





# Premiers résultats sur le glissement hérité du Monastier-sur-Gazeille (Massif central, France)

Rapport final

BRGM/RP-56679-FR

Décembre 2008

Étude réalisée dans le cadre des opérations  
de Recherche du BRGM 2008

A. Poiraud, S. Bernardie, E. Defive, A. Bitri, G. Grandjean

**Vérificateur :**

Nom : T.WINTER

Date :

Signature :



**Approbateur :**

Nom : H. MODARESSI

Date :

Signature :



Géosciences pour une Terre durable

**brgm**

Mots clés : tomographie sismique, mouvements de terrain, Monastier-sur-Gazeilles

En bibliographie, ce rapport sera cité de la façon suivante :

**Poiraud A., Bernardie S., Defive E., Bitri A., Grandjean G.** (2008) – Premiers résultats sur le glissement hérité du Monastier-sur-Gazeilles (Massif central, France). Rapport final. BRGM/RP-56679-FR. 46 p., 23 ill., 1 tabl. 1 ann.

© BRGM, 2008, ce document ne peut être reproduit en totalité ou en partie sans l'autorisation expresse du BRGM.

## Synthèse

Les instabilités de versant constatées dans les bassins sédimentaires tertiaires du Massif central français ne sont pas récentes et sont souvent héritées des périodes froides et/ou humides. Dans le cadre du *Global Change*, de nombreuses recherches tendent à qualifier et quantifier l'impact des modifications climatiques sur le niveau d'activité de ces grands glissements. Le bassin du Puy-en-Velay, de par sa structure géologique et l'histoire de l'encaissement de son réseau hydrographique en lien avec les fluctuations climatiques et le volcanisme récent, est fortement marqué par ces grands glissements hérités qui peuvent couvrir l'ensemble des versants et qui sont en interaction forte avec le démantèlement des corniches basaltiques.

L'étude d'un de ces versants permet d'approcher plus finement les processus à l'origine de ces mouvements dans le but de comprendre et modéliser l'aléa, objectif ultime recherché étant la cartographie future de l'aléa lié à ces phénomènes. Le site a été en premier lieu investigué au moyen de trois approches :

- Une approche « terrain » avec visualisation et cartographie des unités géomorphologiques homogènes (qualitatif),
- Une approche par sondage géologique afin de mieux connaître la structure interne et la composition des différents niveaux de terrain composant le versant,
- Une approche géophysique par tomographie sismique permettant d'extrapoler les résultats des sondages et observations et affiner les connaissances acquises.

Au terme de cette analyse, il est encore difficile de se prononcer sur le type de glissement ainsi que sur le contexte bioclimatique de sa mise en place. Son activité est actuellement suivie par le biais de 9 mobiles positionnés au DGPS bi-fréquence, ce qui nous permettra d'avoir une idée sur son activité actuelle. Nous pouvons cependant avancer quelques hypothèses :

- L'amont du versant, zone de départ des matériaux basaltiques, est dominé par des glissements roto-translationnels causés par le tassement et le fluage des matériaux sédimentaires sous l'effet du poids des laves (foirage). Ceci provoque le départ de pans entiers de corniche, qui fluent ensuite sur la pente.
- La morphologie de surface de la zone médiane du versant (unité 2) pourrait faire conclure à des phénomènes de solifluxion, mais la profondeur de la masse glissée, supérieure à 10m, nous amène à envisager d'autres formes de mouvement, notamment celles liées à la fonte totale du pergélisol postérieure au Dryas. Nous pouvons envisager un empilement de coulées de solifluxion ou des phénomènes proches des glissements-coulées, en tout cas, des processus évoluant dans un domaine rhéologique plastique à visco-plastique.

- La compétence de la masse fluée et la dislocation des blocs basaltiques avec la distance par rapport à la zone source amène à penser à une dynamique qui remanie des terrains déjà glissés avec des processus de reprises multiples d'où la question de la saisonnalité de ces mouvements hérités.

## Sommaire

<b>1. Introduction</b> .....	<b>9</b>
<b>2. Site d'étude</b> .....	<b>11</b>
<b>3. Tomographie acoustique</b> .....	<b>17</b>
3.1. PRINCIPE DE LA SISMIQUE REFRACTION .....	17
3.2. UTILISATION DU LOGICIEL JATS .....	18
3.3. DESCRIPTION DES ACQUISITIONS DES DIFFERENTS PROFILS ET CHOIX DES MODELES DE VITESSE DE DEPART .....	19
<b>4. Résultats</b> .....	<b>21</b>
4.1. DESCRIPTION DE TERRAIN.....	21
4.2. SONDAGES GEOLOGIQUES.....	24
4.3. PROFILS TOMOGRAPHIQUES.....	25
<b>5. Interprétations</b> .....	<b>33</b>
<b>6. Conclusion</b> .....	<b>37</b>
<b>7. Bibliographie</b> .....	<b>39</b>

### Liste des illustrations

Illustration 1 - Localisation de la zone d'étude (coordonnées en Lambert II étendu) .....	12
Illustration 2 - Disposition des investigations (sondages, coupes, relevé de blocs basaltiques flués par secteur) .....	14
Illustration 3 – Schéma d'une onde réfractée .....	18

Illustration 4 – Exemple de pointé des premières arrivées.....	19
Illustration 5 - Carte géomorphologique du secteur d'étude.....	22
Illustration 6 - Disposition des 2 unités supérieures dans le paysage.....	23
Illustration 7 – Ajustement entre temps de trajet calculé et mesuré après 10 itérations – tir n°0-Profil4.....	25
Illustration 8 – Ajustement entre temps de trajet calculé et mesuré après 10 itérations – tir n°8-Profil4.....	26
Illustration 9 – Ajustement entre temps de trajet calculé et mesuré après 10 itérations – tir n°18-Profil4.....	26
Illustration 10 – Fonction de vraisemblance en 10 itérations -Profil4.....	27
Illustration 11 – Profil de vitesses d'ondes P en 10 itérations -Profil4.....	27
Illustration 12 – Ajustement entre temps de trajet calculé et mesuré après 10 itérations – tir n°0-Profil5.....	28
Illustration 13 – Ajustement entre temps de trajet calculé et mesuré après 10 itérations – tir n°8-Profil5.....	28
Illustration 14 – Ajustement entre temps de trajet calculé et mesuré après 10 itérations – tir n°17-Profil5.....	29
Illustration 15 – Fonction de vraisemblance en 10 itérations –Profil5.....	29
Illustration 16 – Profil de vitesses d'ondes P en 10 itérations –Profil5.....	30
Illustration 17 – Ajustement entre temps de trajet calculé et mesuré après 10 itérations – tir n°0-Profil6.....	30
Illustration 18 – Ajustement entre temps de trajet calculé et mesuré après 10 itérations – tir n°8-Profil6.....	31
Illustration 19 – Ajustement entre temps de trajet calculé et mesuré après 10 itérations – tir n°17-Profil6.....	31
Illustration 20 – Fonction de vraisemblance en 10 itérations –Profil6.....	32
Illustration 21 – Profil de vitesses d'ondes P en 10 itérations –Profil6.....	32
Illustration 22 – Synthèse de la structure du glissement. A- Coupes interprétatives issues des profils tomographiques ; 1, colluvions basaltiques de surface ; 2, masse glissée, mélange de substrat argilo-sableux remanié et d'éléments basaltiques fragmentés ; 3, masse basaltique fracturée et glissée, structure± conservée ; 4, substrat sablo-argileux en place (Sables de la Laussonne). B- Localisation des profils dans l'organisation géomorphologique du versant.....	35
Illustration 23- Coupe schématique de la structure du versant glissé du Monastier-sur- Gazeilles.....	36

## Liste des tableaux

Tableau 1 - Descriptif des méthodes utilisées.....	15
--	----

## Liste des annexes

Annexe 1 Coordonnées GPS des profils .....	41
--	----



# 1. Introduction

Les instabilités de versant constatées dans les bassins sédimentaires tertiaires du Massif central français ne sont pas récentes et sont souvent héritées des périodes froides et/ou humides (Bout, 1948; 1960; Kieffer, 1962; Valadas, 1984; Raynal, 1986; Raynal *et al.*, 2001). Si on se réfère aux glissements de terrain uniquement, les niveaux d'activité de ces instabilités restent actuellement faibles et les réactivations se limitent, pour la plupart, à des glissements superficiels de type translationnel ou rotationnel de surface (Bout, 1948; Poiraud, 2007). Cependant, l'ampleur des formes héritées de ces glissements « dormants » au sens de Flageollet (Flageollet, 1996) présume d'un niveau d'aléa sans commune mesure avec le niveau actuel. Or, dans le cadre du *Global Change*, de nombreuses recherches tendent à qualifier et quantifier l'impact des modifications climatiques sur le niveau d'activité de ces grands glissements hérités (Dehn et Buma, 1999; Collison *et al.*, 2000; Dehn *et al.*, 2000; Dapples, 2002; Schmidt et Beyer, 2002; Schmidt et Dikau, 2004; Bonnard *et al.*, 2007; Moore *et al.*, 2007).

Le bassin du Puy-en-Velay, de par sa structure géologique et l'histoire de l'encaissement de son réseau hydrographique en lien avec les fluctuations climatiques et le volcanisme récent (Defive, 1996; Defive *et al.*, 2005), est fortement marqué par ces grands glissements hérités qui peuvent couvrir l'ensemble des versants et qui sont en interaction forte avec le démantèlement des corniches basaltiques (Kieffer, 1962; Poiraud, 2007). L'étude d'un de ces versants devrait permettre d'approcher plus finement les processus à l'origine de ces mouvements dans le but de comprendre et modéliser l'aléa, l'objectif ultime recherché étant la cartographie future de l'aléa lié à ces phénomènes.



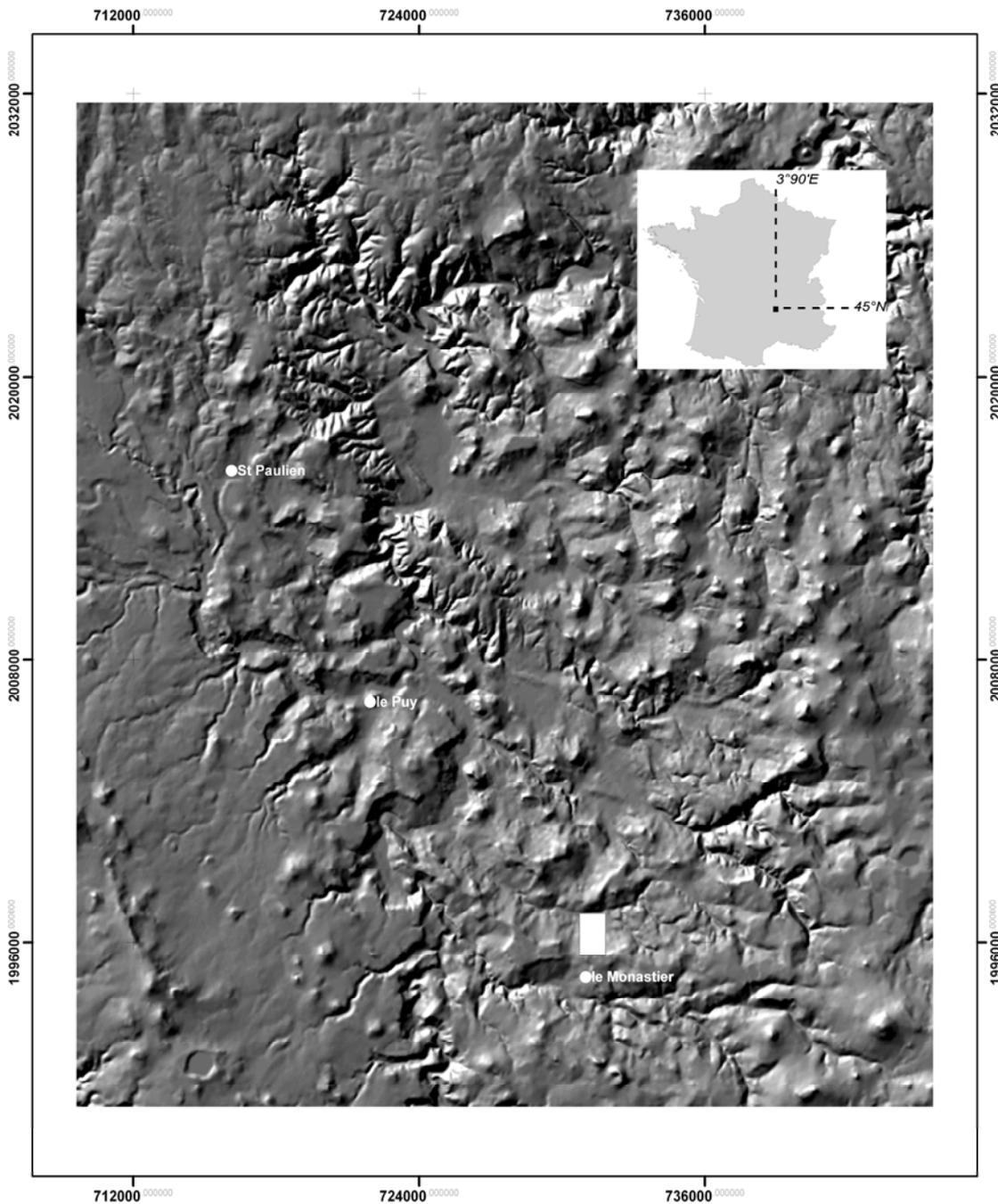
## 2. Site d'étude

Le bassin du Puy-en-Velay se situe entre 44°89'N et 45°17'N, et 3°75'E et 4°07'E. Il couvre une surface approximative de 378 km<sup>2</sup> qui correspond à l'essentiel des affleurements tertiaires. Il prolonge au sud-est l'axe des Limagnes, bassins de distension marginaux du Rift Ouest Européen (ROE), contemporains du soulèvement alpin (Michon, 2000). Deux phases volcaniques majeures ont marqué l'histoire du bassin :

- une phase datée du Miocène supérieure, localisée dans le Velay oriental (partie sud-est du bassin) ayant produit essentiellement des laves basaltiques et phonolithiques,
- une phase à effusion basaltique plio-pleistocène ayant constitué le plateau du Devès et concentrée sur la partie ouest et centrale du bassin.

La Loire traverse le bassin du Sud au Nord. Elle y entre au sud par des gorges encaissées dans le socle cristallin et en sort au nord en entaillant profondément le horst granitique de Chaspinhac. L'érosion provoquée par l'encaissement du réseau hydrographique au centre du bassin sédimentaire a donné des paysages caractérisés par des versants pentus, la plupart de ces versants étant recouverts par une chape volcanique désormais en inversion de relief. Une grande partie des corniches volcaniques montre des faciès de démantèlement plus ou moins avancé selon les versants considérés.

Le glissement hérité étudié se situe aux marges sud-est du bassin du Puy, à proximité du village du Monastier-sur-Gazeilles (Illustration 1), dans une zone d'affleurement des sables de bordures, essentiellement constitués de sables et d'argiles mélangés et appelés localement « Sables de la Laussonne ». Ces sables sont très sensibles à l'imbibition et leur comportement devient rapidement plastique. Les formes de solifluxion actuelle sont nombreuses dans cette zone.



*Illustration 1 - Localisation de la zone d'étude (coordonnées en Lambert II étendu)*

Le dispositif structural du site étudié est relativement simple ;

- Le socle granitique affleure plus à l'est et se situe, au niveau du site, à plus de 150 mètres de profondeur,

- Il est recouvert par une épaisse série sablo-argileuse, appelée « Sables de la Laussonne », qui correspondent à des sables détritiques issus de l'érosion du socle,
- Cette série sédimentaire est chapeautée par les coulées de lave du Velay oriental qui se sont épanchées dans un ancien lit fluvial, comme l'attestent les petits galets et chailles retrouvés dans les dépôts de versant. L'ensemble de la zone est en inversion de relief.

Le site a fait l'objet de sondages géologiques en septembre 2007 et de mesures géophysiques en juin 2008 (tomographie acoustique) dont les résultats sont présentés et synthétisés avec l'approche géomorphologique afin d'avoir une compréhension d'ensemble du phénomène.

Le site occupe un versant exposé nord et s'étend de 780 mètres d'altitude relative (cours d'eau de la Laussonne) à environ 1 000 mètres (corniche basaltique) (Illustration 4).

La dénivellation totale de 220 mètres sur à peu près 1 000 mètres de longueur plane correspond à une pente moyenne de 12,5°. Notons que cette pente moyenne correspond à peu près à la pente d'équilibre dans les matériaux sablo-argileux. Par contre, elle ne reflète en rien le profil du versant car la pente est nettement plus importante à proximité de la corniche (> 30°) tandis qu'elle s'abaisse assez rapidement à partir de 200 mètres de la corniche (pentes entre 0 et 10°). Le modelé en creux et bosse est bien mis en évidence par les variations continues de la pente le long du versant. On distingue plusieurs replats (fort abaissement de la pente) qui correspondent à des pans de corniches basaltiques flués.

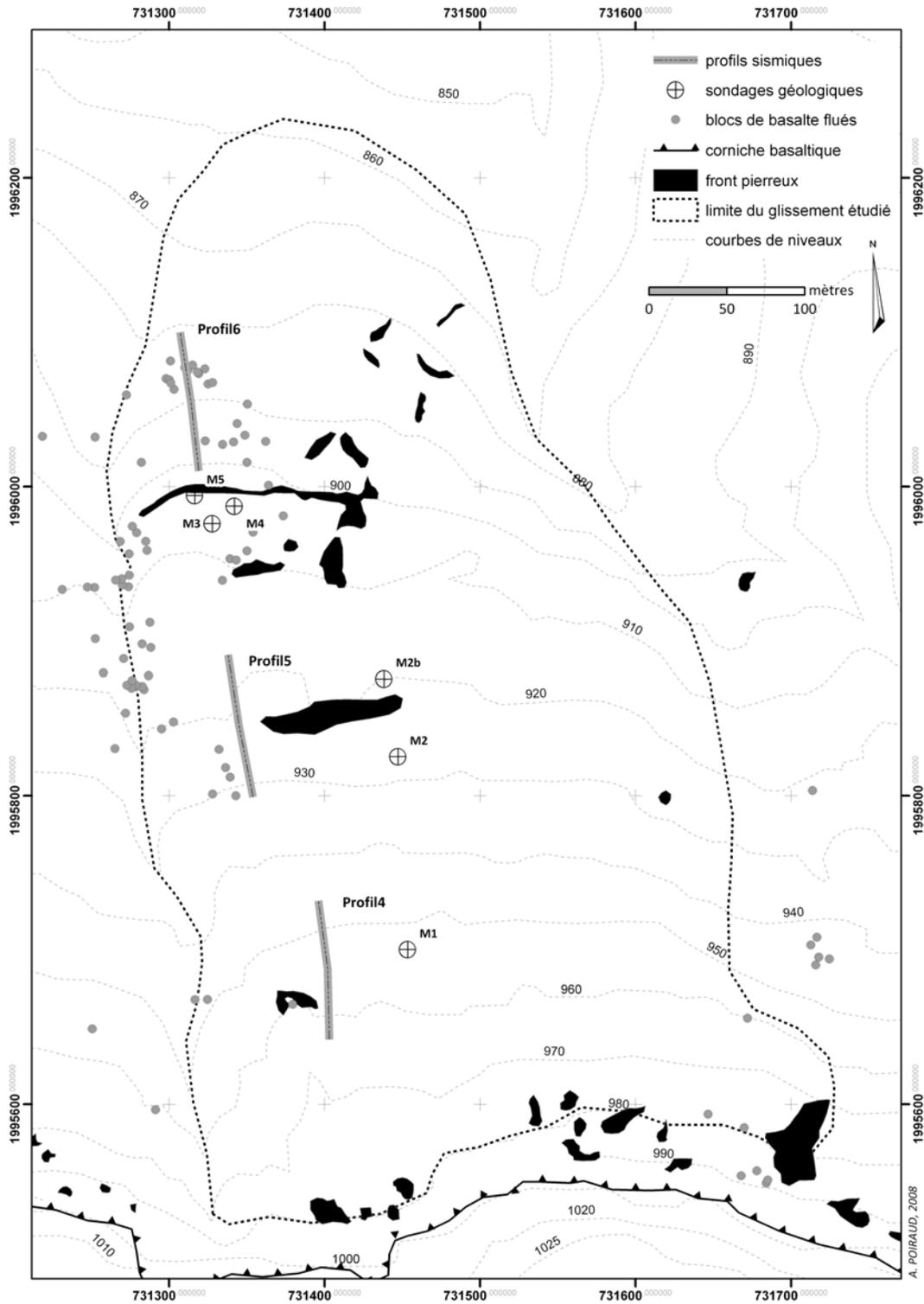


Illustration 2 - Disposition des investigations (sondages, coupes, relevé de blocs basaltiques flués par secteur)

Le site a été en premier lieu investigué au moyen de trois approches (Tableau 1) :

- Une approche « terrain » avec visualisation et cartographie des unités géomorphologiques homogènes (qualitatif),
- Une approche par sondage géologique afin de mieux connaître la structure interne et la composition des différents niveaux de terrain composant le versant,
- Une approche géophysique par tomographie sismique permettant d'extrapoler les résultats des sondages et observations et affiner les connaissances acquises.

<b>Approche</b>	<b>Objectifs</b>	<b>Méthodologie</b>
<b>Description de terrain</b>	Différencier rapidement les zones exprimant <i>a priori</i> des dynamiques différentes	1) Couverture de l'ensemble du terrain à pied et visualisation des formes et modelés, report sur carte 1/10000 et photo aérienne  2) Analyse des photos aériennes 3D de 2003 (via Géoportail)
<b>Sondages géologiques</b>	Connaître la profondeur de la masse glissée, sa composition et le dispositif global des terrains sous-jacent	5 sondages effectués à la tarière à vis du BRGM en septembre 2007 en suivant un transect longitudinal
<b>Tomographie sismique</b>	Connaître la structuration des couches de différentes natures latéralement et horizontalement	Cf. titre 3.1

Tableau 1 - Descriptif des méthodes utilisées



## 3. Tomographie acoustique

### 3.1. PRINCIPE DE LA SISMIQUE REFRACTION

La sismique réfraction sert à explorer les structures superficielles du sous-sol. Il s'agit d'une technique non destructive. Les résultats que l'on obtient sont généralement complémentaires de la sismique réflexion. En sismique réfraction, il est possible de repérer des surfaces de discontinuité, séparant des roches où la vitesse des ondes sismiques est différente. Ces surfaces ne sont repérées que lorsqu'elles sont assez superficielles.

Pour un modèle à deux couches de vitesses différentes  $V_1$  et  $V_2$ , d'après la loi de Descartes, à l'interface des deux couches, nous avons la relation suivante :

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

Dans notre cas, nous avons  $V_1 < V_2$ . Il existe donc un angle d'incidence critique pour lequel :

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

Cette relation devient alors :

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

Soit encore :

$$i_1 = i_c = \arcsin \frac{V_1}{V_2}$$

Pour un tel angle d'incidence, l'onde transmise se propage le long de l'interface, à la vitesse  $V_2$ . L'interface sert de « guide d'onde », c'est le phénomène de réfraction. La sismique réfraction nous permet donc de mesurer la vitesse des ondes dans les couches superficielles.

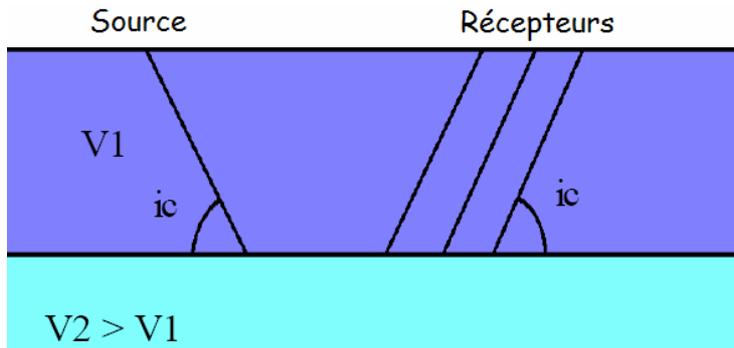


Illustration 3 – Schéma d'une onde réfractée

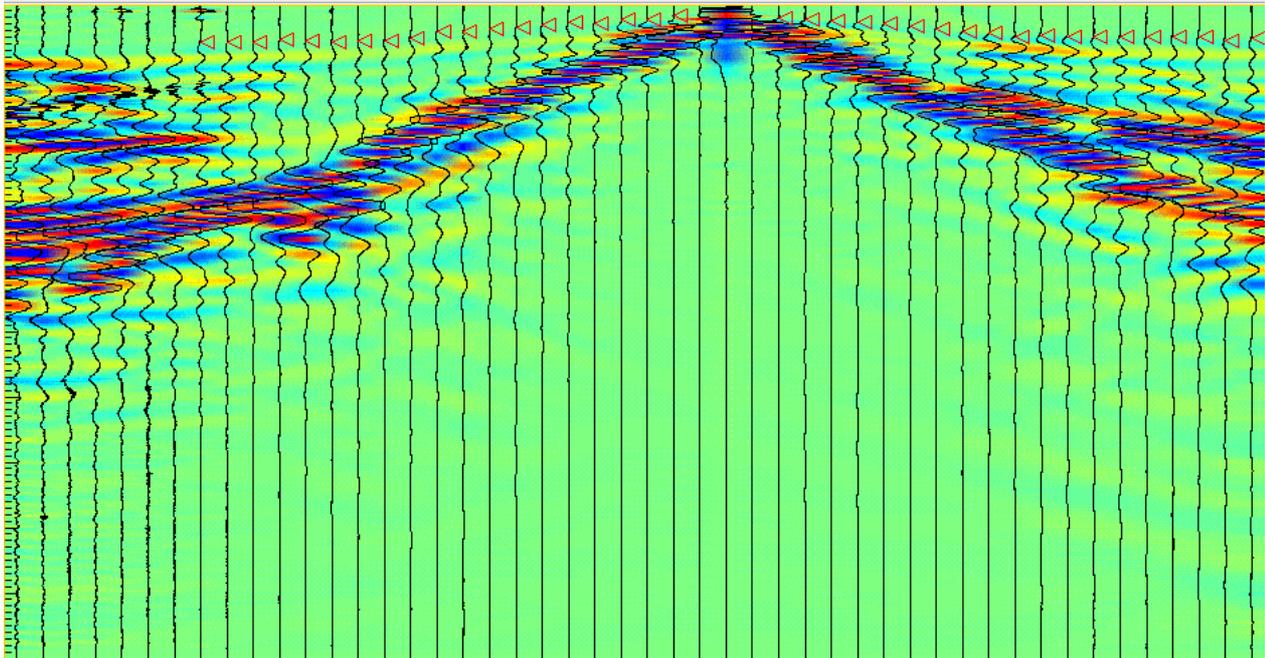
A l'interface des deux couches, l'onde P se réfléchit en onde P et en onde Sh. Pour chaque profil, nous avons enregistré les arrivées des ondes P.

### 3.2. UTILISATION DU LOGICIEL JATS

En sismique réfraction, on utilise donc les premières arrivées des ondes sismiques (first-breaks) visibles sur les différents enregistrements de tirs. Les méthodes d'inversions tomographiques classiques sont généralement basées sur l'approximation du rai. En effet, en considérant que la fréquence de l'onde tend vers l'infini, on estime ainsi que le rai constitue la représentation de la trajectoire de l'onde.

Dans cette étude, toutes les opérations, du pointé des premières arrivées, aux résultats de l'inversion, ont été réalisées avec JaTS, un logiciel de tomographie sismique (Grandjean and Sage, 2004 ; Sage and al., 2003). Ce logiciel utilise les volumes de Fresnel pour calculer les temps de trajet des ondes et la méthode SIRT, reformulée avec une approche probabiliste dans le but d'estimer la vitesse des ondes P dans la zone étudiée. En procédant ainsi, la propagation est affectée par les variations de vitesses contenues dans la zone de Fresnel située le long du trajet de l'onde. Les temps de trajet sont calculés par résolution de l'équation Eikonale à l'aide d'un schéma numérique.

La première étape du traitement consiste à pointer les premières arrivées (Illustration 4).



*Illustration 4 – Exemple de pointé des premières arrivées*

Après avoir effectué l'ensemble des pointés et afin de lancer l'inversion il faut créer un fichier contenant l'ensemble des temps de trajets, un second fichier résumant la géométrie de l'acquisition (nombres et positions des sources et récepteurs) et enfin un fichier décrivant le modèle de vitesse initial.

Avant de lancer plusieurs itérations, il est essentiel de lancer une première itération afin de vérifier la validité du modèle de départ. Pour cela le logiciel JaTs offre la possibilité de comparer les temps de trajet mesurés et les temps de trajet calculés.

### **3.3. DESCRIPTION DES ACQUISITIONS DES DIFFERENTS PROFILS ET CHOIX DES MODELES DE VITESSE DE DEPART**

Trois profils sismiques ont été réalisés ; ils sont représentés sur l'illustration 2. Les coordonnées GPS des profils sont fournies en annexe1.

Les trois profils sont constitués de 48 géophones, espacés de 2m. Les sources sont espacées de 6m.

- Profil P4 : les sources numérotées de 1 à 17 sont réalisées au marteau. Les sources 0 et 18 sont à l'explosif ;
- Profil P5 : les sources numérotées de 3 à 18 sont réalisées au marteau. Les sources 1 et 2 sont à l'explosif ;

- Profil P6 : les sources numérotées de 4 à 18 sont réalisées au marteau. Les sources 1, 2 et 3 sont à l'explosif.

Pour chacune des inversions (P4, P5 et P6), nous avons choisi un modèle initial de vitesse à deux couches : 500 m/s en surface, et 1500 m/s en profondeur. L'interface entre ces deux couches a été placée à 30 m de profondeur, en suivant la topographie. Un fort lissage a été appliqué sur ce modèle. Cette procédure permet de générer des trajets sismiques courbes s'enfonçant d'autant plus en profondeur que l'offset est grand. Ceci est nécessaire afin de produire une bonne couverture en rais au sein du modèle. Les paramètres d'inversion ont été choisis identiques pour chacun des profils.

## 4. Résultats

### 4.1. DESCRIPTION DE TERRAIN

Les relevés de terrain nous ont permis de distinguer six grandes unités présentant chacune des particularités morphologique et dynamique (Illustration 5), avec de bas en haut :

- le plateau basaltique, terminé par une corniche d'environ 15 à 20 mètres de hauteur. Ce plateau est à l'origine de l'ensemble des blocs qui jalonnent le versant. Le basalte se présente en orgues verticaux à subverticaux et la corniche présente un tracé à peu près droit, hormis un léger rentrant dans lequel coule une cascade intermittente et qui est à l'origine du thalweg central.
- L'unité 1, correspond à la zone en relation directe avec la corniche. Elle comprend 2 sous-ensembles :
  - *unité 1a*, la pente  $\gamma$  est forte ( $> 30^\circ$ ) et les matériaux sont essentiellement gravitaires. L'ensemble est stabilisé (pente d'équilibre) mais on y distingue quelques chicots de corniche (zone de décompression et de départ des pans basaltiques) ;
  - *unité 1b*, la pente est comprise entre 15 et  $20^\circ$  et cette zone est très riche en blocs glissés et tabliers d'éboulis flués. Les matériaux ont subi un transport mixte, gravitaire et assisté. Les formations superficielles restent peu épaisses, et l'ensemble des blocs « glisse » sur le substrat déstructuré.
- L'unité 2, correspond à l'ensemble de la masse glissée avec une pente générale inférieure à  $15^\circ$ . Les blocs de basalte affleurent à la faveur des ruptures de pente ou de l'incision des cours d'eau temporaires. Le modelé est en creux et en bosses, où les contre-pente et fronts de loupe de solifluxion alternent. Le matériau sous-jacent est fortement remanié (mélange de substrat et de billes de basaltes avec une couche supérieure de formations gélifluées à blocs de quelques mètres d'épaisseur). On remarque la présence de « fronts pierreux » dont la morphologie fait penser aux nappes d'éboulis rencontrées dans l'unité 1b, mais qui se présentent toujours en une longue forme étirée perpendiculaire à la ligne de plus grande pente. Ces « fronts pierreux » correspondent vraisemblablement à l'affleurement, fortement météorisé, de front de loupe de solifluxion enrichi en blocailles (à confirmer par la tomographie).

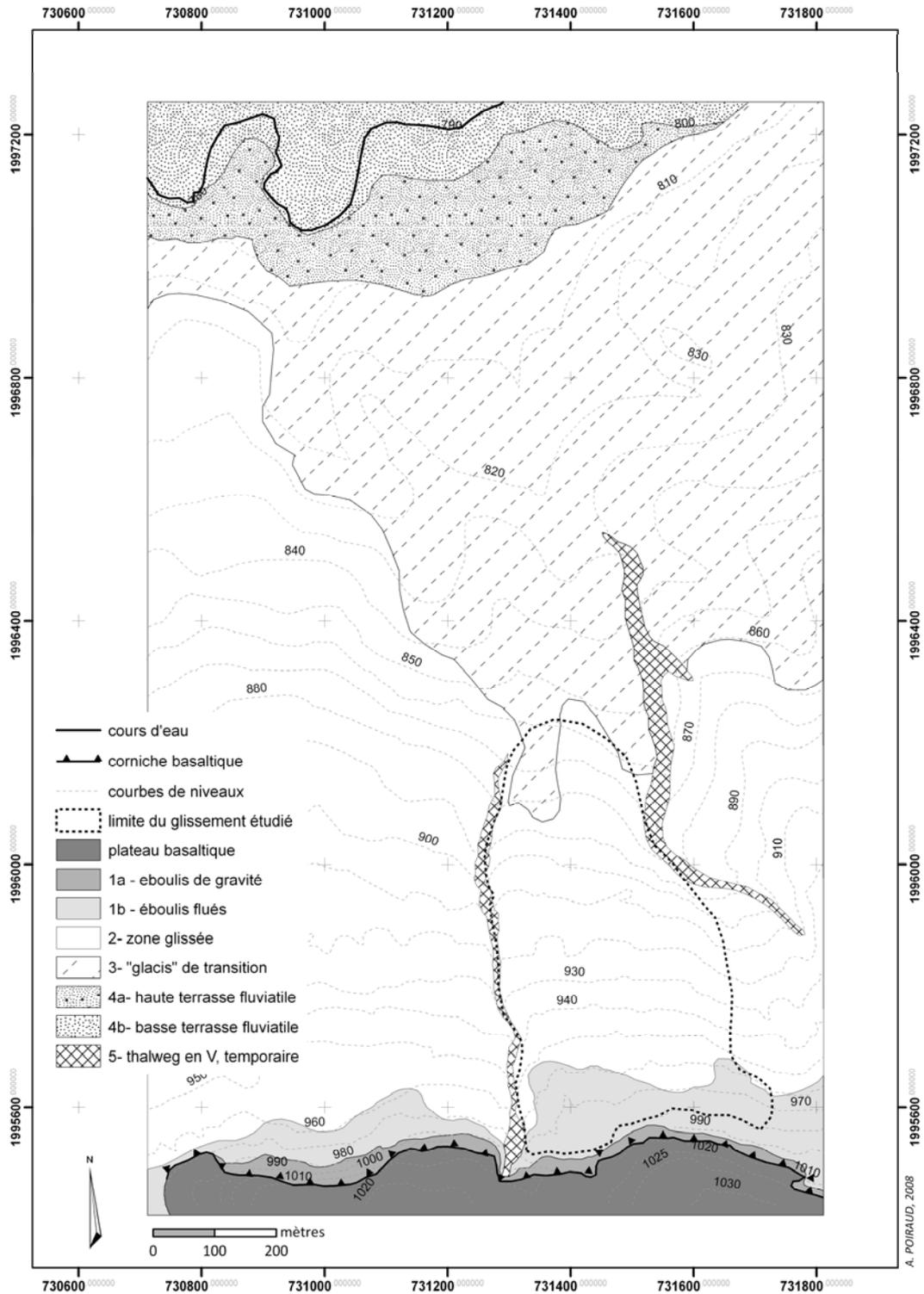


Illustration 5 - Carte géomorphologique du secteur d'étude

Ces 2 unités se visualisent très bien dans le paysage (Illustration 6) :

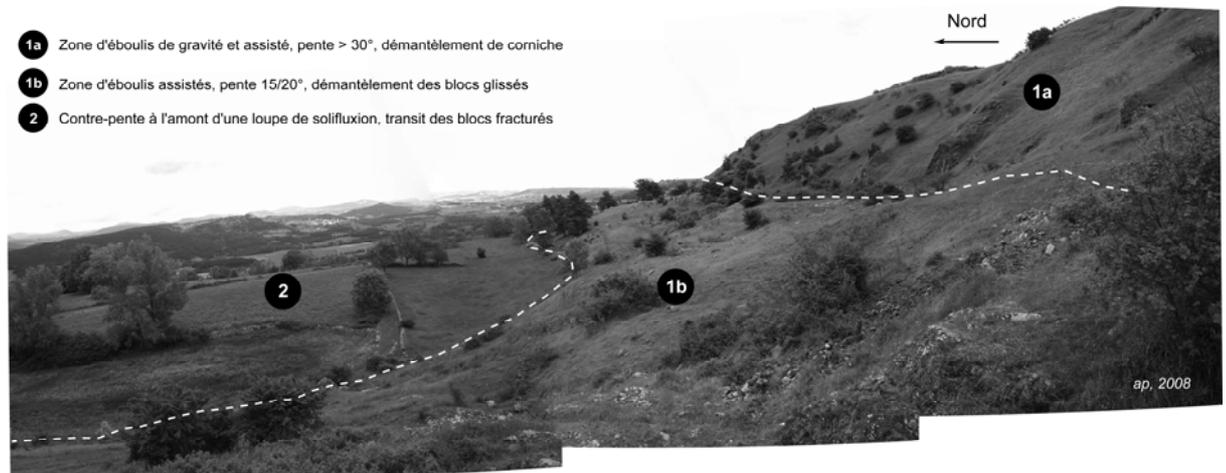


Illustration 6 - Disposition des 2 unités supérieures dans le paysage

- L'unité 3, située en bas de versant, présente une alternance de larges vallons en berceau et d'échines allongées selon une orientation NNW-SSE. L'ensemble se développe dans le substrat en place (Sables de la Laussonne). La pente relevée au niveau des interfluves formés par les échines est régulière, avoisinant les 5°. Les formations superficielles sont essentiellement colluviales et fines (à peine 1 à 2m). La morphologie d'ensemble s'apparente à un glaciais entaillé par des ruisselets intermittents. Cette zone fait transition avec les terrasses fluviatiles sous-jacentes mais sans qu'une limite franche ne se distingue.
- L'unité 4, jalonnant le cours de la Laussonne est partiellement déconnectée des dynamiques de versant supérieures et plus directement rattachée aux dynamiques fluviales du cours d'eau.
  - *unité 4a* ; terrasse fluviatile supérieure, perchée à +8/10m du cours actuel. La pente est très faible et la nappe est composée de galets grossiers pris dans une matrice de sables lavés. Plus on s'éloigne du cours d'eau et plus les formations tendent à se mélanger avec les apports colluviaux du versant.
  - *unité 4b* ; terrasse récente, inondable par fortes crues. La dynamique y est essentiellement fluviatile.
- L'unité 5, traverse les unités supérieures et moyennes (1 à 3) et est constituée de 2 thalwegs en « V », concentrant les écoulements de surface et entaillant l'unité 2. Les versants raides encadrant le fond du thalweg (pente > 25°) offrent de nombreuses coupes dans les terrains de l'unité 2. De nombreux blocs noyés dans la masse fluée affleurent à la faveur de ces fortes ruptures de pente.

## 4.2. SONDAGES GEOLOGIQUES

Les sondages ont été effectués en septembre 2007 par une équipe de foreurs du BRGM, dans le cadre de la cartographie du sédimentaire de la feuille n° 816 du Monastier. Le sondage avec une tarière à vis est destructif et ne permet pas de voir la structure des terrains. Par contre, il permet de voir la granulométrie et, pour le cadre de cette étude, de repérer les éléments basaltiques (billes de basalte) et leur profondeur. En effet, le substrat correspond à la sédimentation détritique des éléments arrachés au socle granitique et s'est mis en place antérieurement aux laves du Velay oriental. La pollution du substrat par des éléments basaltiques signifie donc que le matériau est remanié, déplacé et mélangé. Par cette méthode, on peut donc repérer la profondeur à laquelle le matériau n'est plus pollué, ce qui correspond à peu près au niveau inférieur de la masse glissée, et donc sa profondeur. La présence de substrat non pollué mais avec des pans basaltiques glissés en surface correspond à un glissement sans mélange de matière mais incluant une déformation plastique du substrat.

Les deux premiers sondages permettent de prospecter la partie supérieure (sous la corniche) et médiane de la zone glissée (respectivement M1 et M2bis, voir Illustration 2). Le sondage M1 présente environ 3,5m de matériaux  $\pm$  remobilisés (grossier et sables argileux remaniés) posés directement sur le substrat en place. Par contre, en surface, à environ 20m du point de sondage, il existe un énorme pan de basalte flué dont l'orientation des colonnades atteste le basculement et le fluage depuis la corniche. Aux alentours du sondage M1, on trouve également de nombreux petits blocs glissés, noyés dans la masse fine du terrain. Ce sondage représente globalement le passage de l'unité 1b à l'unité 2.

Le sondage M2bis, situé environ 150m plus au nord et donc plus bas sur le versant, représente pleinement l'unité 2, très riche en blocs basaltiques glissés et fracturés. On y trouve de nombreuses loupes de solifluxion à « front pierreux ». La topographie y est caractéristique des zones glissées (creux et bosses). Le sondage présente environ 12m de matériaux remobilisés avec un plan de glissement à 12m. La masse sous-jacente (jusqu'à 17m) présente un faciès de matériaux un peu remobilisés mais pas de billes basaltiques (matériaux glissés supposés).

Le sondage M4, situé à environ 200m du bas du glissement et en amont d'une contre-pente marquée par un important affleurement de blocailles basaltiques (« front pierreux ») présente environ 2m de colluvions basaltiques remaniant un peu d'éléments sablo-argileux et des matériaux remobilisés de 2 à 9,75m de profondeur. Ces matériaux sont structurés en une alternance de langues riches en argiles et sables mais dépourvus de blocs basaltiques et de langues riches en éléments basaltiques. L'arrêt de la tarière à 9,75m est contraint par une forte densité de blocs (vraisemblablement le toit d'un pan glissé).

Ces sondages confirment le découpage réalisé sur la carte géomorphologique, à savoir, l'existence de deux zones bien distinctes dans leur structure et dynamique :

- La zone supérieure est le siège des glissements rotationnels par déformation du substrat sous-jacent et de démantèlement de la corniche. Les pans de basalte se décrochent de la corniche principale et fluent lentement sous l'effet

de leur poids et de la plasticité du terrain. Les terrains restent dans l'ensemble peu remaniés.

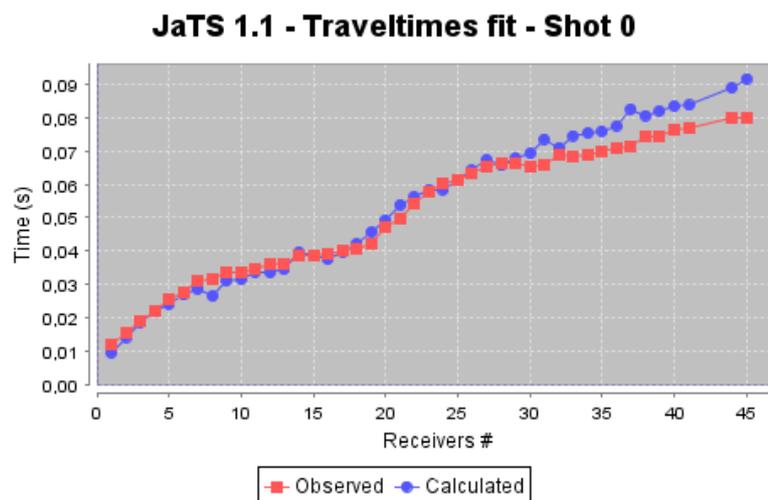
- La zone intermédiaire, de transport des blocs basaltiques et d'intense remaniement des matériaux, se présente comme un espace dans lequel les loupes de solifluxion se superposent les unes aux autres. Les blocs basaltiques sont plus désorganisés dans l'ensemble et l'épaisseur des formations remaniées (sûrement 12m, potentiellement 17m) prouve l'intensité des processus. Par contre, l'existence de strates quasiment pures (exemple de la strate de calcaire pulvérulent) prouve l'existence de processus de fluage « par paquets », déstructurant peu le matériel d'origine.

### 4.3. PROFILS TOMOGRAPHIQUES

Pour chaque profil, nous fournissons les temps de trajets mesurés et calculés pour les tirs 0 (Illustration 7, Illustration 12, Illustration 17), 8 (Illustration 8, Illustration 13, Illustration 18), et 17 (Illustration 9, Illustration 14, Illustration 19), ainsi que la fonction de vraisemblance (Illustration 10, Illustration 15, Illustration 20). Ces résultats attestent de la bonne qualité des pointés des temps d'arrivée, du choix du modèle initial de vitesse et donc de l'inversion de vitesse. Pour les trois profils, 10 itérations sont nécessaires pour obtenir une bonne précision des résultats.

Les Illustration 11, Illustration 16, et Illustration 21 montrent les trois coupes obtenues des vitesses d'onde P.

#### Profil4



*Illustration 7 – Ajustement entre temps de trajet calculé et mesuré après 10 itérations – tir n°0- Profil4*

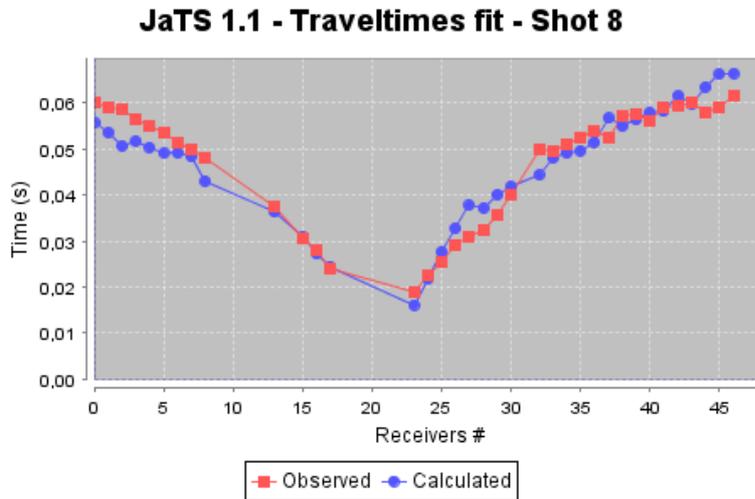


Illustration 8 – Ajustement entre temps de trajet calculé et mesuré après 10 itérations – tir n°8- Profil4

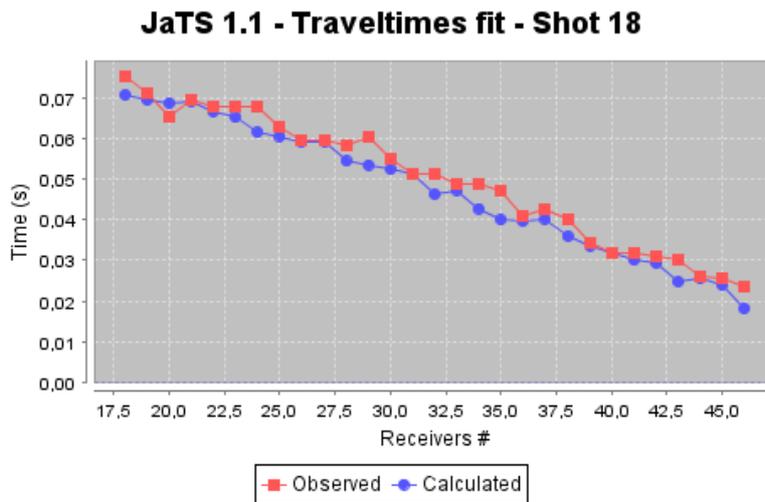
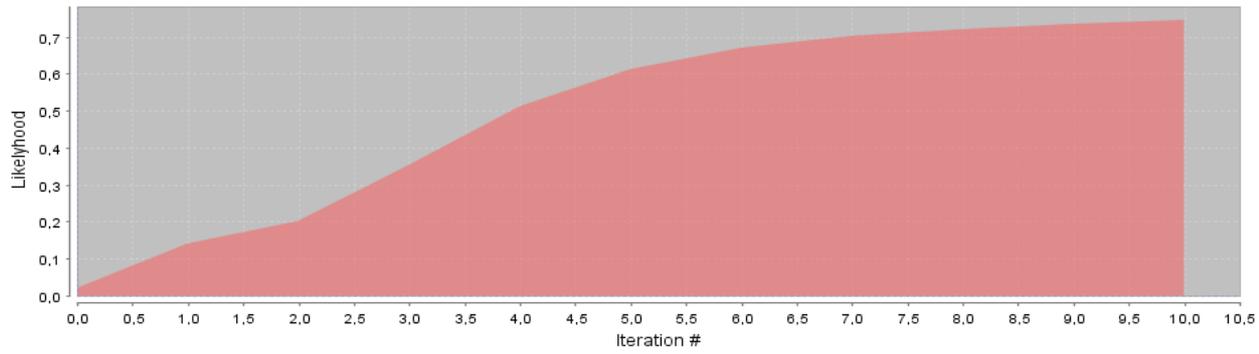
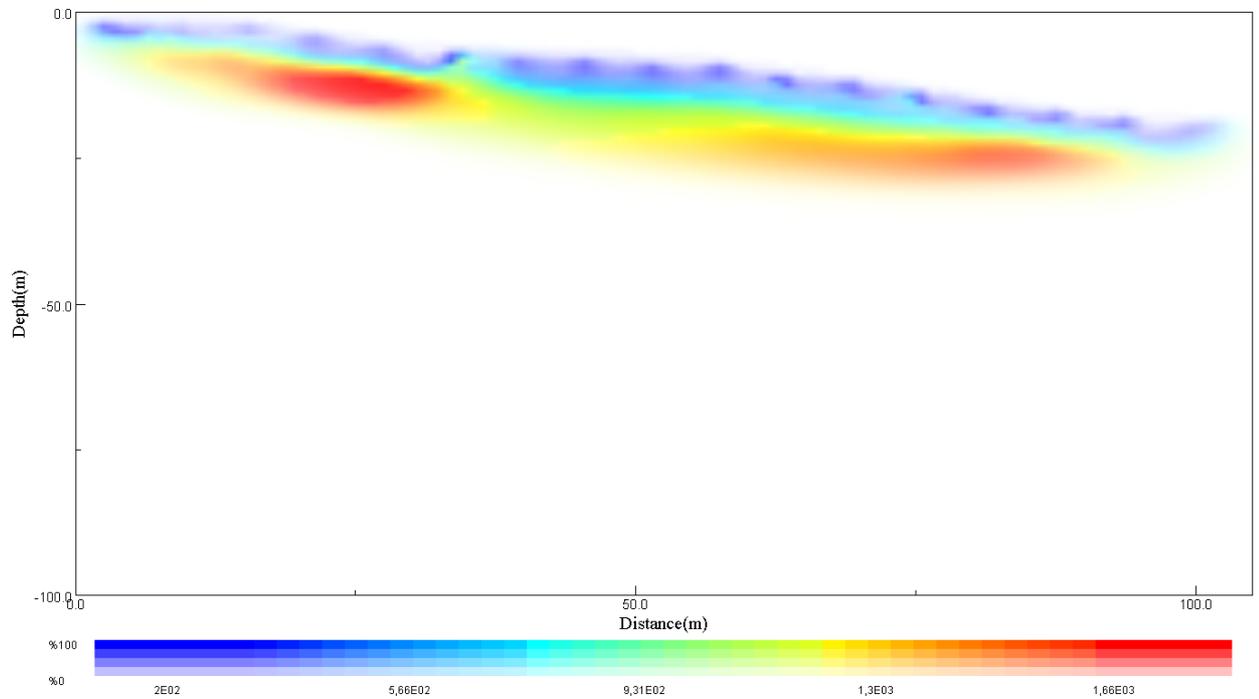


Illustration 9 – Ajustement entre temps de trajet calculé et mesuré après 10 itérations – tir n°18- Profil4

**JaTS 1.1 - Likelihood function**



*Illustration 10 – Fonction de vraisemblance en 10 itérations -Profil4*



*Illustration 11 – Profil de vitesses d'ondes P en 10 itérations -Profil4*

## **Profil5**

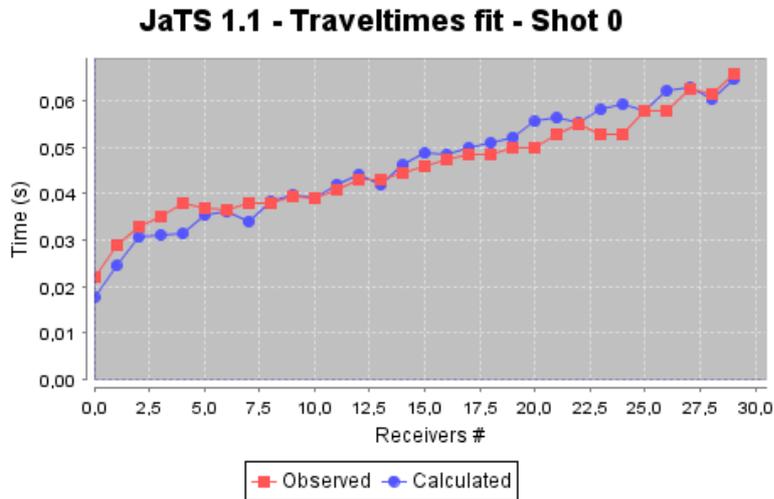


Illustration 12 – Ajustement entre temps de trajet calculé et mesuré après 10 itérations – tir n°0- Profil5

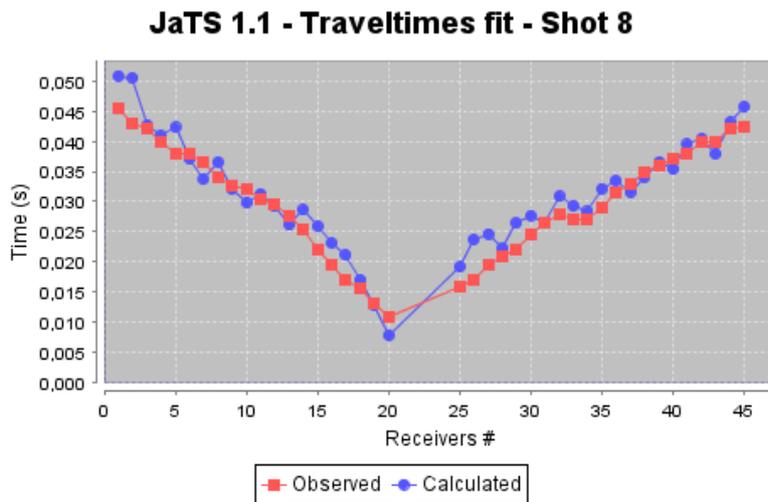


Illustration 13 – Ajustement entre temps de trajet calculé et mesuré après 10 itérations – tir n°8- Profil5

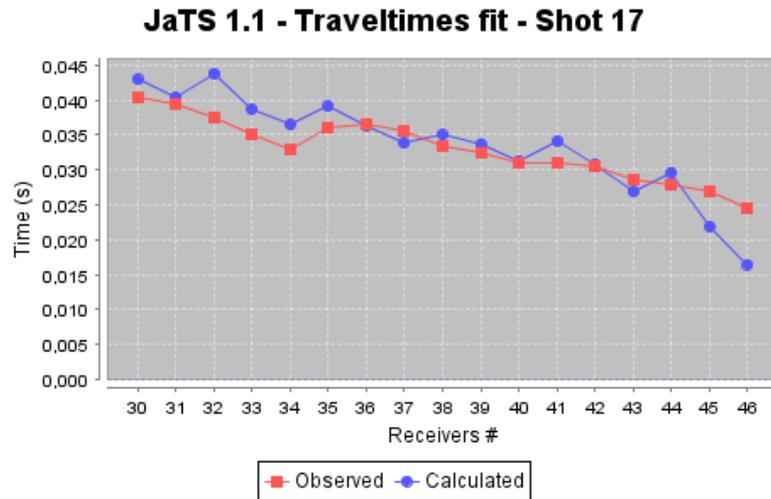


Illustration 14 – Ajustement entre temps de trajet calculé et mesuré après 10 itérations – tir n°17-Profil5

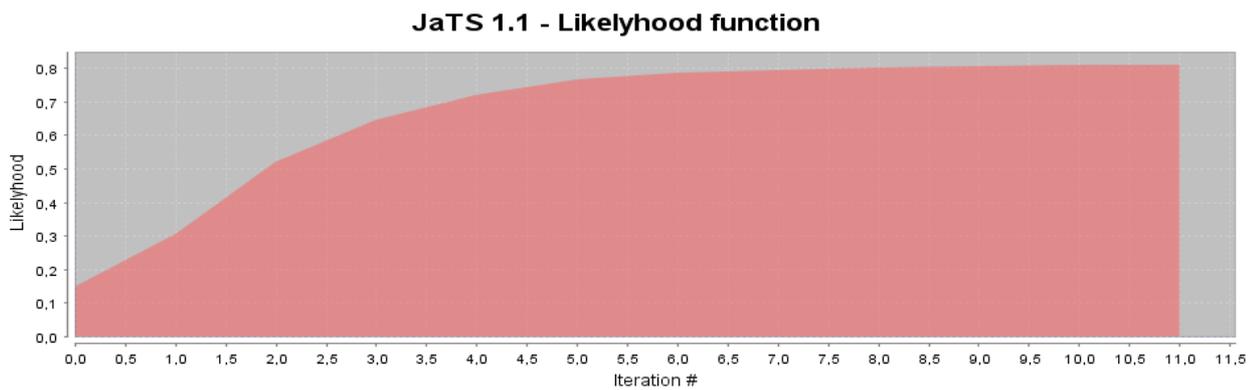


Illustration 15 – Fonction de vraisemblance en 10 itérations – Profil5

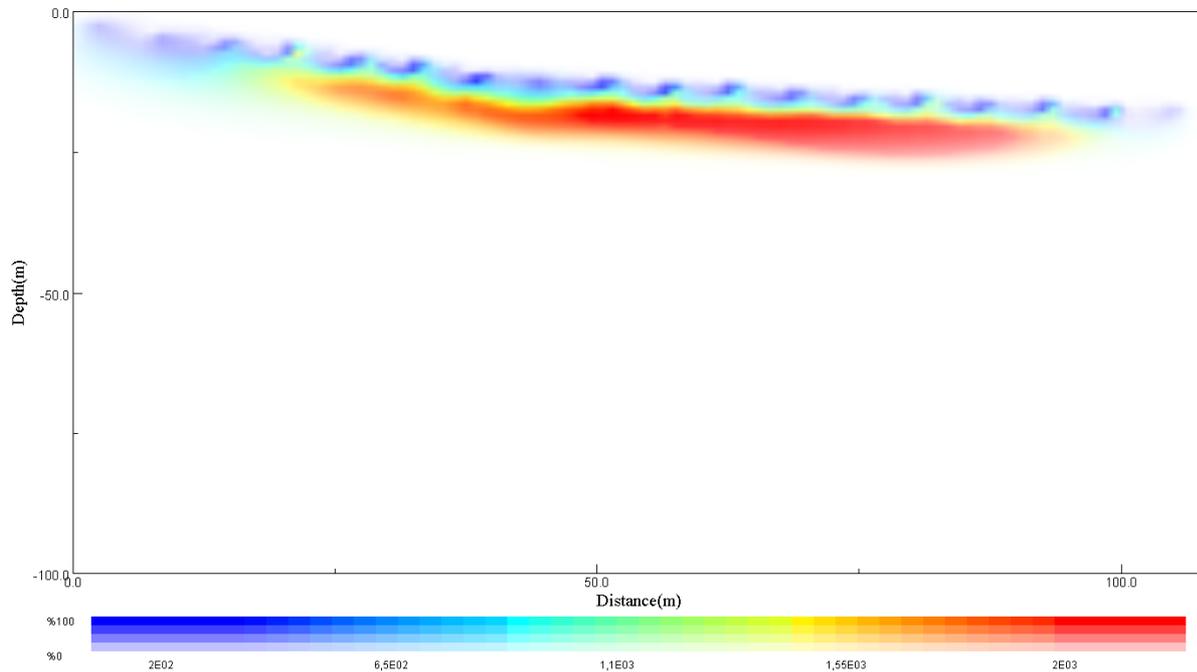


Illustration 16 – Profil de vitesses d'ondes P en 10 itérations – Profil5

## Profil6

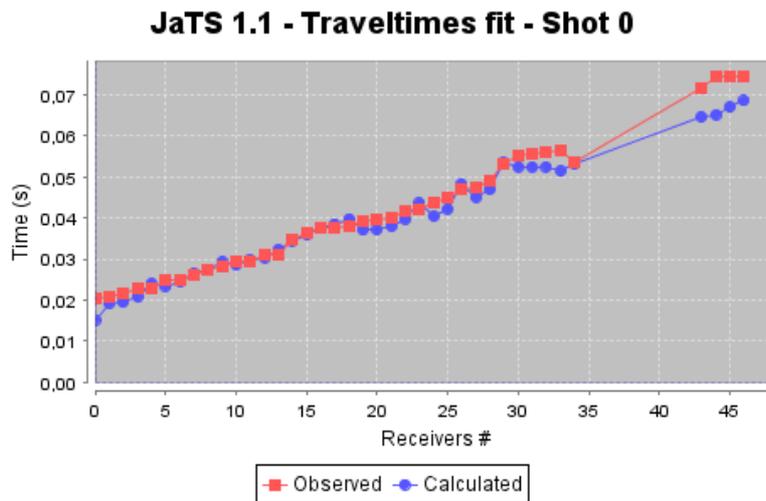


Illustration 17 – Ajustement entre temps de trajet calculé et mesuré après 10 itérations – tir n°0-  
Profil6

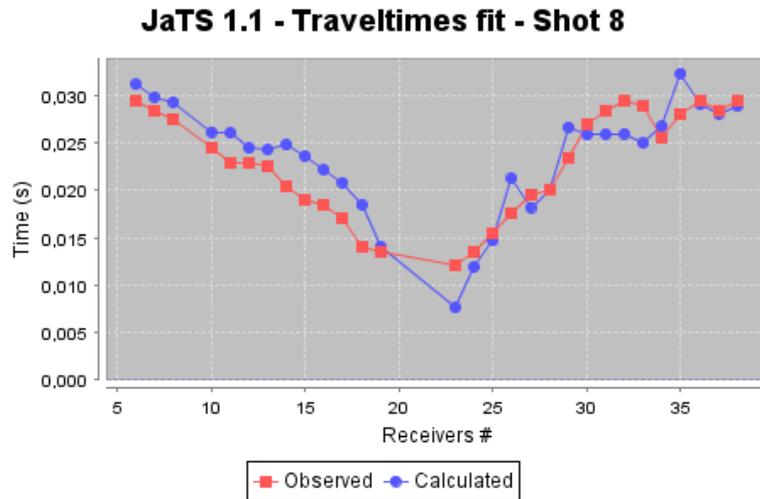


Illustration 18 – Ajustement entre temps de trajet calculé et mesuré après 10 itérations – tir n°8- Profil6

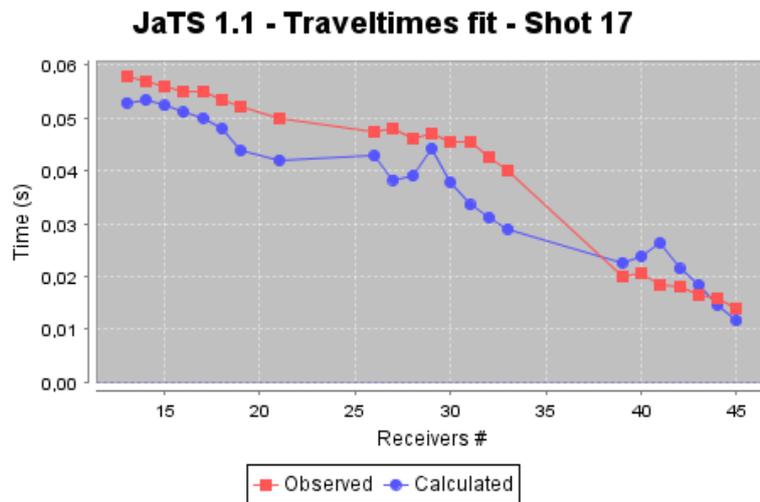
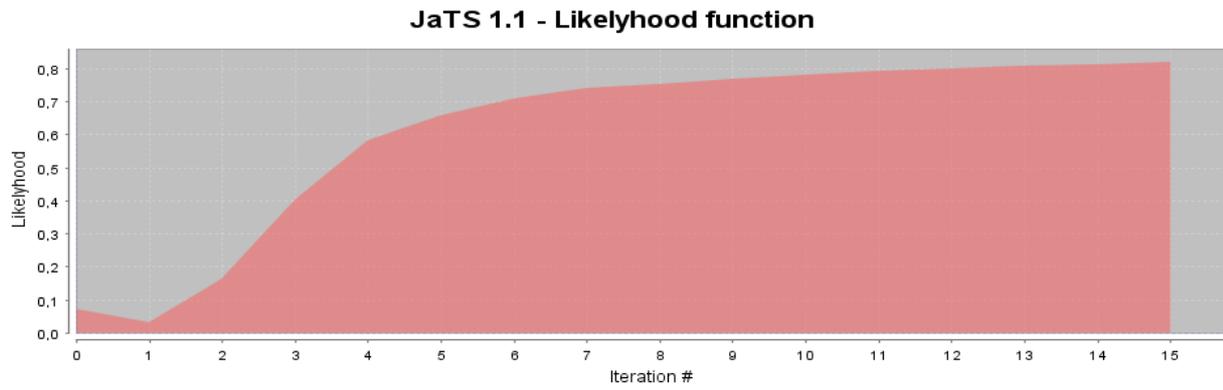
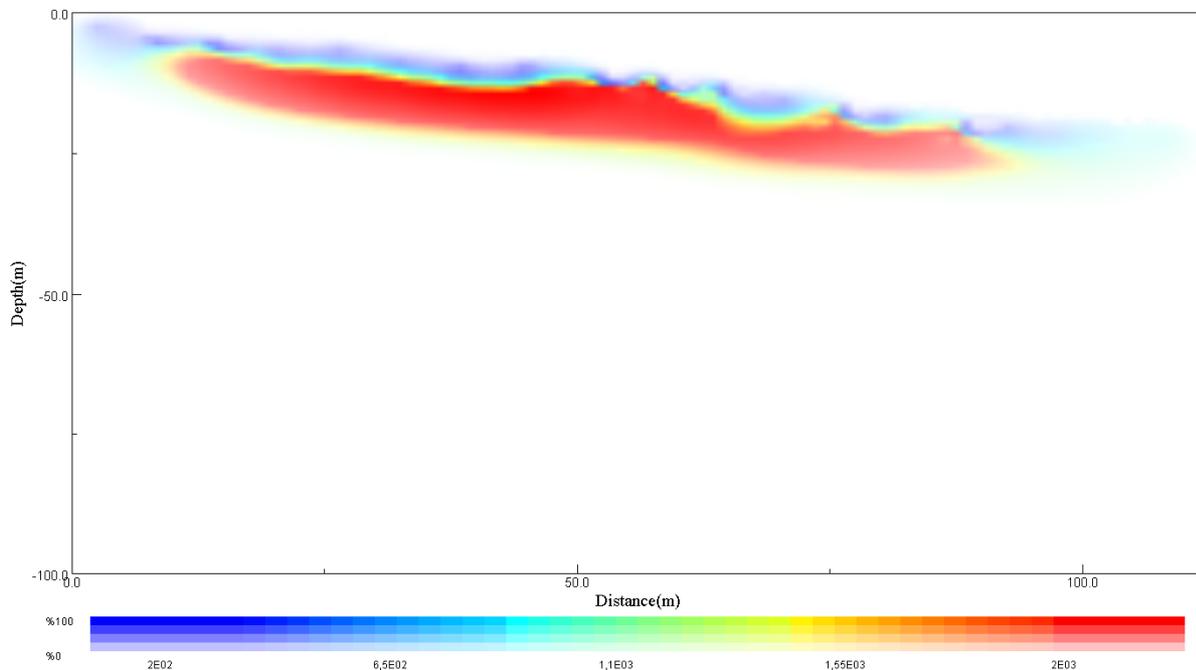


Illustration 19 – Ajustement entre temps de trajet calculé et mesuré après 10 itérations – tir n°17-Profil6



*Illustration 20 – Fonction de vraisemblance en 10 itérations –Profil6*



*Illustration 21 – Profil de vitesses d’ondes P en 10 itérations –Profil6*

## 5. Interprétations

En relation avec les sondages, quatre domaines de vitesse ont été corrélés avec des formations et matériaux spécifiques (*Illustration 22*) :

- **pour le profil 4** – les vitesses de 600 à 900m.s<sup>-1</sup> correspondent à la formation *colluviale* riche en billes et éléments basaltiques et limons, avec une profondeur d'environ 3 à 4m. Cette formation, que l'on retrouve par la suite sur les profils inférieurs, nappe l'ensemble du versant et, de par sa composition et sa structuration, semble correspondre à une formation mise en place par les processus de ruissellement et/ou de *creeping*. Cette formation, postérieure aux formations sous-jacentes, est mise en place sous climat tempéré et vraisemblablement par altération des couches sous-jacentes. Une seconde couche, avec des vitesses de 1000 à 1300m.s<sup>-1</sup> et un accroissement de celles-ci avec la profondeur, semblent indiquer la présence du substrat en place, essentiellement sablo-argileux. Enfin, deux pôles de vitesse de 1500 à 2000m.s<sup>-1</sup> se distinguent en amont et aval du profil, sous forme de « loupe ». Ces vitesses élevées peuvent indiquer une augmentation de cailloux et de blocs basaltiques et correspondent donc à une masse basaltique glissée en démantèlement en amont et le début des matériaux de glissement en aval.
- **Pour les profils 5 et 6**, les gammes de vitesse sont identiques, ainsi que la disposition des couches entre elles. La première gamme de vitesse, de 700 à 1000m.s<sup>-1</sup>, correspond à la même couche *colluviale* rencontrée sur le profil 4. Cette légère augmentation des vitesses par rapport aux vitesses obtenues sur le profil 4 pour cette même couche peut être due à un mélange plus intime avec les matériaux argileux. La seconde couche, rencontrée de 4 à 15m de profondeur, possède des vitesses élevées, de 1800 à 2200m.s<sup>-1</sup>. Les sondages géologiques attestent toujours, à cette profondeur, de la présence de matériaux remaniés, argileux et plus humides. Cette masse caractérisée par des vitesses élevées, peut donc correspondre à la partie remobilisée et remaniée. Sur le profil 5, cette masse se trouve sous une zone de replat, juste en aval d'une rupture de pente. Sur le terrain, un « front pierreux » situé quelques mètres à l'est du profil et la densité de blocs basaltiques métriques affleurant attestent sans nul doute la présence d'une loupe de glissement. Sur le profil 6, cette masse est sub-affleurante avant la rupture de pente (convexité) et très épaisse (près de 10m) tandis qu'elle disparaît après la seconde rupture de pente (concavité marquant le front du glissement). En aval de ce front, on retrouve, de manière ténue, les vitesses rencontrées sur le profil 4 et correspondant au substrat en place. La densité des blocs basaltiques métriques à plurimétriques affleurant sur le front de la loupe et en amont, corroborent bien le recoupement de cette masse avec le profil topographique ainsi que le « vêlage » des blocs poussés par le front de loupe de glissement (convexité marquée de la masse glissée à 6/8m de profondeur).

La correspondance entre les profils et les unités géomorphologiques permet d'éclairer ces interprétations et de mieux comprendre la dynamique amont/aval (*Illustration 23*). En effet, dans l'unité 1b et en amont de l'unité 2, la masse glissée n'est pas encore très développée et les blocs basaltiques flués, compris dans la masse, sont encore cohérents (profil 4). Nous sommes bien dans la zone de départ des matériaux et de démantèlement de la corniche, dominée par des glissements à composante roto-translacionnelle due vraisemblablement à l'effet du poids des laves sur le matériau sédimentaire (foirage ?). Les éléments basaltiques sont encore « neufs » et n'ont pas encore subi les fracturations qui marquent les blocs de

l'unité 2. Au sein de cette unité 2 (profils 5 et 6), la masse glissée est beaucoup plus mélangée, avec incorporation d'argile remaniée. Les blocs basaltiques affleurent à la faveur des ruptures de pente (incision des ruisseaux, convexité du front de glissement), signifiant, par le fait, leur présence au sein de la masse glissée. Cette unité 2 constitue bien un espace de transit dans lequel les blocs basaltiques subissent de nombreux remaniements et fracturations.

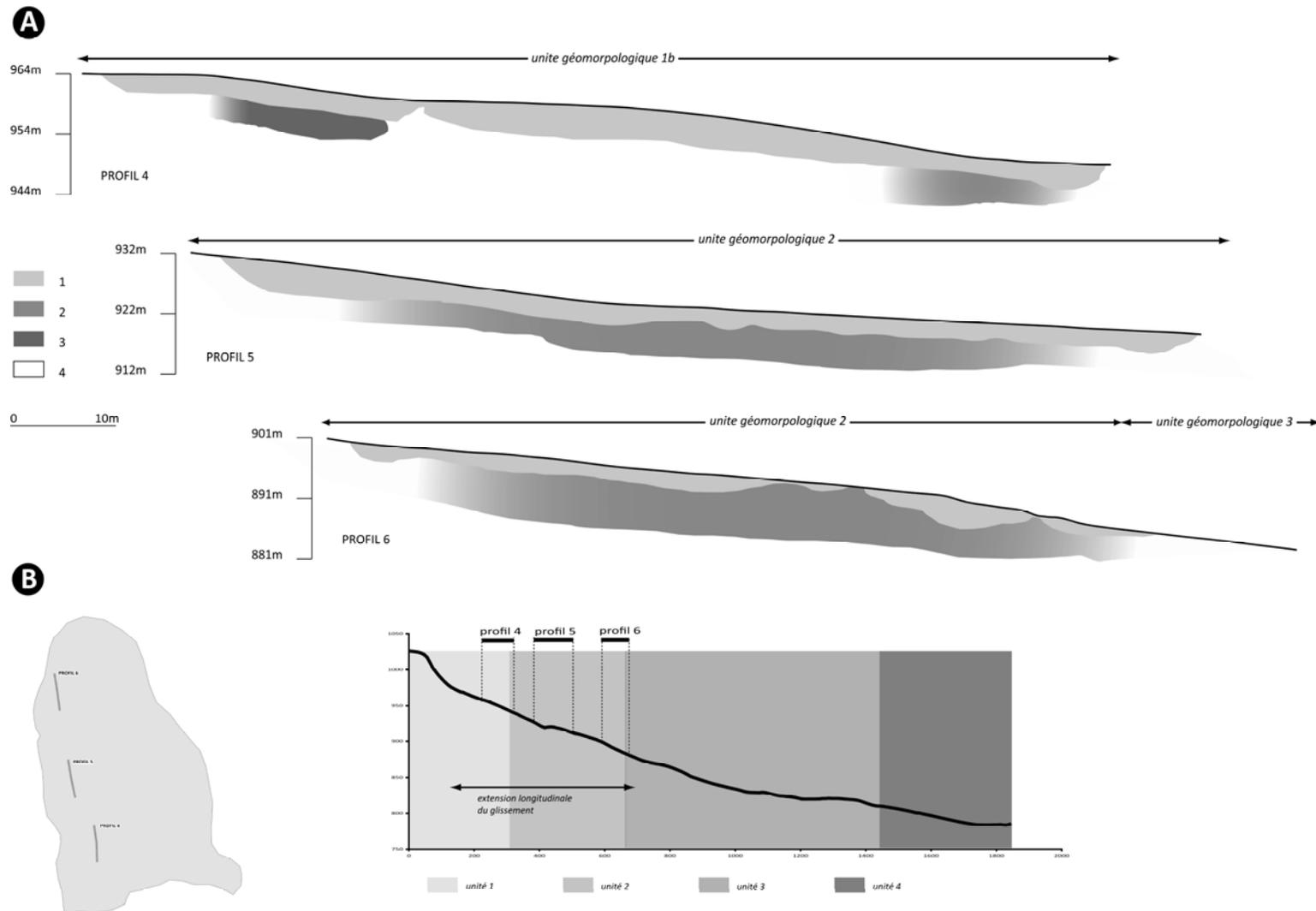


Illustration 22 – Synthèse de la structure du glissement. A- Coupes interprétatives issues des profils tomographiques ; 1, colluvions basaltiques de surface ; 2, masse glissée, mélange de substrat argilo-sableux remanié et d'éléments basaltiques fragmentés ; 3, masse basaltique fracturée et glissée, structure± conservée ; 4, substrat sablo-argileux en place (Sables de la Laussonne). B- Localisation des profils dans l'organisation géomorphologique du versant

Premiers résultats sur le glissement hérité du Monastier-sur-Gazeilles

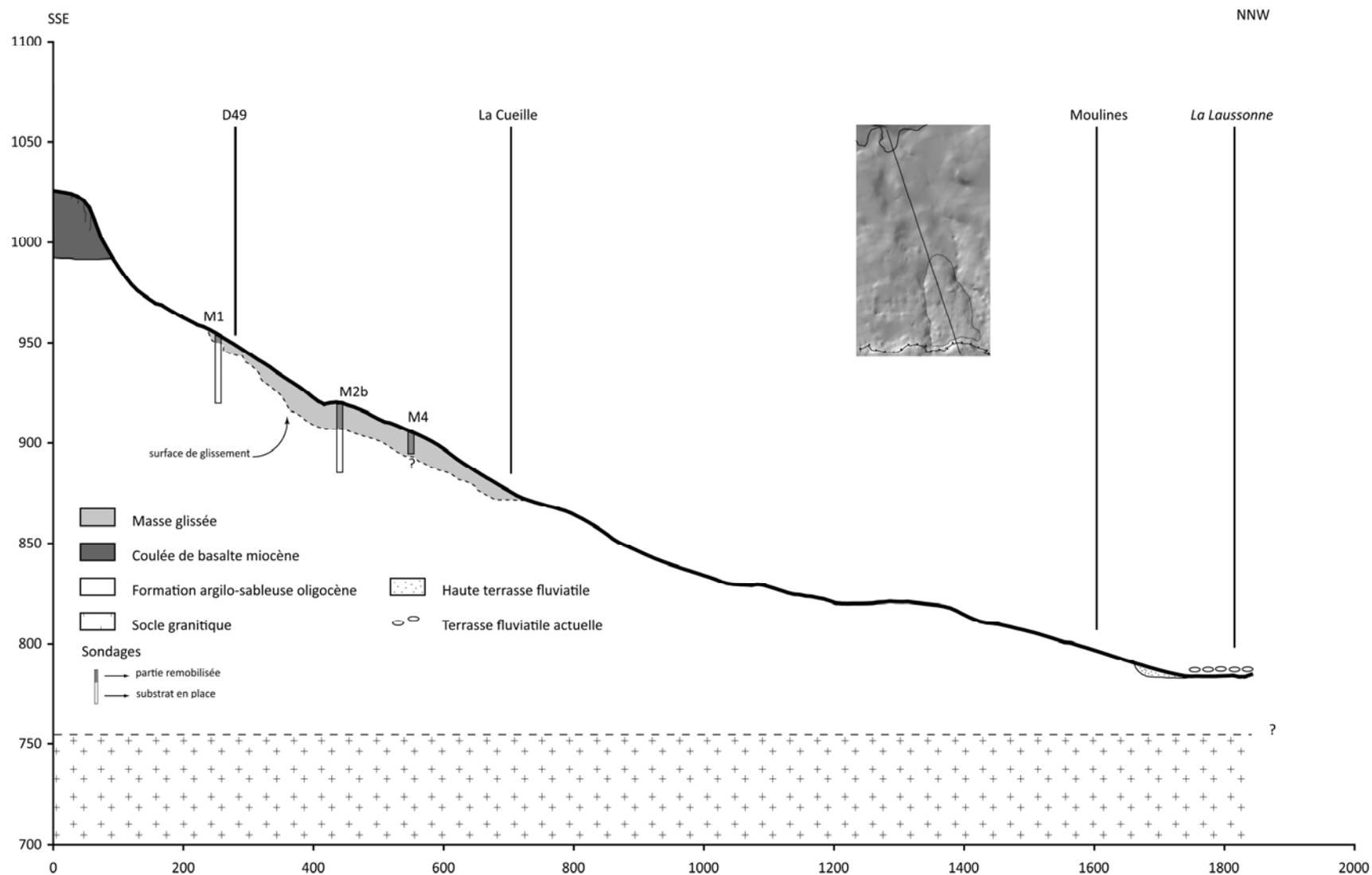


Illustration 23- Coupe schématique de la structure du versant glissé du Monastier-sur-Gazeilles

## 6. Conclusion

Au terme de cette analyse, il est encore difficile de se prononcer sur le type de glissement ainsi que sur le contexte bioclimatique de sa mise en place. Son activité est actuellement suivie par le biais de 9 mobiles positionnés au DGPS bi-fréquence, ce qui nous permettra d'avoir une idée sur son activité actuelle. Nous pouvons cependant avancer quelques hypothèses :

- L'amont du versant, zone de départ des matériaux basaltiques, est dominé par des glissements roto-translotionnels causés par le tassement et le fluage des matériaux sédimentaires sous l'effet du poids des laves (foirage). Ceci provoque le départ de pans entiers de corniche, qui fluent ensuite sur la pente.
- La morphologie de surface de la zone médiane du versant (unité 2) pouvait faire conclure à des phénomènes de solifluxion, mais la profondeur de la masse glissée, supérieure à 10m, nous amène à envisager d'autres formes de mouvement, notamment celles liées à la fonte totale du pergélisol postérieure au Dryas. Nous pouvons envisager un empilement de coulées de solifluxion ou des phénomènes proches des glissements-coulées, en tout cas, des processus évoluant dans un domaine rhéologique plastique à visco-plastique.
- La compétence de la masse fluée et la dislocation des blocs basaltiques avec la distance par rapport à la zone source amène à penser à une dynamique qui remanie des terrains déjà glissés avec des processus de reprises multiples d'où la question de la saisonnalité de ces mouvements hérités.



## 7. Bibliographie

Bonnard, C., Briceno, S. and Basabe, P. (2007) - Landslides and climate change : a world perspective, but a complex question - *International Conference on Landslides and Climate Change*, Ventnor, 21 mai 2007

Bout, P. (1948) - L'érosion des sols en Haute-Loire - *Bulletin historique, scientifique, littéraire, artistique et agricole illustré - Société scientifique de Haute-Loire*, tome XXVIII, 7-20

Bout, P. (1960) - Le Villafranchien du Velay et du bassin hydrographique moyen et supérieur de l'Allier : corrélations françaises et européennes - publiée avec le concours du CNRS, Imprimerie Jeanne d'Arc, le Puy, Thèse de doctorat, 344 pages

Collison, A., Wade, S., Griffiths, J. and Dehn, M. (2000) - Modelling the impact of predicted climate change on landslide frequency and magnitude in SE England - *Engineering Geology*, 55, 205-218

Dapples, F. (2002) - Instabilités de terrain dans les Préalpes fribourgeoises (Suisse) au cours du Tardiglaciaire et de l'Holocène: influence des changements climatiques, des fluctuations de la végétation et de l'activité humaine - Faculté des Sciences de l'Université de Fribourg (Suisse), Doctor rerum naturalium, 158 pages

Defive, E. (1996) - L'encaissement du réseau hydrographique dans le bassin supérieur de la Loire - contribution à l'étude des rythmes d'évolution géomorphologique en moyenne montagne volcanisée - Paris I, Panthéon-Sorbonne, Thèse de doctorat, 551 p. + annexes pages

Defive, E., Gauthier, A. and Pastre, J. F. (2005) - L'évolution plio-quadernaire du bassin du Puy (Massif central, France) : rythmes morphosédimentaires et volcanisme - *Quaternaire*, 16, 3, 177-190

Dehn, M. and Buma, J. (1999) - Modelling future landslide activity based on general circulation models - *Geomorphology*, 30, 175-187

Dehn, M., Bürger, G., Buma, J. and Gasparetto, P. (2000) - Impact of climate change on slope stability using expanded downscaling - *Engineering Geology*, 55, 193-204

Flageollet, J. C. (1996) - The time dimension in study of mass movements - *Geomorphology*, 15, 185-190

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

Kieffer, G. (1962) - Un essai de reconstitution de l'évolution du relief dans les bassins volcanisés du Massif Central et sur leurs bordures par les enseignements des coulées de lave - Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand, Thèse de doctorat, 302 pages

Michon, L. (2000) - Dynamique de l'extension continentale - Application au Rift Ouest-Européen par l'étude de la province du Massif Central - Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand, Thèse de doctorat, 266 pages

Moore, R., Carey, J. M., McInnes, R. G. and Houghton, J. (2007) - UK Climate change, so what ? Implications for ground movement and landslide event frequency in the Ventnor Undercliff, Isle of Wight International - *Wight International Conference on Landslides and Climate Change – Challenges and Solutions Ventnor, Isle of Wight*, 21-24 mai

Poiraud, A. (2007) - Instabilité des versants dans le bassin tertiaire du Puy-en-Velay (Massif central, France) : facteurs de contrôle et cartographie des susceptibilités - Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand, Mémoire de master, 94 pages

Raynal, J. P. (1986) - Paléoenvironnements et chronostratigraphie du paléolithique moyen dans le Massif Central français – implications culturelles - *Colloque international "L'Homme de Néandertal"*, Liège,

Raynal, J. P., Vernet, G., Paquereau, M. M. and Papy, G. (2001) - Sédiments, tephres et pollens dans le complexe de Solheilac (Blanzac, Haute-Loire) - *Tephres*, 1, 191-209

Sage, S., Grandjean, G. and Verly, J. (2003) - Seismic travelttime tomography using Fresnel volumes and a Fast Marching Eikonal solver -. Proc. 9th EEGS, Prague, Czech Republic.

Schmidt, J. and Dikau, R. (2004) - Modeling historical climate variability and slope stability - *Geomorphology*, 60, 433-447

Schmidt, K. H. and Beyer, I. (2002) - High-magnitude landslide events on a limestone-scarp in central Germany: morphometric characteristics and climatic controls - *Geomorphology*, 49, 323-342

Valadas, B. (1984) - Les Hautes terres du Massif Central français : contribution à l'étude des morphodynamiques récentes sur versants cristallins et volcaniques - Université Paris I Panthéon/Sorbonne, Thèse de doctorat, 927 pages

## Annexe 1

### Coordonnées GPS des profils

	<b>Géophone 1</b>	<b>Géophone 24</b>	<b>Géophone 48</b>
<b>P4</b>	N44.94895 E004.00111	N44.94936 E004.00110	N44.94976 E004.00104
<b>P5</b>	N44.95037 E004.00052	N44.95078 E004.00042	N44.95120 E004.00034
<b>P6</b>	N44.95227 E004.00014	N44.95268 E004.00008	N44.95308 E004.00001







**Centre scientifique et technique**  
**Service aménagement et risques naturels**  
3, avenue Claude-Guillemin  
BP 6009 – 45060 Orléans Cedex 2 – France – Tél. : 02 38 64 34 34