d'infiltration et les zones de stockage, cette méthode pourrait donc être très utile à la détection de la ressource à faible profondeur ainsi que pour des études de vulnérabilité locale. En effet, les zones infiltrantes en profondeur peuvent être en communication plus ou moins directe avec la ressource exploitable. Le suivi SRT pourrait alors permettre de les localiser.



---

**CONCLUSIONS  
ET  
PERSPECTIVES**

---

## *Conclusions et Perspectives*

## **Les sites**

Le site de Grand contient des morphologies karstiques particulières et il est remarquable par la proximité entre les structures infiltrantes (dolines de soutirage ?) et les exutoires temporaires (terres émissifs). Ce système semble de petite dimension et il est soumis à de fortes variations de niveau piézométrique. Si du temps supplémentaire avait été disponible, il aurait été intéressant de réaliser un suivi temporel sismique dans des conditions hydrodynamiques contrastées. En effet, on peut se demander si la signature temporelle sera la même que sur l'épikarst du Larzac, d'autant plus qu'il peut y avoir une calibration avec la mesure du niveau piézométrique. Ce site offre donc un certain potentiel, pour peu que le contraste entre la couverture d'alluvions et les calcaires sous-jacents ne limite pas trop la profondeur de pénétration de la sismique.

Le site du Blagour de Chasteaux apparaissait au début comme un site d'étude idéal, cependant, les activités anthropiques ont fortement limité son potentiel. En effet, la présence d'une canalisation métallique et l'impact des pompes ont handicapé les méthodes électriques et sismiques. De plus, la difficulté d'accès aux données souterraines ainsi que la proximité entre le piézomètre et le pompage ont empêché une caractérisation de l'aquifère et une corrélation efficace entre le niveau piézométrique et les résultats géophysiques. Malgré ces problèmes, la sismique a identifié une zone plus altérée, où les potentialités aquifères doivent être plus importantes. Outre les variations de vitesse liées à des variations de saturation dans la couche d'alluvions, le suivi temporel sismique montre une signature qui ressemble en partie à celle du suivi sur l'épikarst du Larzac. Les conclusions tirées sont que les augmentations de charge enregistrées au piézomètre reflètent une saturation partielle au toit de l'aquifère.

Le site de l'Hospitalet est marqué par de forts indices de karstification (dolines et avens), et plus particulièrement par la fantômisiation de certaines dolomies affleurantes. Les résultats géophysiques suggèrent un couloir d'altération (fantômisiation ?) prononcée le long d'une fracture. Ce couloir a en effet la même direction que la fracturation locale, et la doline ainsi que l'aven semblent liés à cette fracture par leur proximité. Le suivi temporel indique un certain stockage dans le couloir altéré juste en dessous d'une frange d'infiltration de quelques mètres. On a pu voir également que l'épikarst aux alentours de la doline est assez altéré, ce qui est cohérent avec la formation et la fonction de la doline. La doline ne montre pas

vraiment de stockage d'eau, mais plutôt une zone d'infiltration assez épaisse. Même si la connexion entre l'épikarst et la doline ou l'aven n'est pas claire, on peut voir que les résultats concordent bien avec le modèle de Williams (1983), où l'épikarst a une fonction de stockage et les dolines une fonction d'infiltration.

Le site des Menudes est localisé sur le même bassin hydrogéologique que celui de l'Hospitalet, mais il est bien plus en aval et surtout mal drainé. C'est donc une zone potentielle pour le stockage épikarstique. Les mesures ont mis en évidence deux secteurs séparés par un vallon fluvio-karstique. Les résultats géophysiques et les observations de terrain montrent d'un côté un milieu très hétérogène composé de dolomies saines, fracturées et de sables dolomitiques, tandis que l'autre côté est caractérisé par une couverture d'argiles surplombant des sables et dolomies certainement fantômisées. Le fonctionnement hydrodynamique est également différent pour ces deux zones. En effet, le secteur aux dolomies affleurantes montre une signature temporelle identique à celle de l'épikarst de l'Hospitalet (infiltration puis stockage) ; à part une zone particulière, caractérisée par des trous de couverture sismique (fractures, vides importants ?), où l'infiltration semble prédominer sur le stockage. Dans l'autre secteur, les argiles retardent certainement l'infiltration et le suivi temporel suggère un stockage des eaux de pluie dans ces milieux argileux superficiels. Dans les formations sous-jacentes, le comportement temporel sismique est vraiment différent du secteur sud. Le lien avec le vallon n'est pas clair, mais on peut penser qu'une structure sous le vallon draine les eaux épikarstiques des secteurs nord et sud.

### **Les méthodes**

L'approche multi-site a permis de pointer les points forts et les faiblesses de la tomographie électrique en milieu karstique. Celle-ci peut s'avérer très efficace pour identifier des matériaux et préciser leur géométrie, comme par exemple dans les dolines d'Orniac ou de Grand. C'est une méthode plutôt rapide (1h30 environ pour 48 électrodes espacées de 5 m) qui permet aussi d'identifier des anomalies dans l'épikarst ou même l'extension et l'épaisseur de la couverture. Néanmoins, en cas de très fort contraste de résistivité, cette méthode s'est avérée incapable de reconstruire la forme de la doline sur l'Hospitalet. De plus, elle peut se révéler très handicapée par les hétérogénéités superficielles sur certains terrains sans couverture pédologique, et plus particulièrement pour le suivi temporel, où les données se

doivent d'être irréprochables. Il y a également d'autres problèmes quant au suivi temporel : tout d'abord les problèmes d'équivalence de solution lors de l'inversion mais aussi les corrections de température où les données sont souvent manquantes et où la manière de corriger est approximative.

Afin de réduire l'influence des résistances de prise et des hétérogénéités superficielles, il suffit de réaliser les mesures pendant ou après une période pluvieuse. Sinon, il vaut mieux creuser des trous et placer les électrodes à l'intérieur avec un matériau conducteur (bentonite par exemple). Le problème des équivalences ne peut pas vraiment être résolu, à moins de mesurer les résistivités in-situ dans un forage par exemple. Dans ce cas là, on pourrait directement corriger l'effet de la température sur les résistivités in-situ et le forage pourrait alors servir de point de calage pour le suivi temporel par ERT.

La tomographie sismique, quoique plus longue à mettre en œuvre que l'électrique (3h environ pour 48 géophones espacés de 5 m), a montré son efficacité pour la reconstruction de la géométrie des dolines et aussi pour identifier des zones altérées dans l'épikarst. Elle a l'avantage d'être efficace sur des terrains très résistants où l'ERT peut être limitée. Par contre, le pointé manuel des premières arrivées est très dépendant de l'utilisateur et le pointé automatique est vite handicapé par le bruit sismique. Par ailleurs, le choix de pointer le début des premières arrivées et non le maximum a peut être une influence non négligeable sur le modèle, surtout pour le suivi temporel.

Le suivi SRT s'est montré très intéressant même si tous les phénomènes ne sont pas bien compris. En effet, des variations conséquentes de temps de trajet et de vitesse ont été observées sur trois sites en comparant les hautes eaux par rapport aux basses eaux. Il y a tout d'abord une baisse importante de vitesse attribuée en partie à l'ajout de masse d'eau en zone non saturée sur les premiers mètres. Ainsi, la relation de Wyllie *et al.* (1956 ; 1958) n'est pas du tout adaptée car celle-ci prédit une augmentation de vitesse avec la saturation, alors que la relation de Gassmann permet d'expliquer une partie de cette diminution. Il faut noter également que le suivi SRT a permis de mettre en évidence le comportement différent des argiles et des dolomies sur le site des Ménudes. En effet, les vitesses de la partie argileuse ont augmenté en hautes eaux, peut-être à cause d'une saturation complète liée à la faible perméabilité de ces formations.

Après une baisse de vitesse sur les premiers mètres, il s'ensuit des hausses de vitesse dans des

zones certainement plus altérées qui sont attribuées au renforcement mécanique du milieu lors des saturations élevées. Le suivi SRT serait ainsi un moyen d'identifier séparément les zones d'infiltration des zones de stockage. Il pourrait alors aider à la localisation et à la protection du stockage d'eau dans l'épikarst. Des expériences en conditions contrôlées (saturation mesurée par exemple) permettraient de confirmer ce résultat et même d'étendre les applications du suivi SRT aux aquifères alluviaux et aux aquifères de socle.

La combinaison des tomographies électriques et sismiques s'est révélée intéressante, car elle permet de réduire l'incertitude sur le type et l'état des matériaux (Valois *et al.*, 2011). En effet, une zone altérée remplie d'air pourrait avoir la même résistivité qu'un calcaire sain et peu saturé, alors que la tomographie sismique pourrait a priori plus facilement les différencier. De la même façon, un calcaire sain peu saturé et un calcaire légèrement fantômisé saturé pourraient avoir les mêmes vitesses, alors que les résistivités risquent d'être assez différentes. De plus, les sensibilités peuvent assez bien se compléter (Valois *et al.*, 2011) car si l'ERT est plutôt sensible à la proche-surface, la sismique réfraction peut être assez sensible à des réfracteurs plus profonds. Néanmoins, la combinaison des deux méthodes n'a pas vraiment réduit l'incertitude sur le type de matériau sur les dolomies du Causse du Larzac. Par contre, elle nous conforte sur les interprétations géologiques car majoritairement, la sismique confirme les anomalies électriques observées. En fait, la sismique réfraction nous a moins renseigné sur les anomalies négatives (faible résistivité ou vitesse) que l'électrique, car si les deux méthodes détectent les mêmes anomalies, l'électrique nous a plus renseigné sur l'état de cette anomalie. En effet, une anomalie de faible vitesse ou de faible résistivité est interprétée comme une zone altérée et l'électrique nous indique si la porosité liée à l'altération (matrice, fracture ou conduit) est remplie de conducteurs ou non, alors que la sismique ne nous renseigne pas sur l'état de cette porosité.

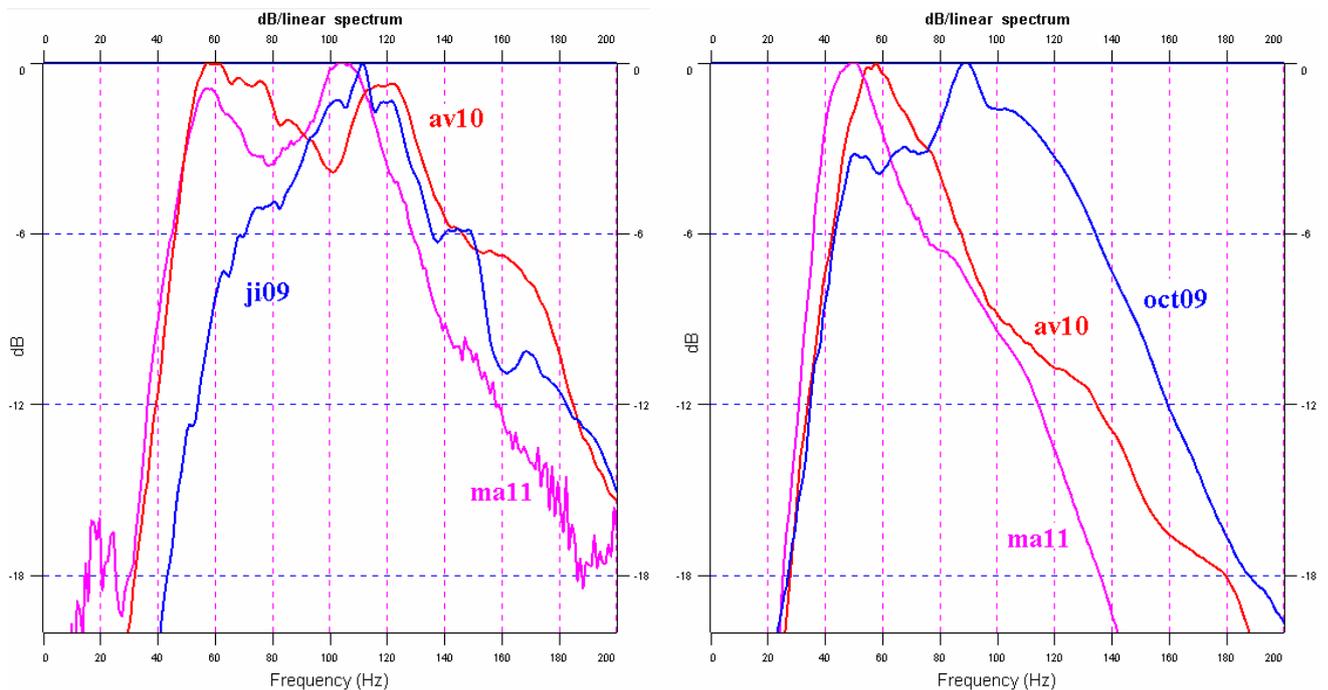
Pour le suivi temporel, la combinaison des méthodes n'a pas été très utile car le suivi ERT a juste permis de confirmer que l'état de saturation des premiers mètres est conforme aux données pluviométriques.

La prospection des vitesses de cisaillement par ondes de surface associée à la tomographie  $V_p$  s'est montrée intéressante en terme d'imagerie structurale. Une piste de travaux pour la suite est d'exploiter cette combinaison pour le suivi temporel car elle pourrait permettre de quantifier les variations éventuelles du module de cisaillement et de mieux comprendre les

phénomènes qui contrôlent les variations de vitesse avec la saturation ou la dissolution.

Dans les enregistrements sismiques, nous n'avons quasiment utilisé que les premières arrivées. Or, nous avons vu que le signal en réflexion (réverbération en II.1.2.c.) ainsi que la dispersion des ondes de surface (en II.B.2.e.) permettent d'obtenir des informations importantes pour la caractérisation du milieu. La sismique réflexion pourrait permettre d'imager des interfaces, des discontinuités, voire même des cavités ; cependant, nous n'avons pas pris le temps lors de cette thèse d'exploiter ce signal. De plus, cette méthode pourrait servir pour le suivi temporel, par exemple en utilisant les différences de temps de trajet entre la surface et une réflexion sur le mur de l'aquifère, si jamais celle-ci existe ou est détectable.

Nous avons pu observer que le contenu fréquentiel des sismogrammes varie entre les différentes périodes d'acquisitions (*Figure I.1*). On peut voir que c'est surtout les spectres des périodes très sèches (ji09 et oct09) qui contrastent le plus avec les autres acquisitions. L'étude du signal sismique complet pourrait ainsi révéler des informations intéressantes pour le suivi temporel.



**Figure I.1 : Spectres totaux des sismogrammes de la partie epik sur l'Hospitalet (à gauche) et de la partie sud sur les Ménudes (à droite)**

## **Conclusions générales**

Tous les sites étudiés lors de cette thèse, même s'ils ne reflètent qu'une infime partie du paysage karstique, ont permis d'observer et d'analyser d'un point de vue géophysique une diversité de morphologies associées aux karsts de plateaux et aux karsts sous couverture : tertres émissifs et dolines de suffusion dans l'Est de la France, dolines de dissolution et dolines masquées dans les Causses du Quercy, épikarst et altération sur le Causse du Larzac.

Les tomographies de résistivité électrique et de sismique réfraction ont été très utiles pour caractériser la forme en profondeur des dolines. La combinaison des deux méthodes a permis de réduire l'incertitude sur le type et l'état des matériaux du fond de la doline, surtout lorsqu'un des deux contrastes (sismique ou électrique) avec l'encaissant n'est pas adapté. Par contre, identifier des liens avec la profondeur (fractures, conduits verticaux) reste difficile, surtout si les dimensions de ces liens sont faibles.

Un lien est peut être détecté entre l'épikarst et la doline de l'Hospitalet, mais celui-ci n'est pas clair malgré des études géophysiques approfondies. Par ailleurs la géophysique a révélé des informations très intéressantes sur la structure de cet épikarst, notamment avec la sismique 3D. On peut voir que cet épikarst, voire même l'endokarst, est caractérisé par un réseau de fractures et d'altération (développée certainement autour des fractures). Sur le site moins bien drainé des Ménudes, l'épikarst semble moins organisé et plus hétérogène avec des poches de sables dolomitiques juxtaposées à des dolomies plus ou moins saines sans cohérence apparente. Pour le cas de l'Hospitalet, les liens vers la profondeur semblent être les fractures car la sismique montre une anisotropie importante de vitesse à des profondeurs supérieures à 10 m. Les résultats sismiques et électriques suggèrent également une zone d'altération préférentielle à une vingtaine de mètres de profondeur à l'intérieur du couloir altéré. Peut être a-t-on ici une connexion verticale en cours de formation dans le drain épikarstique formé par fracturation ou fantômisiation ? Un écoulement dans ces vides pourrait former une infiltration différée assez rapide alors qu'une pluie tombée sur un bloc de dolomie saine constituerait une infiltration différée plus lente.

Le suivi temporel sismique nous apporte aussi des informations sur le fonctionnement de l'épikarst. En effet, celui-ci met en évidence une frange d'infiltration de quelques mètres suivie d'une zone de stockage probable, particulièrement dans le fond du couloir altéré à l'Hospitalet. Sur l'épikarst des Ménudes, le suivi montre l'hétérogénéité de l'aquifère perché épikarstique avec probablement des zones de stockage ainsi que des zones d'infiltration

profondes. Ainsi, le suivi temporel sismique peut permettre de mieux comprendre la recharge des aquifères karstiques.

Les tentatives de suivre les variations de l'aquifère du Blagour de Chasteaux n'ont pas été vraiment concluantes. Le suivi temporel sismique n'a pu être exploité que sur une petite partie des données, mais il offre un grand potentiel pour distinguer la recharge de l'aquifère dans la zone d'infiltration et également pour suivre les variations de niveau piézométrique.

Néanmoins, des études en laboratoire (aux fréquences sismiques) ou sur le terrain dans des conditions contrôlées sont nécessaires pour quantifier les variations de saturation et pour mieux comprendre les processus provoquant des variations de vitesse.

Ces travaux ont finalement permis de montrer que la géophysique peut apporter une nouvelle pierre à l'édifice de l'hydrogéologie karstique. Les études structurales sont assez complémentaires avec la géomorphologie, et l'évolution temporelle des paramètres géophysiques peut s'avérer très utile à la protection et à la caractérisation des ressources en milieu karstique. Pour ces derniers enjeux, la multidisciplinarité est essentielle afin de résoudre les nombreux mystères qui entourent encore et affectent parfois les systèmes karstiques.

# GLOSSAIRE

- Aven** : Ouverture naturelle, habituellement plus profonde que large, mettant en rapport les formes karstiques extérieures et profondes.
- Canyon** : Morphologie due à l'action de rivières aériennes en domaine carbonaté.
- DD** : Dispositif électrique linéaire dipôle-dipôle
- d** : Masse volumique
- Diaclase** : Joint perpendiculaire à la stratification
- Doline** : Dépression typique du karst superficiel de forme généralement ronde ou ovale
- Épikarst** : Partie du karst la plus proche de la surface caractérisée par un fort degré de fracturation et d'altération, où les eaux de l'infiltration peuvent être momentanément retenues en formant un petit réservoir temporaire perché.
- ERT** : Tomographie de résistivité électrique
- GM** : Laboratoire Geosciences Montpellier
- Gouffre** : Ouverture naturelle par laquelle s'engouffre de l'eau, donnant accès au réseau karstique souterrain.
- GPR** : Radar géologique.
- Griffon** : Nom donné aux différents points d'émergence des filets d'eau qui constituent une source.
- HSM** : Laboratoire HydroSciences Montpellier
- K** : Module d'incompressibilité
- Karst** : Ensemble de formes superficielles et souterraines résultant de la dissolution de roches carbonatées (calcaires, dolomies) par l'eau rendue acide par le dioxyde de carbone. Par extension, l'ensemble de formes comparables se développant dans les roches salines (gypse, anhydrite, halite)
- $\mu$**  : Module de cisaillement
- Offset** : Distance source-géophone
- Ouvala** : Forme résultant de la coalescence de plusieurs dolines
- $\Phi$**  : Porosité
- Perte** : Perte d'eau par infiltration concentrée dans le sol à partir d'un canal, ou autre masse d'eau.
- Poljé** : Grande dépression isolée, pouvant atteindre plusieurs kilomètres carrés, souvent recouverte d'un remplissage sédimentaire horizontal et dont la morphologie est plate et avec des bords à pente raide.
- Résurgence** : Réapparition à l'air libre, au terme de son parcours souterrain, d'un écoulement de surface qui avait disparu par une perte en amont.
- Rivière souterraine** : Drain karstique noyé de façon permanente dont la sortie est une source karstique.
- $\rho$**  : Résistivité électrique
- Source karstique** : Exutoire principal, souvent unique, d'un bassin d'alimentation carbonaté.
- Sw** : Saturation (occupation du volume poreux)
- SK** : Système karstique
- SRT** : Tomographie de sismique réfraction
- Time-lapse** : Terme utilisé comme adjectif signifiant que l'objet est étudié pour ses variations temporelles
- Vp** : Vitesse sismique des ondes de compression (onde P)
- Vs** : Vitesse sismique des ondes de cisaillement (onde S)
- WS** : Dispositif électrique Wenner-Schlumberger

# BIBLIOGRAPHIE

Adam L, Batzle M, Brevik I, 2006. Gassmann fluid substitution and shear modulus variability in carbonates at laboratory seismic and ultrasonic frequencies. *Geophysics*, 71, 1-11.

Ahmed S, Carpenter PJ, 2003. Geophysical response of filled sinkholes, soil pipes and associated bedrock fractures in thinly mantled karst, east-central Illinois. *Environmental Geology*, 44, 705-716.

Al-Fares W, Bakalowicz M, Guérin R, Dukhan M, 2002. Analysis of the karst aquifer structure of the Lamalou area (Hérault, France) with ground penetrating radar. *Journal of Applied Geophysics*, 51, 97-106.

Ambert P, 1994. L'évolution du Languedoc Central depuis le Néogène, (Grands Causses méridionaux - piémont languedocien). Documents du BRGM, Orléans, n°231. 210 p. + 3 cartes géomorpho.

Arbel Y, Greenbaum N, Lange J, Inbar M, 2010. Infiltration processes and flow rates in developed karst vadose zone using tracers in cave drips. *Earth Surface Processes and Landforms*, 35, 1682-1693.

Archie GE, 1942. The electrical resistivity log as an aid in determining some reservoir characteristics. *Transactions of the American Institute of Mining and Metallurgical Engineers*, 146, 54-61.

Argoul P, Point N, 2009. *Problèmes inverses en génie civil*. Collection Études et recherches des LPC - série Sciences pour le génie civil - n° 15 Ouvrage collectif, Contributions recueillies et présentées par Pierre Argoul, Nelly Point, Guillaume Dutilleux. Réf. : S115.

Astruc JG, Simon-Coinçon R, 1996. Les dépressions karstiques sur les causes du Quercy. *Quercy Recherche*, 83.

Atkinson TC, Smith DI, 1976. The erosion of limestones. In *The Science of Speleology*, Ford TD, Cullingford CHD (eds). Academic Press: London, 151-177.

Aubert D, 1969. Phénomènes et formes du karst jurassien. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 62, 325-399.

Bachrach R, Nur A, 1998. High-resolution shallow-seismic experiments in sand, Part I: Water table, fluid flow, and saturation. *Geophysics*, 63, 1225-1233.

Bailly-Comte V, Martin JB, Jourde H, Sreaton EJ, Pistre S, Langston A, 2010. Water exchange and pressure transfer between conduits and matrix and their influence on hydrodynamics of two karst aquifers with sinking streams. *Journal of Hydrology*, 386, 55-66.

Bakalowicz M, 1979. Contribution de la géochimie des eaux à la connaissance de l'aquifère karstique et de la karstification. Thèse d'Etat, Univ. Paris VI, 257 p.

- Bakalowicz M, 1995. La zone des infiltrations des aquifères karstiques. Méthode d'étude, structure et fonctionnement. *Hydrogéologie*, 4, 3-21.
- Bakalowicz M, 1999. Connaissance et gestion des ressources en eau souterraines dans les régions karstiques. Guide technique n°3, Lyon, Agence de l'eau Rhône-Méditerranée-Corse, 44 p.
- Bakalowicz M, Dörfli N, 2005. Ressources en eau du karst : un enjeu pour le bassin méditerranéen. *Géosciences - l'eau souterraine*, BRGM 2, 26-31.
- Baker A, Brunson C, 2003. Non-linearities in drip water hydrology: an example from Stump Cross caverns, Yorkshire. *Journal of Hydrology*, 277, 151-163.
- Betayneh AT, Abueladas AA, Moumani KA, 2002. Use of ground penetrating radar for assesmenet of potential sinkhole conditions: an example from Ghor al Hditha area, Jordan. *Environmental Geology*, 41, 977-983.
- Batzle ML, Han DH, Hofmann R, 2006. Fluid mobility and frequency-dependent seismic velocity: Direct measurements. *Geophysics*, 71, 1-9.
- Biot M, 1956. Theory of propagation of elastic waves in a fluid saturated porous solid. *Journal of the Acoustical Society of America*, 28, 168-191.
- Binelli-Chahine M, 1993. Etudes de la fracturation à différentes échelles par images spatiales et photographies aériennes : exemples du graben de la Wei he (Chine du Nord) et du Causse du Larzac (Sud de la France). Thèse de Doctorat, Univ. Paris-Sud (Orsay-France), 335 p.
- Bodet L, van Wijk K, Bitri A, Abraham O, Côte P, Grandjean G, Leparoux D, 2005. Surface-wave inversion limitations from laser-Doppler physical modeling. *Journal of Environmental and Engineering Geophysics*, 10, 151-162.
- Bodet L, 2006. Limites théoriques et expérimentales de l'interprétation de la dispersion des ondes de Rayleigh : apport de la modélisation numérique et physique. Thèse de Doctorat, Univ. et Ecole Centrale de Nantes, 170 p.
- Bodet L, Abraham O, Clorennec D, 2009. Near-offsets effects on Rayleigh-wave dispersion measurements: Physical modelling. *Journal of Applied Geophysics*, 68, 95-103.
- Bodet L, 2010. Surface-wave profiling for sinkhole hazard assessment along the eastern Dead Sea shoreline, Ghor Al-Haditha, Jordan. *72nd EAGE Conference*, Barcelone.
- Boiero D, Socco V, 2010. Retrieving lateral variations from surface wave dispersion curves. *Geophysical Prospecting*, 58, 977-996.
- Bosch FP, Müller I, 2005. Improved karst exploration by VLF-EM-gradient survey: comparison with other geophysical methods. *Near Surface Geophysics*, 3, 299-310.
- Boucher M, Guyard H, Chalikakis K, Legtchenko A, 2010. Suivi des variations temporelles du stock d'eau dans la zone non saturée du bassin versant karstique du Durzon (Larzac, Herault-Aveyron) par la méthode RMP. *Rapport du projet ANR Hydrokarst G2*, 31 p.

Bruxelles L, Caubel A, 1996. Lacs temporaires et circulations de surface sur le causse de l'Hospitalet du Larzac (12) en 1996. *Bulletin de la Société Languedocienne de Géographie*, "De l'inondation à l'assèchement, comment domestiquer les eaux du biterrois", fasc. 3-4, 253-288.

Bruxelles L. 1995. Etude des formations superficielles du causse de l'Hospitalet (secteur oriental) : conséquences et contraintes pour l'aménagement et pour la protection des eaux souterraines. Mémoire de DEA, Aix-en-Provence, 62 p.

Bruxelles L, Ambert P, Guendon JL, 1999. Altération et karstification sous couverture : le rôle morphologique de certaines formations superficielles du Causse de l'Hospitalet (Larzac, Aveyron). *Colloque européen Karst 99*, Le Bourget du Lac.

Busby JP, 2000. The effectiveness of azimuthal apparent resistivity measurements as a method for determining fracture strike orientations. *Geophysical Prospecting*, 48, 677-695.

Cadoret T, 1993. Effect de la saturation eau/gaz sur les propriétés acoustiques des roches. Thèse de Doctorat, Univ. Paris 7, 250 p.

Cameron AE, Knapp CC, 2009. A New Approach to Predict Hydrogeological Parameters Using Shear Waves from Multichannel Analysis of Surface Waves. *Symposium on the Application of Geophysics to Environmental and Engineering Problems*, Forth Worth, Texas.

Chalikakis K, 2006. Application de méthodes géophysiques pour la reconnaissance et la protection des ressources en eau dans les milieux karstiques. Thèse de Doctorat, Univ. Pierre et Marie Curie-Paris 6, 217 p.

Chalikakis K, Plagnes V, Guérin R, Valois R, Bosch F, 2011. Contribution of geophysical methods for karst system exploration. An overview. *Hydrogeology Journal*, 19, 1169-1180.

Charcosset P, 1998. Reconstitution d'un segment de la marge ouest-téthysienne au Bathonien dans les Grands Causses et le Bas-Languedoc : Analyse séquentielle à divers ordres et dynamique de bassins. Thèse de Doctorat, Univ. Paul Sabatier-Toulouse, 287 p.

Cho GC, Santamarina JC, 2001. Unsaturated particulate materials - Particle level studies. *Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering*, 127, 84-96.

Constantin J, Vergély P, Cabrera J, 2002. Tectonique et fracturation associée dans le bassin des Causses (Aveyron, France) : le cas du secteur de Tournemire. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 173, 229-243.

Cvijic I, 1960. La géographie des terrains calcaires. Monographie de l'Académie des sciences et des arts serbe, 147-168.

Dahlin T, 2001. The development of electrical imaging techniques. *Computers and Geosciences*, 27, 1019-1029.

Dahlin T, Zhou B, 2004. A numerical comparison of 2D resistivity imaging using ten electrode arrays. *Geophysical Prospecting*, 52, 379-398.

Denis-Thomas E, 2006. Ressource en eau, écoulement de surface et souterrain sur le revers de la côte de la Meuse : exemple de la région de Grand (Plateau du Haut-Pays). Mémoire de Master 2, Université de Nancy II, 136 p.

Emblanch C, 1997. Les équilibres chimiques et isotopiques du carbone dans les aquifères karstiques : étude en région méditerranéenne de montagne. Thèse de Doctorat, Univ. d'Avignon et des Pays de Vaucluse, 198 p.

Ezersky M, Bruner I, Keydar S, Trachtman P, Rybakov M, 2006. Integrated study of the sinkhole development site on the Western shores of the Dead Sea using geophysical methods. *Near Surface Geophysics*, 4, 335-343.

Faulkner J, Hua BX, Kish S, Hua F, 2009. Laboratory analog and numerical study of groundwater flow and solute transport in a karst aquifer with conduit and matrix domains. *Journal of Contaminant Hydrology*, 110, 34-44.

Fleury P, Plagnes V, Bakalowicz M, 2007. Modelling of the functioning of karst aquifers with a reservoir model: Application to Fontaine de Vaucluse (South of France). *Journal of Hydrology*, 345, 38-49.

Ford DC, Williams P, 1989. *Karst geomorphology and hydrology*. Unwin Hyman Ed., London, 601 p.

Fratta D, Alshibli KA, Tanner WM, Roussel L, 2005. Combined TDR and P-wave velocity measurements for the determination of in situ soil density-experimental study. *Geotechnical Testing Journal*, 28, 553-563.

Gabriels P, Snieder R, Nolet G, 1987. In situ measurements of shear-wave velocity in sediments with higher-mode Rayleigh waves. *Geophysical Prospecting*, 35, 187-196.

Gassmann F, 1951. Elastic wave through a packing of spheres. *Geophysics*, 16, 673-685.

Genty D, Deflandre G, 1998. Drip flow variations under a stalactite of the Pere Noel cave (Belgium). Evidence of seasonal variations and air pressure constraints. *Journal of Hydrology*, 211, 208-232.

Gerbaux G, 2009. Impact de la fracturation et de la karstification sur la dynamique des eaux souterraines dans le Larzac. Mémoire de Master 2, Université Montpellier II, 39 p.

Grelle G, Guadagno F, 2009. Seismic refraction methodology for groundwater level determination : Water Seismic Index. *Journal Of Applied Geophysics*, 68, 301-320.

Guéguen Y, Palciauskas V, 1997. *Introduction à la physique des roches*, Hermann, Paris, 312 p.

Guérin R, Baltassat JM, Boucher M, Chalikakis K, Galibert PY, Girard JF, Plagnes V, Valois R, 2009. Geophysical characterisation of karst networks – Application to the Ouyse system (Poumeysse, France). *Comptes Rendus Geoscience*, 341, 810-817.

Gutiérrez F, Guerrero J, Lucha P, 2008. A genetic classification of sinkholes illustrated from evaporite paleokarst exposures in Spain. *Environmental Geology*, 53, 993-1006.

Harmand D, Denys-Thomas E, Le Roux J, 2005. Livret-guide des excursions du colloque de l'Association Française de Karstologie, *Grandes vallées lorraines et karstification*, composition et réalisation : S. Jaillet et A. Paillet, Laboratoire EDYTEM, Université de Savoie.

Hayashi M, 2004. Temperature-electrical conductivity relation of water for environmental monitoring and geophysical data inversion. *Environmental Monitoring and Assessment*, 96, 119-128.

Hayley K, Bentley LR, Gharibi M, Nightingale M, 2007. Low temperature dependence of electrical resistivity: Implications for near surface geophysical monitoring. *Geophysical Research Letters*, 34, L18402.

Hayley K, Bentley LR, Pidlisecky A, 2010. Compensating for temperature variations in time-lapse electrical resistivity difference imaging. *Geophysics*, 75, 51-59.

Hudson JA, 1981. Wave speeds and attenuation of elastic waves in materials containing cracks. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 64, 133-150.

Jacob T, Bayer R, Chéry J, Jourde H, Le Moigne N, Boy JP, Hinderer J, Luck B, Brunet P, 2008. Absolute gravity monitoring of water storage variation in a karst aquifer on the larzac plateau (Southern France). *Journal of Hydrology*, 359, 105-117.

Jacob T, Chéry J, Bayer R, Le Moigne N, Boy JP, Vernant, P, Boudin F, 2009. Time-lapse surface to depth gravity measurements on a karst system reveal the dominant role of the epikarst as a water storage entity. *Geophysical Journal International*, 177, 347-360.

Jacob T, Bayer R, Chéry J, Le Moigne N, 2010. Time-lapse microgravity surveys reveal water storage heterogeneity of a karst aquifer. *Journal of Geophysical Research*, 115, B06402.

Jacquemin D, 1994. Inventaire souterrain du Bois de Trampot, *Les cahiers spéléologiques de Lorraine*, 8, HADES, 99 p.

Jaillet S, 2000. Un karst couvert de bas-plateau : le Barrois (Lorraine / Champagne, France). Structure - Fonctionnement - Evolution. Thèse de Doctorat, Univ. Bordeaux 3, 710 p.

Jardani A, Revil A, Santos F, Fauchard C, Dupont JP, 2007. Detection of preferential infiltration pathways in sinkholes using joint inversion of self-potential and EM-34 conductivity data. *Geophysical Prospecting*, 55, 749-760.

Johnston MA, Carpenter PJ, 1998. Use of seismic refraction surveys to identify mine subsidence fractures in glacial drift and bedrock. *Journal of Environmental and Engineering Geophysics*, 2, 213-221.

Kaufmann O, Bini A, Quinif Y, Tognini P, 1999. Étude microscopique d'une altérite de type fantôme de roche. *Actes du colloque Karst-99*, Colloque européen, Grands Causses – Vercors.

- Kaufmann O, Quinif Y, 2001. An application of cone penetration tests and combined array 2D electrical resistivity tomography to delineate cover-collapse sinkhole prone areas. In *Geotechnical and environmental applications of karst geology and hydrology*, Beck BF, Herring JG (eds). Balkema: Rotterdam, 359–364.
- Kim JH, Yi MJ, Park SG, Kim JG, 2009. 4D inversion of DC resistivity monitoring data acquired over a dynamically changing earth model. *Journal of Applied Geophysics*, 68, 522-532.
- Kiraly L, 2002. *Karstification and groundwater flow*. In: Gabrovsek, F. (Ed.), *Evolution of Karst: from Prekarst to Cessation*. Postojna-Ljubljana: Institut za raziskovanje krasa, ZRC SAZU, 155–90.
- Khazanehdari J, Sothcott J, 2003. Variation in dynamic elastic shear modulus of sandstone upon fluid saturation and substitution: *Geophysics*, 68, 472-481.
- Klimchouk A, 2004. Towards defining, delimiting and classifying épikarst: Its origin, processes and variants of geomorphic evolution. *Speleogenesis and Evolution of Karst Aquifers*, 2, 1-13.
- Knödel K, Lange G, Voigt HJ, 2007. *Environmental geology: handbook of field methods and case studies*, Bundesanstalt für geowissenschaften, Springer, Hannover, 310 p.
- Knight R, Dvorkinz J, Nur A, 1998. Acoustic signatures of partial saturation. *Geophysics*, 63, 132-138.
- Kuniansky EL, 2005. US Geological Survey karst interest group. Proceedings, USGS Scientific Investigations Report, 296 p.
- Labat D, 2000. Non-linéarité et non stationnarité en hydrogéologie karstique. Thèse de Doctorat, Institut de Mécanique des Fluides de Toulouse, 220 p.
- Lange AL, 1999. Geophysical studies at Kartchner Caverns State Park, Arizona. *Journal of Cave and Karst Studies*, 61, 68-72.
- Lastennet R, 1994. Rôle de la zone non saturée dans le fonctionnement des aquifères karstiques approche par l'étude physico-chimique et isotopique du signal d'entrée et des exutoires du Massif du Ventoux (Vaucluse). Thèse de doctorat, Univ. d'Avignon, 211 p.
- Legchenko A, Ezersky M, Camerlynck C, Al-Zoubi A, Chalikakis K, Girard JF, 2008. Locating water-filled karst caverns and estimating their volume using magnetic resonance soundings. *Geophysics*, 73, 51–61.
- Loke MH, Barker RD, 1996. Rapid least-squares inversion of apparent resistivity pseudosections using a quasi-Newton method, *Geophysical Prospecting*, 44, 131-152.
- Loke MH, 2009. Tutorial: 2-D and 3-D electrical imaging surveys. 144 p.
- Lopez B, 2009. Les processus de transfert d'eau et de dioxyde de carbone dans l'épikarst. Thèse de Doctorat, Univ. Bordeaux 1, 384 p.

- Maire R, 1994. Point de vue sur l'évolution récente de la spéléologie. *Karstologia*, 24, 1-12.
- Mangin A, 1975. Contribution à l'étude hydrodynamique des aquifères karstiques. Thèse de Doctorat, Univ. Dijon, 298 p.
- Mangin A, 1984. Pour une meilleure connaissance des systèmes hydrologiques à partir des analyses corrélatoires et spectrales. *Journal of Hydrology*, 67, 25-43.
- Marsaud B, 1996. Structure et fonctionnement de la zone noyée des karsts à partir de résultats expérimentaux. Thèse de Doctorat, Univ. Orsay Paris Sud, Document BRGM n° 268, 305 p.
- Mavko G, Mukerji T, Dvorkin J, 1998. *The rock physics handbook: tools for seismic analysis of porous media*. Cambridge University Press, 325 p.
- Mavko G, Mukerji T, 1998. Bounds on low-frequency seismic velocities in partially saturated rocks. *Geophysics*, 63, 918-924.
- McGrath RJ, Styles P, Thomas E, Neale S, 2002. Integrated high-resolution geophysical investigations as potential tools for water resource investigations in karst terrain. *Environmental Geology*, 42, 552-557.
- Mendes M, 2009. A hybrid fast algorithm for first arrivals tomography. *Geophysical Prospecting*, 57, 803-809.
- Morales T, Uriarte JA, Olazar M, Antiguada I, Angulo B, 2010. Solute transport modelling in karst conduits with slow zones during different hydrologic conditions. *Journal of Hydrology*, 390, 182-189.
- Moussu F, 2011. Prise en compte du fonctionnement hydrodynamique dans la modélisation pluie-débit des systèmes karstiques. Thèse de Doctorat, Univ. Pierre et Marie Curie, 200 p.
- Moussu F, Oudin L, Plagnes V, Mangin A, Bendjoudi H, 2011. A multi-objective calibration framework for rainfall-discharge models applied to karst systems. *Journal of Hydrology*, 400, 364-376.
- Mudry J, 1987. Apport du traçage physico-chimique naturel à la connaissance hydrocinématique des aquifères carbonatés. Thèse d'Etat, Univ. Franche-Comté, 381 p.
- Muet P, 1985. Structure, fonctionnement et évolution de deux systèmes aquifères karstiques du nord du Causse de Martel (Corrèze). Thèse de Doctorat, Univ. d'Orléans, 386 p.
- Muet P, Landry P, 1994. Dossier hydrogéologique préalable à l'établissement des périmètres de protection. Prise d'eau du Blagour de Chasteaux-Forage d'Entrecors. Syndicat des Eaux du Coiroux. Ain Géotechnique, Oyonnax, 29 p.
- Murphy WF, 1984. Acoustic measures of partial gas saturation in tight sandstones. *Journal of Geophysical Research*, 89, 549-559.
- Neduzca B, 2007. Stacking of surface waves. *Geophysics*, 72, 51-58.

- Nicod J, 1972. *Pays et paysages du calcaire*. Presses universitaires de France, Paris, 239 p.
- Palmer, A.N. 1989. Geomorphic history of the Mammoth cave system. In *Karst Hydrology: Concepts from the Mammoth cave area*, White WB, White EL (eds). Van Nostrand Reinhold: New York, 317-327.
- Perrin J, Jeannin PY, Zwahlen F, 2003. Épikarst storage in a karst aquifer: a conceptual model based on isotopic data, Milandre test site, Switzerland. *Journal of Hydrology*, 279, 106–124.
- Plagnes V, 1997. Structure et fonctionnement des aquifères karstiques. Caractérisation par la géochimie des eaux. Thèse de Doctorat, Univ. Montpellier II, Editions BRGM n°294, 376 p.
- Pueyo-Anchuela O, Juan AP, Soriano MA, Casas-Sainz AM, 2009. Characterization of karst hazards from the perspective of the doline triangle using GPR - Examples from Central Ebro Basin (Spain). *Engineering Geology*, 108, 225-236.
- Pueyo-Anchuela O, Casas-Sainz AM, Soriano MA, Pocovi-Juan A, 2010. A geophysical survey routine for the detection of doline areas in the surroundings of Zaragoza (NE Spain). *Engineering Geology*, 114, 382-396.
- Quinif Y, Baele JM, Charlet JM, De Putter T, Dupuis C, Rorive A, Vandycke S, 1997. A la recherche du karst perdu des craies du bassin de Mons (Belgique). *Annales de la Société Géologique du Nord*, 5, 361-371.
- Quinif Y, 1998. Dissipation d'énergie et adaptabilité dans les systèmes karstiques. *Karstologia*, 31, 1-11.
- Quinif Y, Vergari A, Doremus P, Hennebert M, Charlet JM, 1993. Phénomènes karstiques affectant le calcaire du Hainaut. *Bulletin de la Société Belge de Géologie*, 102, 379-394.
- Quinif Y, 2010. Fantômes de roches et fantômisations. *Karstologia mémoires n°18*, 196 p.
- Rathore JS, Fjaer E, Holt RM, Renlie L, 1995. P and S wave anisotropy of a synthetic sandstone with controlled crack geometry. *Geophysical Prospecting*, 43, 711-728
- Reuss A, 1929. Berechnung der fliessgrenze von minkristallen. *Zeitschrift für Angewandte Mathematik und Mechanik*, 9, 49-58.
- Revil, A, Cathles LM, Losh S, Nunn JA, 1998. Electrical conductivity in shaly sands with geophysical applications. *Journal of Geophysical Research*, 103, 925–936.
- Rey F, 2007. Ressources en eau souterraine dans les chaînons béarnais (Pyrénées-Atlantiques, France). Géométrie et fonctionnement hydrogéologique de quatre aquifères carbonatés. Thèse de Doctorat, Université de Bordeaux I, 466 p.
- Salomon JN, 2006. *Précis de karstologie*. Presses Universitaires de Bordeaux, 245 p.
- Sauro U, Ferrarese F, Francese R, Miola A, Mozzi P, Rando GQ, Trombino L, Valentini G, 2009. Doline fills - case study of the Faverghera plateau (Venetian pre-alps, Italy). *Acta*

*Carsologica*, 38, 51-63.

Schuster GT, Quintus-Bosz A, 1993. Wavepath eikonal traveltime inversion: Theory. *Geophysics*, 58, 1314-1323.

Sen PN, Goode PA, 1992. Influence of temperature on electrical conductivity on shaly sands. *Geophysics*, 57, 89-96.

Siart C, Hecht S, Holzhauser I, Altherr R, Meyer HP, Schukraft G, Eitel B, Bubenzer O, Panagiotopoulos D, 2010. Karst depressions as geoarchaeological archives: the palaeoenvironmental reconstruction of Zominthos (Central Crete), based on geophysical prospection, sedimentological investigations and GIS. *Quaternary International*, 216, 75-92.

Socco LV, Foti S, Boiero D, 2010. Surface-wave analysis for building near-surface velocity models - Established approaches and new perspectives. *Geophysics*, 75, 83-102.

Šumanovac F, Weisser M, 2001. Evaluation of resistivity and seismic methods for hydrogeological mapping in karsts terrains. *Journal of Applied Geophysics*, 47, 13-28.

Thomsen L, 1995. Elastic anisotropy due to aligned cracks in porous rocks. *Geophysical Prospecting*, 43, 805-829.

Turberg P, Barker R, 1996. Joint application of radio-magnetotelluric and electrical imaging surveys in complex subsurface environments. *First Break*, 14, 105-112.

Valois R, Bermejo L, Guérin R, Hinguant S, Pigeaud R, Rodet J, 2010. Karstic morphologies identified with geophysics around Saulges caves (Mayenne, France). *Archaeological Prospection*, 17, 151-160.

Valois R, Camerlynck C, Dhemaied A, Guérin R, Hovhannissian G, Plagnes V, Rejiba F, Robain H, 2011. Assessment of doline geometry using geophysics on the Quercy plateau karst (South France). *Earth Surface Processes and Landforms*, 36, 1183-1192.

Van Shoor M, 2002. Detection of sinkholes using 2D electrical resistivity imaging. *Journal of Applied Geophysics*, 50, 393-399.

Vanorio T, Scotellaro C, Mavko G, 2008. The effect of chemical and physical processes on the acoustic properties of carbonates rocks. *The Leading Edge*, 27, 1040-1048.

Vergari A, Quinif Y, 1997. Les paléokarsts du Hainaut. *Geodinamica Acta*, 10, 175-187.

Vergari A, 1998. Nouveau regard sur la spéléogénèse : le "pseudo-endokarst" du Tournaisis (Hainaut, Belgique). *Karstologia*, 31, 12-18.

Vialle S, Vanorio T, 2011. Laboratory measurements of elastic properties of carbonate rocks during injection of reactive CO<sub>2</sub>-saturated water. *Geophysical Research Letters*, 38, L01302.

Voigt W, 1928. *Lehrbuch der kristallphysik*. Teubner, Leibniz, 978 p.

Vouillamoz JM, Legchenko A, Albouy Y, Bakalowicz M, Baltassat JM, Al-Fares W, 2003.

- Localization of karst aquifer with magnetic resonance sounding and resistivity imagery. *Ground Water*, 41, 578-587.
- Waltham AC, Fookes PG, 2003. Engineering classification of karst ground conditions. *Quarterly Journal of Engineering Geology and Hydrogeology*, 36, 101-118.
- Watanabe T, Ashida Y, Matsuoka T, 1999. Seismic travelttime tomography using Fresnel volume approach. *69<sup>th</sup> Annual International Meeting, SEG*, 1402–1405.
- Wathelet M, Jongmans D, Ohrnberger M, 2004. Surface-wave inversion using a direct search algorithm and its application to ambient vibration measurements. *Near Surface Geophysics*, 2, 211-221.
- Waxman MH, Smits LMJ, 1968. Electrical conductivities in oilbearing shaly sands. *Society of Petroleum Engineers Journal*, 8, 107-122.
- Williams PW, 1983. The role of the subcutaneous zone in karst hydrology. *Journal of Hydrology*, 61, 45-67.
- Wyllie MR, Gregory AR, Gardner GHF, 1956. Elastic wave velocities in heterogeneous and porous media. *Geophysics*, 21, 41-70.
- Wyllie MR, Gregory AR, Gardner GHF, 1958. An experimental investigation of factors affecting elastic wave velocities in porous media. *Geophysics*, 23, 459-493.
- Zhou W, Beck BF, Stephenson JB, 1999. Investigation of ground water flow in karst areas using component separation natural potential measurements. *Environmental Geology*, 37, 19-25.
- Zhou W, Beck BF, Stephenson JB, 2000. Reliability of dipole-dipole electrical resistivity tomography for defining depth to bedrock in covered karst terranes. *Environmental Geology*, 39, 760-766.
- Zhou W, Beck BF, Adams AL, 2002. Effective electrode array in mapping karst hazards in electrical resistivity tomography. *Environmental Geology*, 42, 922-928.

# **Annexe 1**

## **Article sur le karst de Saulges**

## Karstic Morphologies Identified with Geophysics around Saulges Caves (Mayenne, France)

RÉMI VALOIS<sup>1\*</sup>, LUCIA BERMEJO<sup>2</sup>, ROGER GUÉRIN<sup>1</sup>, STÉPHAN HINGUANT<sup>3</sup>,  
ROMAIN PIGEAUD<sup>4</sup> AND JOËL RODET<sup>5</sup>

<sup>1</sup> UMR 7619 Sisyphé, University Pierre et Marie Curie-Paris 6, case 105, 4 place Jussieu, 75252 Paris cedex 05, France

<sup>2</sup> IPHES (Institut de Paleoeologia Humana i Evolució Social), Àrea de Prehistoria, Universitat Rovira i Virgili, Avda. Catalunya 35, 43005 Tarragona, Spain

<sup>3</sup> INRAP et UMR 6566 CNRS, Centre de Recherche en Archéologie Archéosciences Histoire, Université de Rennes 1, campus de Beaulieu, 35042 Rennes cedex, France

<sup>4</sup> USM 103 – UMR 7194, Département de Préhistoire du Muséum national d'Histoire naturelle, Institut de Paléontologie Humaine, 75013 Paris, France

<sup>5</sup> UMR 6143 CNRS, Continental & Coastal Morphodynamics, Laboratory of Geology, University of Rouen, 76821 Mont Saint Aignan, France

**ABSTRACT** Geophysical measurements were carried out around Saulges caves that sought to highlight the local karstic morphologies and the impact on preservation of archaeological material within the caves. Electrical resistivity tomographies (ERTs) and apparent conductivity mapping detected a soil cover on the plateau that ends abruptly over fractured limestone or over a bowl-shaped structure filled with clay soil. Moreover, there is at least one zone of soil accumulation with a basin form with almost no soil cover around this structure. The ERT and seismic refraction tomography (SRT) detected an important anomaly in the valley. Many clues indicate that this anomaly is a karstic conduit filled with water or clay. Therefore, some karstic dissolution zones have been found and only geophysical methods are able to detect such features. Detection of preferential pathways could help to protect prehistoric art within the caves and new karstic morphologies help to better understand this karstic system. Copyright © 2010 John Wiley & Sons, Ltd.

**Key words:** karst; seismic refraction tomography; electrical resistivity tomography; Saulges; electro magnetic survey; geomorphology

### Introduction

The Saulges site is in a residual carbonate massif of the Armorican Massif that the River Erve crosses from north to south. The river has cut a narrow (about 200 m) and deeply (about 30 m) embanked valley over 1.5 km – called the ‘canyon’ – through a structured and complex endokarstic system that spreads over the two sides of the valley (Figure 1). Study of the subterranean conduits penetrable by man has enabled the identi-

cation of three karstic base levels, illustrated by three collectors linked by vertical or oblique conduits, often located at tectonic irregularities.

Some of the cavities of the second level contain prehistoric art and archaeological strata (Pigeaud, 2004; Pigeaud *et al.*, 2006, 2010; Hinguant *et al.*, in press). The 20 cavities currently listed contain Quaternary fillings with or without human occupation evidence. The most ancient remains are from the Middle Pleistocene (Hinguant *et al.*, 2005), but the site is known especially for the Late Pleistocene and particularly for the Upper Palaeolithic cultures. Therefore, cave walls should be protected from water percolating into the caves which could deteriorate prehistoric paintings and engravings.

\* Correspondence to: R. Valois, UMR 7619 Sisyphé, University Pierre et Marie Curie-Paris 6, case 105, 4 place Jussieu, 75252 Paris cedex 05, France. E-mail: remi.valois@upmc.fr

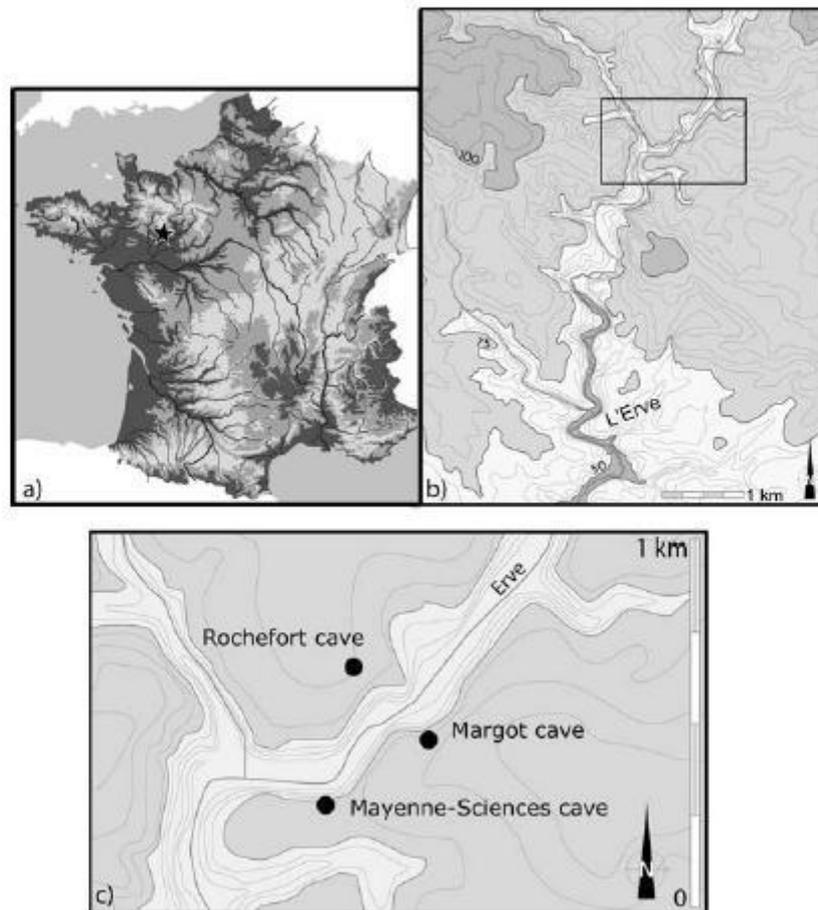


Figure 1. Location of the site studied: (a) general location in France; (b) topographic map around the area studied (5 m between each contour); (c) major cave locations (infographie R. Colleter).

Geophysical techniques could help to detect preferential water pathways such as sinkholes and soil pipes (Shawkat and Carpenter, 2003; Jardani *et al.*, 2007) and help to find caves too. Indeed, Al-Fares *et al.* (2002) showed that radar could map an empty cave without a soil layer at the surface. Guérin *et al.* (2009) used a multimethod approach to characterize a water-filled conduit and the fractured cone overhanging it. In our case, we carried out a preliminary study using different geophysical methods to find preferential pathways. Frequency domain electromagnetism at low induction number (using EM31 equipment) was used to map the site and to detect superficial geological structures. Electrical resistivity tomography (ERT) and seismic refraction tomography (SRT) were also performed to provide more information about underground structures. In fact, conductivity mapping and ERTs are used together to detect possible preferential pathways that could infiltrate through the plateau and deteriorate prehistoric art that exists in these locations.

## Geophysical methodology

The EM31 equipment (Frischknecht *et al.*, 1991) consists of a magnetic dipole (a current loop) transmitter ( $T_s$ ) and a coplanar magnetic dipole receiver ( $R_s$ ) operating at a fixed frequency of 9.8 kHz. This instrument is used to map qualitatively average variations of electrical conductivity at depths between 0 and 5.5 m in the vertical dipole (VD) configuration. In fact, in the VD configuration, the axes of the two magnetic loops are vertical and the sensors are more sensitive for average conductivity around 1.5 m below the surface. Measurements were carried out with a GPS, which permits large areas to be rapidly mapped (around 18 ha in all) with profiles every 5 m and measurements every 1 m along each profile.

Electrical resistivity tomography is often used to image the shape of the interface between the surface layer and the underlying bedrock in karstic areas (Kaufmann and Quinif, 2001; Shawkat and Carpenter,

2003). The ERT system (Dahlin, 2001) is a multi-electrode resistivity meter (Syscal Pro, Iris Instruments). It consists of an electrode array, control unit, data acquisition and process unit, image reconstruction and analysis unit. The sensor of the ERT system is an electrode array, with 48 to 72 metal electrodes equidistantly located along a profile. A current is injected between two electrodes and two other electrodes measure the electrical potential difference. An ERT helps determine horizontal and vertical electrical resistivity contrasts, and thus is able to provide geological information such as the fracturing level. Different arrays and spacing were carried out: Wenner-Schlumberger (WS) and dipole-dipole (DD) with interelectrode distance of 2 and 3 m. Each array has its own characteristics; a comparison can be found in Dahlin and Zhou (2004). The data were processed with the Res2dinv software (Geotomo Software) using the smoothness-constrained least-squares method inversion technique to produce a two-dimensional model of the subsurface from the apparent electrical resistivity data (Loke and Barker, 1996). Topography adjustments have been carried out during the inversion on ERTs, except for ERTs on flat areas. Nevertheless, the sensitivity of the calculated model decreases a lot from a few meters below surface. Finally, a quantitative two-dimensional model of interpreted resistivity is calculated to explain a data set as best as possible and the criterion used to evaluate the model is the root mean square (RMS), difference between measured and calculated apparent electrical resistivities.

Seismic methods are often used for the study of karstic areas (Sumanovac and Weisser, 2001; Kuniatsky, 2005; Debeglia *et al.*, 2006; Guerin *et al.*, 2009) as they often have great penetration depth. Fractured zones and caves can be detected (by a delay in the first arrivals) although the wavelength of the source is too large to map exactly the shape of the target. The equipment used for this project was the Geometrics' StrataVisor. The seismic line was recorded using a hammer source along a profile. Forty-eight geophones were used with unit spacing of 3 m and shots were made between each geophones. The inversion of refraction data with Rayfract software (Intelligent Resources Inc.) provides a two-dimensional cross-section of *P* wave velocity linked to the mechanical behaviour of materials. The depth of investigation is about 25 m, similar to ERT (WS with the same length, i.e. 142 m); but with the ray coverage corresponding to the chosen shots scheme, the resolution at depth is higher than ERT.

Therefore, the aim of this two-dimensional survey was to detect karstic features on the plateau, such as

sinkholes or fractured zones, that could be connected with the underground network. New caves or extensions of known galleries could be expected too, but two-dimensional measurements do not allow us to confirm the exact location of such morphologies. An electrical three-dimensional survey is required for accurate detection and complete mapping of subsurface voids (Chambers *et al.*, 2002; Papadopoulos *et al.*, 2006).

## Results

The general apparent conductivity map of the studied area with respect to cave location is presented in Figure 2. Results show a large conductive area in the valley ( $10\text{--}20\text{ mS m}^{-1}$ ) and some resistive zones ( $3\text{--}10\text{ mS m}^{-1}$ ) with conductive anomalies on the plateaus ( $10\text{--}20\text{ mS m}^{-1}$ ). The small anomalies (numbered 1, 2 and 3) seem circular or subcircular (number 2 is close to a wire fence). Anomaly number 1 was investigated further with ERT. Large conductive anomalies (A, B and C) are located at higher altitudes. It is possible that anomalies B and C are linked but crops within farmed fields do not allow us to prospect the area between B and C. Three ERTs were performed around anomalies A and C.

The area around anomaly C, located on the southern plateau, was studied with more attention (Figure 3). The aerial photography reveals several zones of light colour and two of them correspond to pronounced conductive zones whereas the others seem to correspond to weak conductive zones. It is possible that the differences of quality or quantity of the soil produce vegetation differences in these highlighted zones. Section IJ reveals a conductive surface layer ( $<1000\ \Omega\cdot\text{m}$ ) over a resistive medium ( $>1000\ \Omega\cdot\text{m}$ ). This layer is very thin at the southwest of the profile and reaches its maximum (12 m) at the middle of the profile. Further north, the interface between the resistive and conductive medium is not regular and varies between 3 and 8 m towards the northeast of the section. Some very conductive structures were also detected ( $<100\ \Omega\cdot\text{m}$ ): the most impressive appears at the middle of the section and some small structures are located to the northeast.

Subsequently the focus turned on the opposite plateau around another large anomaly (A) and two ERTs were carried out (Figure 4). On the map, conductivity increases with altitude towards the northwest, except for the zone at the middle of section EF. This section shows that the very conductive surface layer ( $<100\ \Omega\cdot\text{m}$ ) stops abruptly around the abscissa 55 m. The conductive layer (100 to  $1500\ \Omega\cdot\text{m}$ ) is

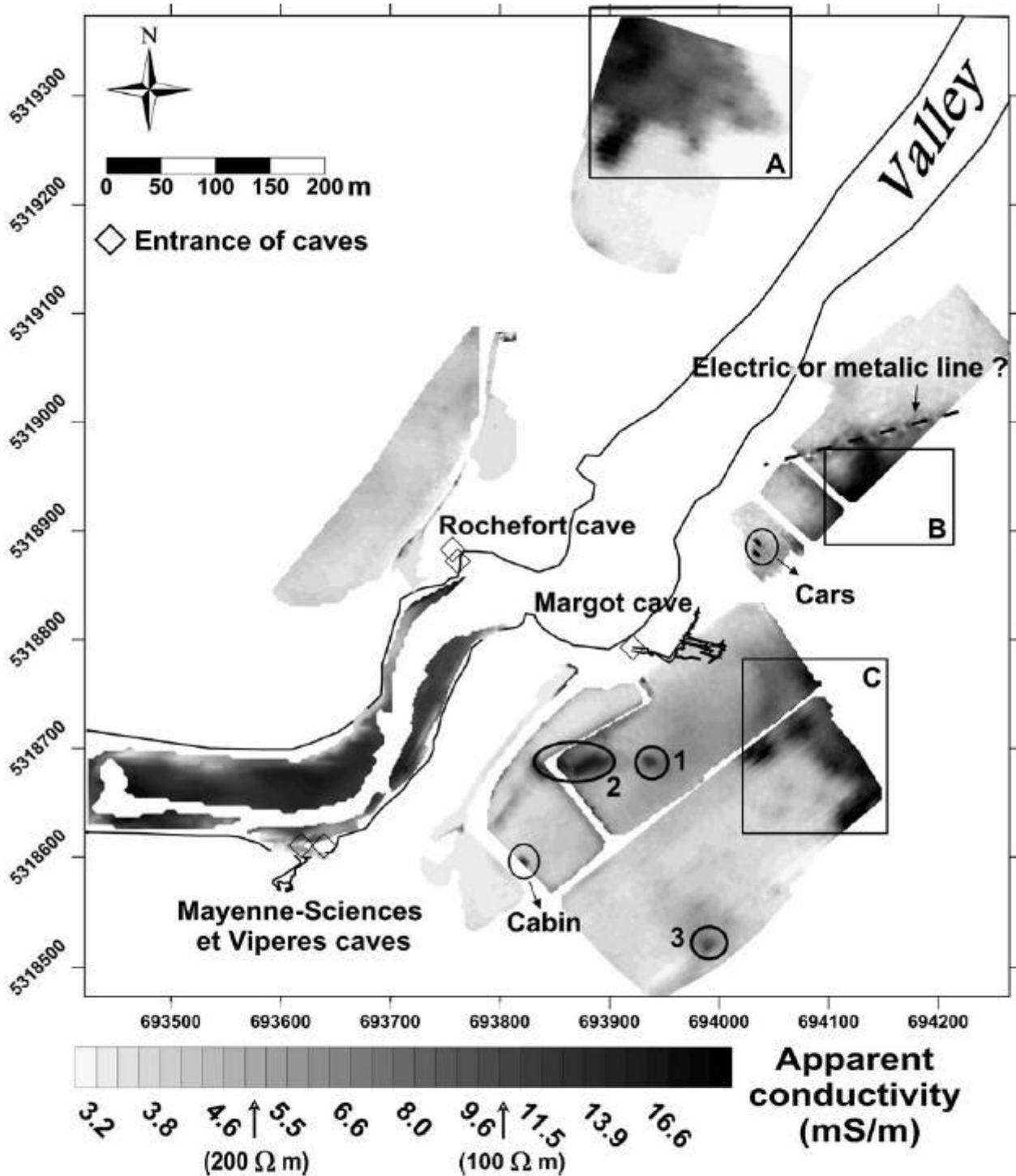


Figure 2. Apparent conductivity map of all areas studied.

subhorizontal at the northeast of the section and seems to dive into the resistive medium ( $>1500 \Omega.m$ ) around the abscissa 50m. The data along section GH were collected to investigate further this probable conduc-

tive structure and this electrical model reveals two conductive structures (1000 to 1500  $\Omega.m$ ): a vertical one at the middle of the section and a possible smaller one at the beginning of the line.

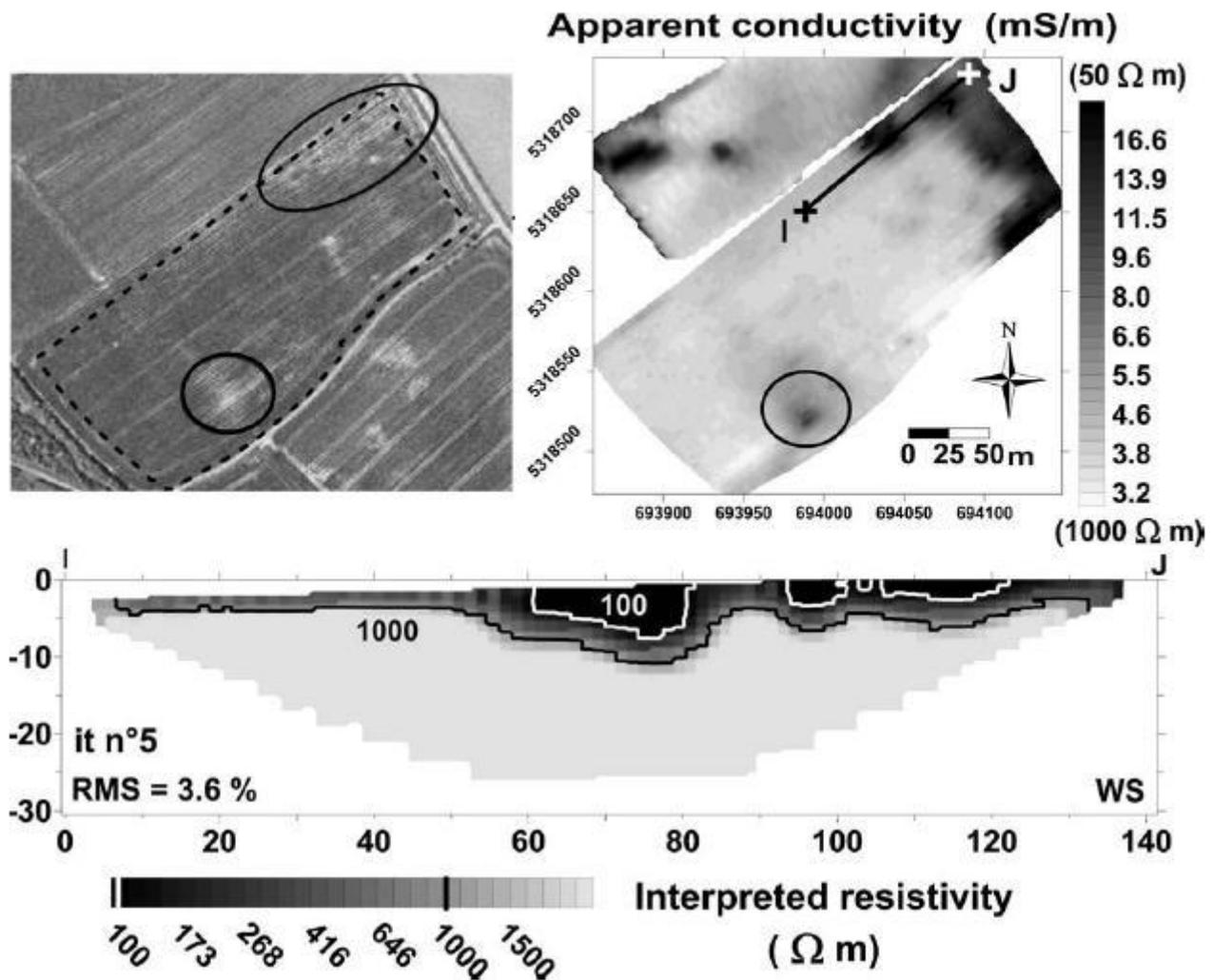


Figure 3. (Upper left) Aerial photograph, (upper-right) apparent conductivity map and (bottom) ERT near zone C. The section is a Wenner-Schlumberger array (48 electrodes with interelectrode distance of 3 m), and was obtained by inversion with an RMS error of 3.6%.

After the investigation of two large anomalies, a small one is presented in Figure 5 with the apparent conductivity map in perspective and an ERT near anomalies numbered 1 and 2. The first anomaly is circular and the second one has produced an elongated shape on the map. The ERT provides a cross-section (EF) of the first anomaly and detects a thin conductive surface layer ( $<1000 \Omega \cdot \text{m}$ ) which increases from 4 to 8 m in thickness around the anomaly. The conductive structure in the southwest (between  $x$  coordinates 18 and 50 m and between  $z$  coordinates 8 and 18 m) could be a three-dimensional effect of anomaly number 2. The vertical conductive structure at the centre of the section has to be interpreted with caution, because it could be an artefact of the inversion.

The last survey area is in the valley (Figure 6), a few meters below Mayenne-Sciences cave. In fact, the EM31 detected a weak conductive anomaly in front of the cave, and therefore SRT and ERT were performed along profiles subparallel to the river. Both electrical and seismic models indicate pronounced anomalies (Figure 7). Indeed, there is a strong horizontal resistivity contrast between a high resistive medium (1000 to 10000  $\Omega \cdot \text{m}$ ) and a very conductive one (30 to 300  $\Omega \cdot \text{m}$ ) in the middle of section CD. Moreover, the localization of this deep conductive structure corresponds with the velocity anomaly ( $<4000 \text{ ms}^{-1}$ ) at the abscissa 40 m in section AB. However, the deep conductive structure in the eastern part of the ERT does not correspond to the velocity anomaly between



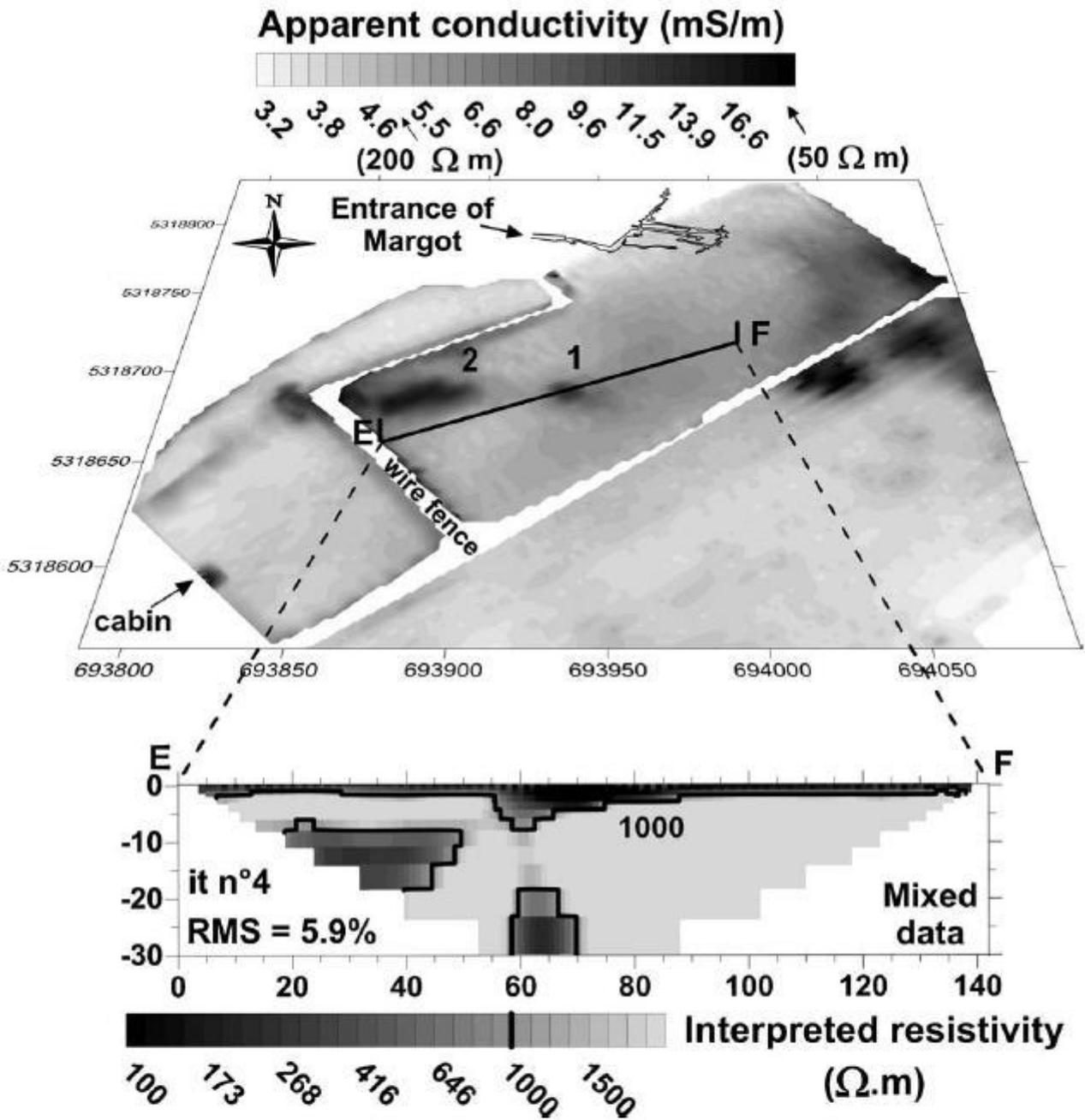


Figure 5. Apparent conductivity map in perspective with ERT around anomalies numbered 1 and 2. The section is a combined inversion of Wenner–Schlumberger and dipole–dipole arrays (72 electrodes with interelectrode distance of 2 m), and was obtained with an RMS error of 5.9%. The map of the underground known network was plotted (around 15 m below the surface).

higher apparent conductivity could be considered as an indicator of important soil thickness.

On these plateaux, soil thickness is generally very thin. Nevertheless, large anomalies in areas A, B and C seem to be created by a significant increase in soil thickness located at high altitudes. In fact, ERTs demonstrate that this soil cover stops suddenly:

Figure 3 shows that the cover ends by a clay soil bowl and results in Figure 4 point out a thin accumulation of clay soil overlying an underground dipping structure. Both results are evidence for karstification process, because dissolution had to occur to create a bowl-shaped structure inside the limestone and the underground dipping structure

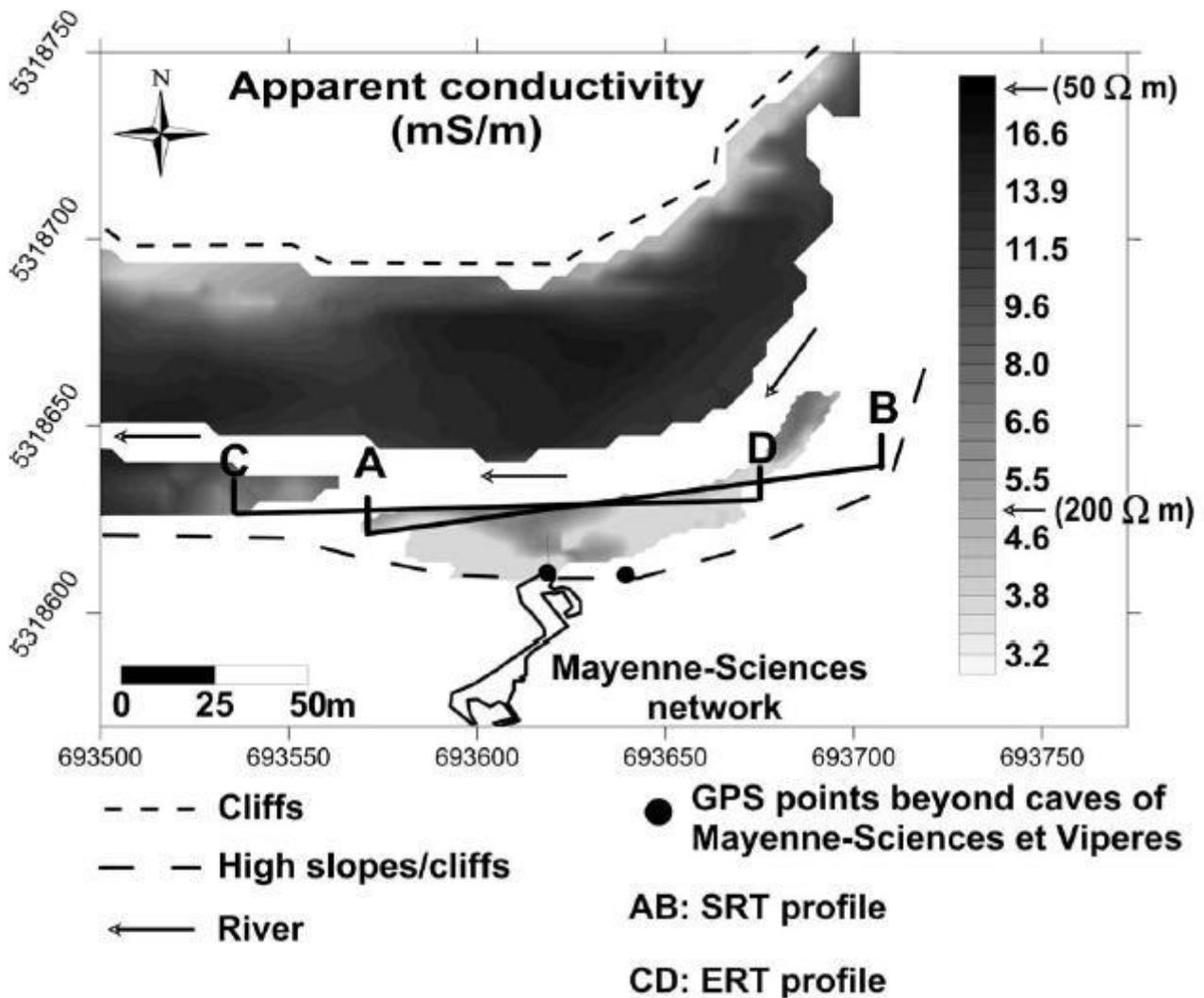


Figure 6. Apparent conductivity map in the valley. River was 1 m below the surface and the bottom of Mayenne-Sciences cave is a few meters above the surface.

tends to show a fractured limestone that links the area of soil accumulation with an underground network. Therefore, soil cover could be carried by the process of suffusion (i.e. undermining through removal of sediment by mechanical and corrosive action of groundwater) and the presence of caves filled with sediments confirms this action.

The small anomalies, especially number 1 (Figure 5), also seem to have a bowl-shaped structure filled with clay soil, and there is almost no soil in the neighbourhood. Possibly it is an old dissolution and suffusion area. Its shape seems to suggest that this structure is a dissolution doline (sinkhole) although there is no morphologic evidence at the surface.

There is almost no soil cover at low altitudes but there is a thicker layer at high altitudes. Assuming that

this cover was present everywhere, either areas of low altitudes have been almost entirely digested by the underground karstic network or surface runoff has carried materials to the valley. However, there is no morphological or geophysical evidence for a drainage network at the surface, whereas the hypothesis of suffusion through preferential pathways could explain small conductive anomalies and sudden ends of the covering soil.

The ERT in the valley (Figure 7) indicates an important underground conductive anomaly, while SRT shows an underground low velocity anomaly. This could be the signature of a cavity beneath the river of an unknown karstic level. Moreover, vertical connections in neighbouring caves of the second level of karstification were found, and an inferior collector, under the

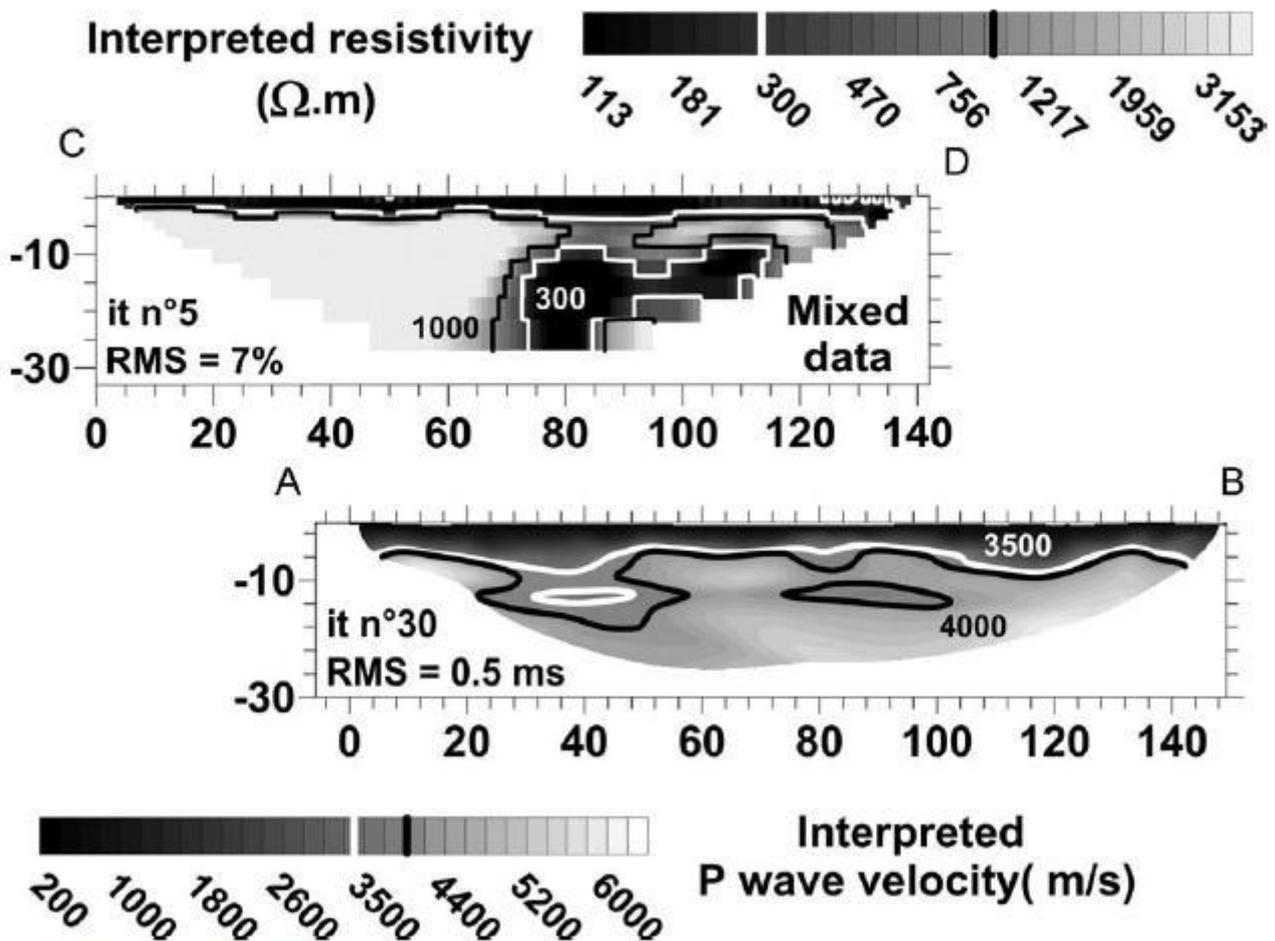


Figure 7. The ERT and SRT in the front of Mayenne-Sciences cave (72 electrodes with interelectrode distance of 2 m and 48 geophones with intergeophone distance of 3 m). The electrical model is a combined inversion of Wenner–Schlumberger and dipole–dipole arrays, and was obtained with an RMS error of 7%. The seismic velocity model was obtained by inversion with a RMS error of 0.5 ms.

river level, was predicted by the karst study (Rodet *et al.*, 2001). This pseudocavity may contain water or clay, because this anomaly has a low resistivity and poor mechanical properties. Moreover, results suggest that the medium surrounding this anomaly is fractured and filled with conductive materials.

The absence of visible drainage networks directed towards dissolution zones on the plateaus suggests these zones are fossil morphologies or slightly active. In the valley, karstification might be more important because of the proximity to the aquifer and to the drainage network.

**Conclusion**

Apparent conductivity mapping and ERTs show that the soil cover thickness increases with altitude on the plateaus. This cover ends abruptly in a bowl form on

the southern plateau, while the northern cover seems to stop over a fractured area in the limestone. Moreover, in areas with no soil cover, there is at least one bowl of clay soil, which resembles the geophysical signature of a doline (sinkhole). These karstic dissolution zones could be found only with geophysics because there is no discernible morphological shape at the surface. These results are evidence for karstification process on the plateaus, but no karstic morphologies were detected over known prehistoric caves. The ERT and SRT in the valley indicate an important anomaly, which is interpreted as an underground karstic cave filled with clay or water.

Some karstic structures have been detected but more geophysical investigations (for example three-dimensional survey), excavations and sedimentological studies are needed to confirm these results and allow a better understanding of the karstic system around Saulges caves. Connections between superficial struc-

tures and cavities have to be studied with more attention to protect prehistoric art from percolation water.

## Acknowledgements

The authors wish to thank Jean-Pierre Betton, Lucie Garnier and Carole Ridel who participated in the field survey. This study is a part of the program: 'Occupations paléolithiques de la vallée de l'Erve' from the UMR 6566 of CNRS 'CReAAH', coordinated by Jean-Laurent Monnier.

## References

- Al-Fares W, Bakalowicz M, Guérin R, Dukhan M. 2002. Analysis of the karst aquifer structure of the Lamalou area (Hérault, France) with ground penetrating radar. *Journal of Applied Geophysics* **51**: 97–106.
- Chambers JE, Ogilvy RD, Kuras O, Cripps JC, Meldrum PI. 2002. 3D electrical imaging of known targets at a controlled environmental test site. *Environmental Geology* **41**: 690–704.
- Dahlin T. 2001. The development of electrical imaging techniques. *Computers and Geosciences* **27**: 1019–1029.
- Dahlin T, Zhou B. 2004. A numerical comparison of 2D resistivity imaging with 10 electrode arrays. *Geophysical Prospecting* **52**: 379–398.
- Debeglia N, Bitri A, Thierry P. 2006. Karst investigations using microgravity and MASW; application to Orleans, France. *Near Surface Geophysics* **4**: 215–225.
- Frischknecht FC, Labson VF, Spies BR, Anderson WL. 1991. Profiling methods using small sources. In *Electromagnetic methods in applied geophysics 2: Applications*, Nabighian MN editor. Society of Exploration Geophysicists: Tulsa, Oklahoma; 105–270.
- Guérin R, Baltassat JM, Boucher M, Chalikakis K, Galibert PY, Girard JF, Plagnes V, Valois R. 2009. Geophysical characterisation of karstic networks – Application to the Ouyse system (Poumeyssen, France). *Comptes Rendus Geoscience* **341**(10–11): 810–817.
- Hinguant S, Moullé PE, Arellano A. 2005. Premiers indices de la présence d'une faune du Pléistocène moyen dans la vallée de l'Erve (Mayenne, France). *Bulletin du Musée d'Anthropologie préhistorique de Monaco* **45**: 25–30.
- Hinguant S, Biard M, Moullé PE, Pigeaud R. In press. La vallée de l'Erve (Mayenne): présence solutréenne au nord de la Loire. In SERAP Vallée de la Claise coord. Actes du colloque Le Solutréen 40 ans après Smith'66, Almeida M, Aubry T, Wakter B (eds). Preuilley-sur-Loire, 28 octobre–31 novembre 2007.
- Jardani A, Revil A, Santos F, Fauchard C, Dupont JP. 2007. Detection of preferential infiltration pathways in sinkholes using joint inversion of self-potential and EM-34 conductivity data. *Geophysical Prospecting* **55**: 749–760.
- Kaufmann O, Quinif Y. 2001. An application of cone penetration tests and combined array 2D electrical resistivity tomography to delineate cover-collapse sinkhole prone areas. In *Geotechnical and Environmental Applications of Karst Geology and Hydrology*. Beck BF, Herring JG (eds). Balkema: Lisse; 359–364.
- Kuniansky EL. 2005. US Geological Survey Karst Interest Group, Proceedings. USGS Scientific Investigations Report, 2005-5160, 296 pp.
- Loke MH, Barker RD. 1996. Rapid least-square inversion of apparent resistivity pseudo-sections by a quasi-newton method. *Geophysical Prospecting* **44**: 131–152.
- Papadopoulos NG, Tsourlos P, Tsoskas GN, Sarris A. 2006. Two-dimensional and three-dimensional resistivity imaging in archaeological site investigation. *Archaeological Prospection* **13**: 163–181.
- Pigeaud R. (avec la collaboration de M. Bouchard et d'E. Laval). 2004. La grotte ornée Mayenne-Sciences (Thorigné-en-Charnie, Mayenne) : un exemple d'art pariétal d'époque gravettienne en France septentrionale. *Gallia Préhistoire* **46**: 1–154.
- Pigeaud R, Rodet J, Devière T, Dufayet C, Trelohan-Chauve E, Betton JP, Bonic P. 2006. Palaeolithic cave art in West France: an exceptional discovery: the Margot Cave (Mayenne). *Antiquity* **80**: (309). [<http://antiquity.ac.uk/ProjGall/pigeaud/index.html>]
- Pigeaud R, Hinguant S, Rodet J, Betton JP, Bonic P. 2010. Something new in the West: the cave habitat of Rochefort and the decorated cave of Margot (Mayenne). *International Newsletter on Rock Art* **56**: 1–12.
- Rodet J, Renault G, Bonic P. 2001. Contexte karstologique de la grotte « Mayenne-Sciences » (Thorigné en Charnie, Mayenne) - état au 30 novembre 2001. In *Les occupations paléolithiques de la vallée de l'Erve*, Pigeaud R. (director), Programme UMR 6566, UMR 6569 et MNHN, 'Etude des représentations de la grotte Mayenne-Sciences Thorigné en Charnie, Mayenne'; 44–50.
- Shawkat A, Carpenter P. 2003. Geophysical response of filled sinkholes, soil pipes and associated bedrock fractures in thinly mantled karst, east-central Illinois. *Environmental Geology* **44**: 705–716.
- Sumanovac F, Weisser M. 2001. Evaluation of resistivity and seismic methods for hydrogeological mapping in karst terrains. *Journal of Applied Geophysics* **47**: 13–28.

## Annexe 2

# Effets sur les vitesses des variations de position des géophones

Des tests pour évaluer l'importance de la topographie lors d'un suivi temporel ont été réalisés ici (Figure C.2), particulièrement car les différences entre les positions des géophones peuvent parfois atteindre 1.5 m en bout de profil.

Par exemple, si la topographie de la première acquisition est utilisée pour toutes les acquisitions futures, il se peut que les distances mesurées entre géophones soient différentes des distances réelles. Ici, les différences de distances entre av10 et oct09 sont de l'ordre de quelques pourcents. On peut voir que des variations de distance de 2% peuvent engendrer des différences de plus de 5% sur le modèle de vitesse (au niveau de l'abscisse 160 m particulièrement). On remarque également une anomalie négative profonde importante (abscisses 100 à 150 m) liée à des variations de position et aussi à une zone mal contrainte.

Si la position de chaque géophone n'est pas indiquée sur le terrain par un repère fixe, alors il vaut mieux prendre les positions de chaque géophone lors de chaque acquisition par une technique de relevé topographique assez précise.

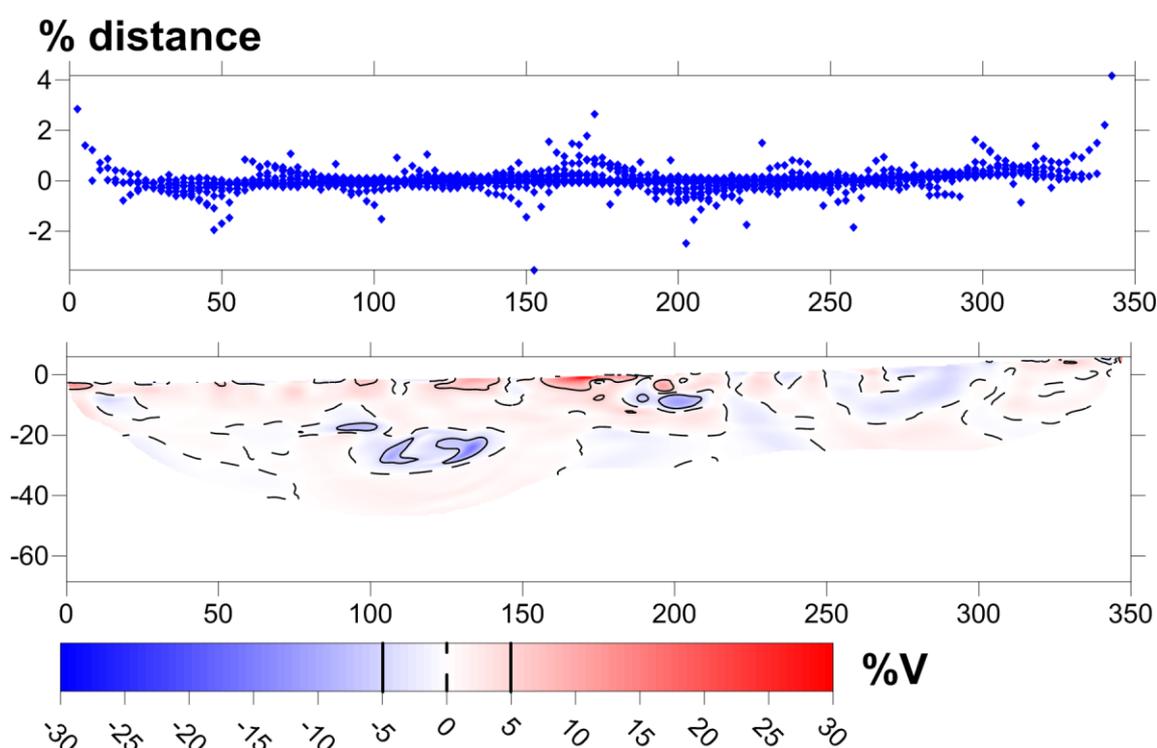


Figure C.2 : En haut, différence relative des distances entre géophones entre les topographies de av10 et oct09. En bas, différence relative de vitesse pour les pointés du Blagour de Chasteaux en av10 avec des topographies différentes (av10 et oct09)