

CARACTERISATION DES RISQUES RESIDUELS APRES EBOULEMENTS DANS DES MATERIAUX ROCHEUX TRES FRACTURES

**Programme de recherche financé par le
CONSEIL GENERAL DE L'ISERE**

Etude effectuée par :

*Ombeline MERIC, Ingénieur E.O.S.T.
Pascal SICIGNANO, Géophysicien M2P
Lionel LORIER, Ingénieur I.S.T.G.
Pierre DESVARREUX, Ingénieur E.C.P.*

Gières, Décembre 2007

ADRGT

**Association pour le Développement des Recherches sur
les Glissements de Terrain**

2, rue de la Condamine – B.P. 17

38610 GIERES

 04.76.44.75.72  04.76.44.20.18

SOMMAIRE

INTRODUCTION.....	5
PARTIE I : EBOULEMENT DE CHARMONETIER	7
I. PRESENTATION DU SITE D'ETUDE (Rappels - Voir rapport 2005)	9
I.1. Historique des évènements	9
I.1.1 Evènement du 24 août 1987.....	9
I.1.2. Eboulement du 26 Avril 2005.....	11
I.1.3 Bibliographie des évènements passés importants.....	11
I.2. Géologie et hydrogéologie.....	11
II. PROSPECTION GEOPHYSIQUE	13
II.1. Méthodologie et implantation.....	13
II.2. Profils sismiques.....	14
II.2.1. Comparaison des temps d'arrivée.....	14
II.2.2- Comparaison des interprétations en sismique réfraction.....	16
II.2.3- Résultats des tomographies sismiques	17
II.2.4 Quantification des incertitudes	21
II.3. Profil en rosace	24
II.4. Ondes de Rayleigh.....	26
II.5. Profils électriques	28
II.5.1. PE1 aval.....	28
II.5.2. PE2 amont.....	29
PARTIE 2 : EBOULEMENT DES ECHARENNES.....	31
I. PRESENTATION DU SITE.....	33
II. GEOLOGIE	35
III. ETUDE GEOPHYSIQUE.....	36
III.1. Etude géophysique antérieure	36
III.2. Campagnes géophysiques réalisées.....	37
III.2.1.Profils sismiques	38
III.2.2. Profils électriques.....	50
CONCLUSION GENERALE	61
Bibliographie.....	63

INTRODUCTION

Ce projet vise à fournir des outils et une méthodologie objective pour apprécier les risques résiduels après un premier éboulement, dans des matériaux rocheux très fracturés. Sont exclus de cette étude les grandes falaises rocheuses massives et les situations où aucun éboulement ne s'est produit dans les vingt dernières années.

Le problème se pose toujours après un éboulement, lorsque des enjeux sont menacés, de préciser dans quelles conditions l'activité humaine peut reprendre. Il est donc important de promouvoir des critères assez simples et en même temps objectifs, basés sur des analyses de cas réels, pour apprécier l'existence ou non, ainsi que l'étendue, de zones pouvant générer de nouveaux éboulements dans les 10 ou 20 années à venir.

L'étude est volontairement limitée au cas des masses rocheuses très fracturées car leur traitement ne peut comporter de purges classiques d'éléments résiduels comme il s'en pratique sur falaises massives, ni des confortements. Il importe donc d'apprécier assez rapidement si la reprise d'activités peut se faire sans mise en place de surveillance lourde, dans des conditions jugées acceptables. En général, à l'heure actuelle, cette appréciation est faite « à dire d'expert » sans autres reconnaissances que des observations de terrain. Le but de cette étude est de pouvoir apporter des éléments objectifs supplémentaires et assez simples à mettre en œuvre, pour répondre à cette question.

Dans le programme de recherche 2004 du POLE GRENOBLOIS, dont le rapport a été remis en octobre 2005, des travaux ont été entrepris sur un site de menace d'éboulement de plusieurs milliers de m³, celui de CHARMONETIER près de Bourg d'Oisans.

De nouvelles mesures ont été réalisées sur ce site afin d'évaluer l'évolution temporelle.

De plus, trois campagnes de prospection géophysique à différentes périodes ont été effectuées sur le site des ECHARENNES.

Le but de ce suivi temporel est d'apprécier l'évolution de la fracturation d'un site et qualitativement les risques potentiels d'éboulement en terme de volumes et d'échéance.

Les tableaux ci-après récapitulent les différentes prospections géophysiques réalisées :

CHARMONETIER :

	Type de reconnaissance	nov-04	juin-05	oct-05	juin-06	juil-07
P1 (Aval)	Tomo électrique		X		X	X
	Rosace		X		X	X
	Sismique P	X	X	X	X	X
	Sismique S		X			
P2 (Amont)	Tomo électrique		X		X	X
	Rosace		X		X	X
	Sismique P	X		X	X	X
	Sismique S		X			

ECHARENNES :

	juin-06	oct-06	juil-07
TOMOGRAPHIES SISMIQUES	4	4	4
ROSACE	1	1	1
TOMOGRAPHIES ELCTRIQUES	4	4	4

PARTIE I : EBOULEMENT DE CHARMONETIER

I. PRESENTATION DU SITE D'ETUDE (Rappels - Voir rapport 2005)

Le site étudié se situe sur les communes de Villard-Notre-Dame et de Bourg-d'Oisans au niveau de la combe de Charmonétier (*figure 1*). Depuis 1987 cette zone a connu 4 éboulements rocheux entraînant de nombreux dégâts au niveau de la RD 219 et menaçant les habitations de St Claude. Le risque résiduel est important, en effet on estime que 50 000 à 100 000 m³ de roches fracturées pourraient être mobilisés lors d'un nouvel événement.

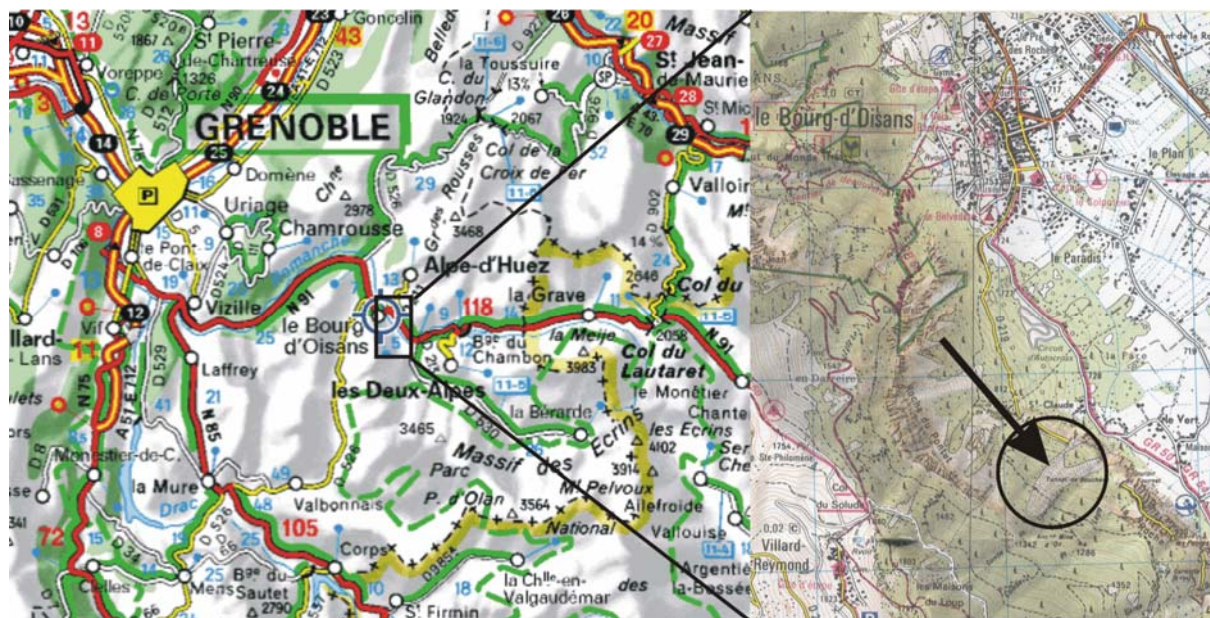


Figure 1 : Plan de localisation de l'éboulement de Charmonétier

I.1. Historique des événements

I.1.1 Evènement du 24 août 1987

L'éboulement rocheux du 24 août 1987 s'est déclenché à 400 mètres au-dessus du CD 219 (accès à Villard Notre Dame), vers la cote 1250 m. De fortes précipitations concentrées lors d'orages violents, ont été observées une dizaine de jours avant l'éboulement (137 mm au mois d'août contre 75 mm en moyenne).

La niche d'arrachement s'étend entre les altitudes 1250 m (*arrachement sommital*) et 1110 m environ, altitude de la falaise intermédiaire constituée par une zone plus massive associée à une faille régionale. La largeur de la zone de départ varie entre 60 m environ en partie haute, et 100 à 110 mètres au niveau de la falaise intermédiaire (*figure 2*). Le volume éboulé a été estimé à 130 000 m³ environ pour une épaisseur moyenne de matériau au départ de l'ordre de 10 m.

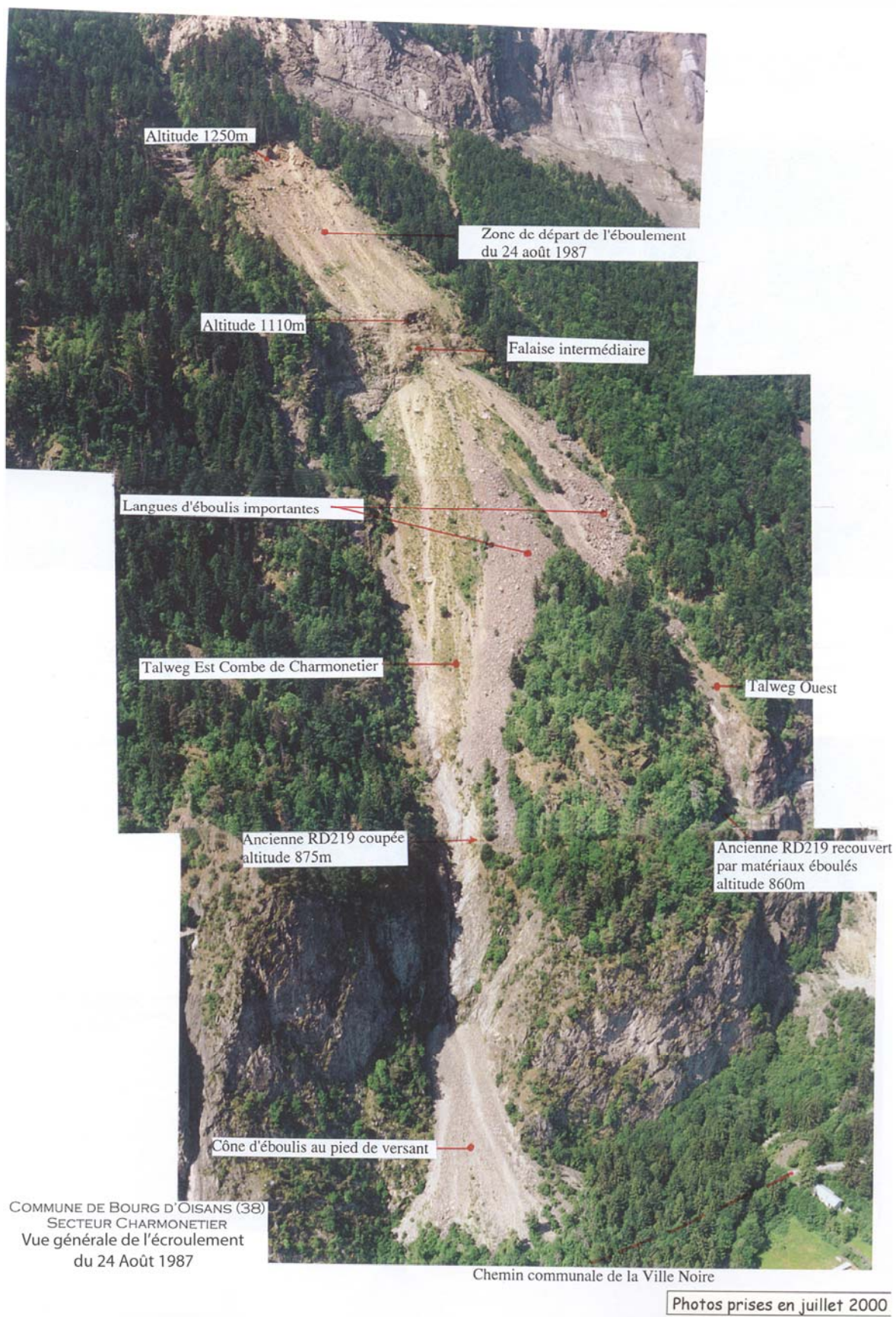


Figure 2 : Vue générale de l'éroulement du 24 août 1987, secteur Charmonétier

I.1.2. Eboulement du 26 Avril 2005

Il s'agit de la réactivation de l'éboulement de Charmonétier en limite supérieure de la cicatrice de l'écroulement de 1987. Ce départ de 100 à 200 m³ de matériaux s'est fait sur une largeur de 10 m environ au niveau de la bordure Ouest de la niche d'arrachement. Il a concerné la partie supérieure des amphibolites déjà fortement altérées ainsi que les blocs sub-horizontaux de calcaires qui présentaient de forts signes d'altération et de fracturation.

I.1.3 Bibliographie des évènements passés importants.

D'un point de vue bibliographique les archives du RTM mentionnent deux évènements majeurs qui semblent avoir affecté le secteur d'étude.

- 1700 : Eboulement au Mas des Roches
La route entre les sources de la Rive et le hameau du Vert était coupée.
- 22.10.1928 : Eboulement ayant coupé la voie communale entre le hameau du Vert et Bourg d'Oisans.



Figure 3 : Vue générale de l'arrachement sommital de l'éboulement de Charmonétier

I.2. Géologie et hydrogéologie

L'ossature du versant est constituée d'amphibolites visibles jusqu'à 1280m d'altitude, surmontées par des calcaires marneux du Lias, avec une bande de Trias (calcaires dolomitiques et spilites) entre les deux.

La foliation des amphibolites est orientée vers le N.E., avec un pendage de 40° vers la vallée. Les calcaires dolomitiques et les calcaires marneux ont un pendage vers l'Ouest de 30°, donc rentrant.

La zone menaçant de s'ébouler est en fait un paquet rocheux glissé de spilites et calcaires dolomitiques reposant sur les amphibolites par l'intermédiaire d'une zone broyée sur une dizaine de centimètres.

On doit noter la proximité des anciennes mines de la Gardette, liées à une famille de failles N110, un peu plus haut dans le versant et qui pourraient avoir permis des apports d'eau en arrière de la niche d'arrachement.

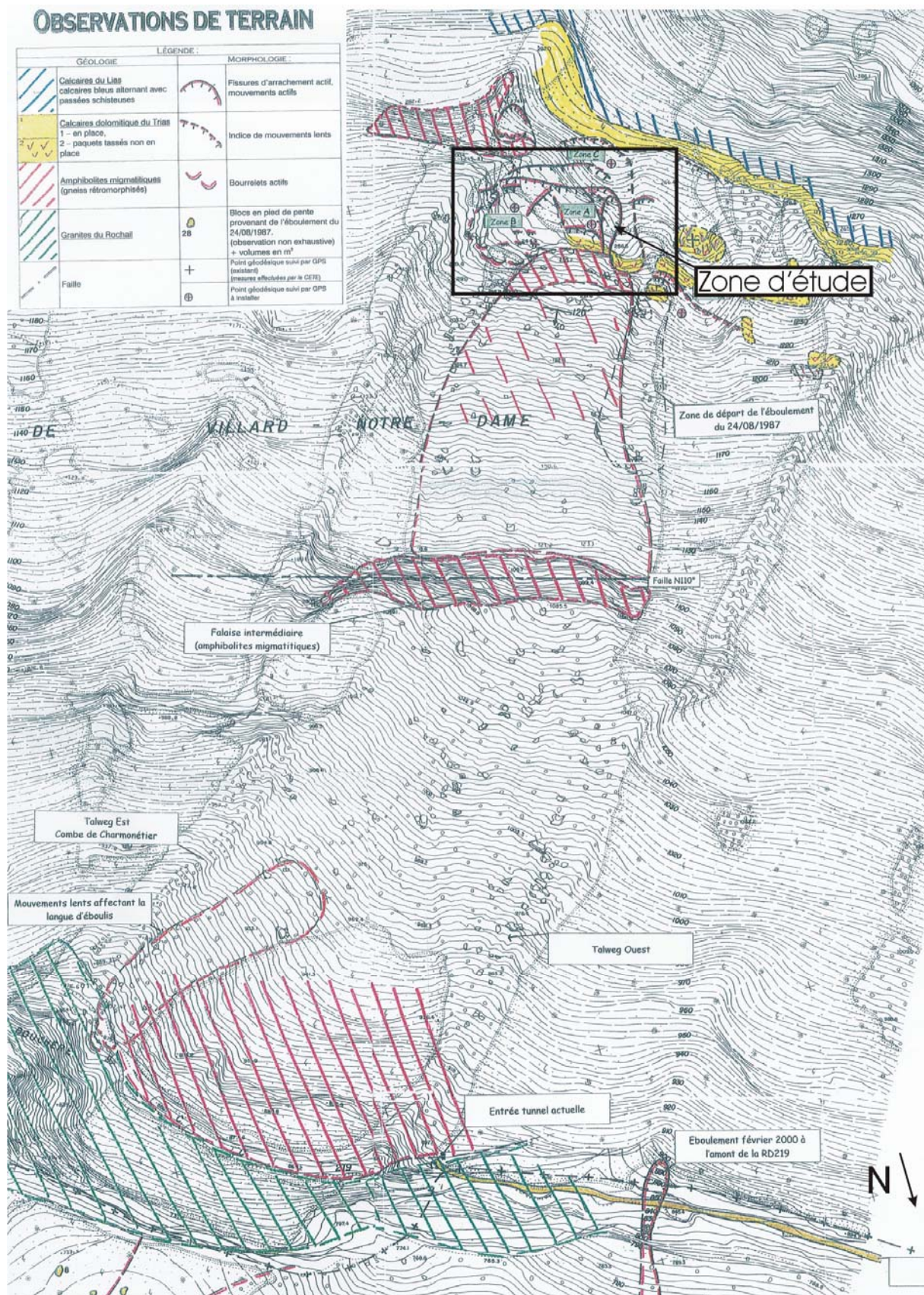


Figure 4 : Carte géologique de la zone de départ de l'éboulement

II. PROSPECTION GEOPHYSIQUE

II.1. Méthodologie et implantation

Les campagnes géophysiques ont été menées en 2004, 2005, 2006 et 2007 sur la zone située à l'arrière de l'écroulement de 1987 et du 26 avril 2005 (*figure 5*). L'objectif de ces campagnes est de préciser le contexte géologique ainsi que les limites de la zone pouvant s'effondrer ainsi que son volume et en apprécier l'homogénéité. Cette étude permet de comparer l'intérêt des diverses méthodes géophysiques pour répondre à ces questions (*géométrie, géologie*). Enfin les résultats obtenus seront rapprochés des résultats obtenus dans la bibliographie.

Deux techniques géophysiques ont été déployées sur le site selon 2 profils parallèles à la niche d'arrachement (*figure 5*) : la sismique et la tomographie électrique. Les profils de sismique ont été réalisés avec 24 géophones et une intertrace de 2.5 m.

6 tirs ont été réalisés par profil positionnés ainsi :

	T1 : Tir en bout	T2	T3 : Tir milieu	T4	T5 : Tir en bout	T6 : Tir offset
Abscisse x / G1 (x=0)	-3.00 m	13.75m	28.75 m	46.25m	60.5m	72.50m
Position par rapport aux géophones	A 3m de G1	Entre G6 et G7	Entre G12 et G13	Entre G18 et G19	A 3m de G24	A 15m de G24

Les tirs offset à 15m de G1 n'ont pu être réalisés du fait de la proximité de la falaise.

Les tomographies électriques ont été réalisées avec 32 électrodes espacées de 2.5 m selon les mêmes lignes que la sismique.

Un profil sismique en forme de rosace a également été réalisé à chaque campagne.

A chaque campagne, on s'est attaché à faire les divers profils exactement au même endroit (tirs, géophones et électrodes) avec l'aide de piquets et de peinture comme repères.

Plusieurs méthodes d'interprétation ont été mises en oeuvre afin de quantifier l'évolution temporelle. Et afin de juger de la fiabilité des variations temporelles, la quantification de l'incertitude a été nécessaire.

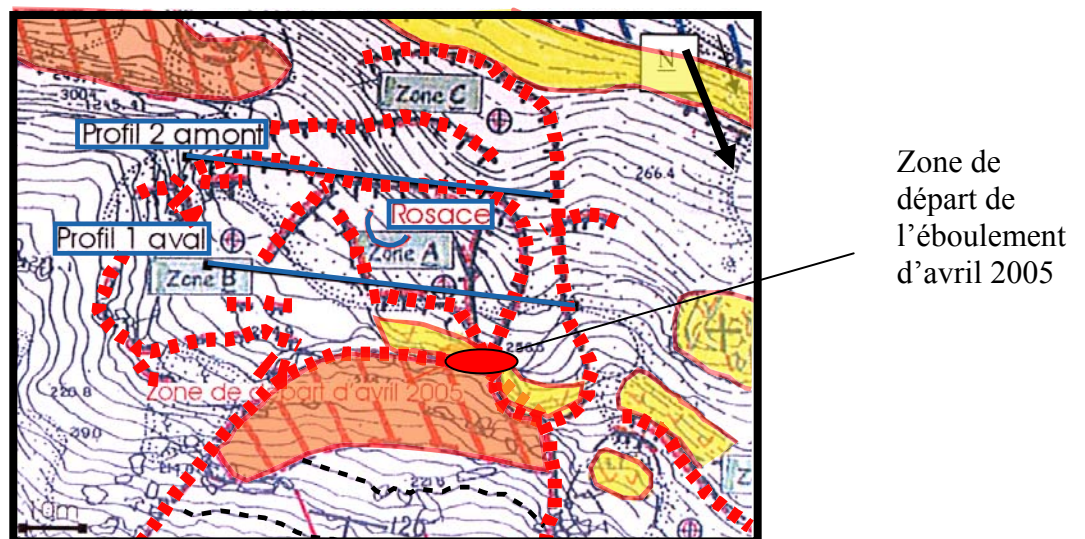


Figure 5 : Localisation des profils de géophysique et localisation de la zone de départ de l'éboulement d'avril 2005

II.2. Profils sismiques

Plusieurs types de comparaison ont été effectués.

II.2.1. Comparaison des temps d'arrivée

Comparons les signaux bruts acquis en 2004, 2005, 2006 et 2007 sur PS1 au niveau du géophone G23 pour le tir 1.

Si on suppose que les propriétés mécaniques du terrain se dégradent au cours du temps, on devrait observer une diminution de la vitesse des terrains concernés c'est-à-dire une augmentation des temps des premières arrivées : $t_{2004} < t_{2005} < t_{2006} < t_{2007}$.

Sur la figure 6, on observe effectivement une augmentation des temps des premières arrivées entre 2004 et 2007. Les ondes qui se sont propagées de T1 à G23 ont traversé tout le secteur en mouvement, et intègrent donc les variations de vitesse sur un large volume. On verra que cette géométrie (source - récepteur éloigné) favorise un écart important entre les différents temps d'arrivées.

En effet, pour certains couples source-récepteur, il arrive que l'on observe une diminution du temps des premières arrivées.

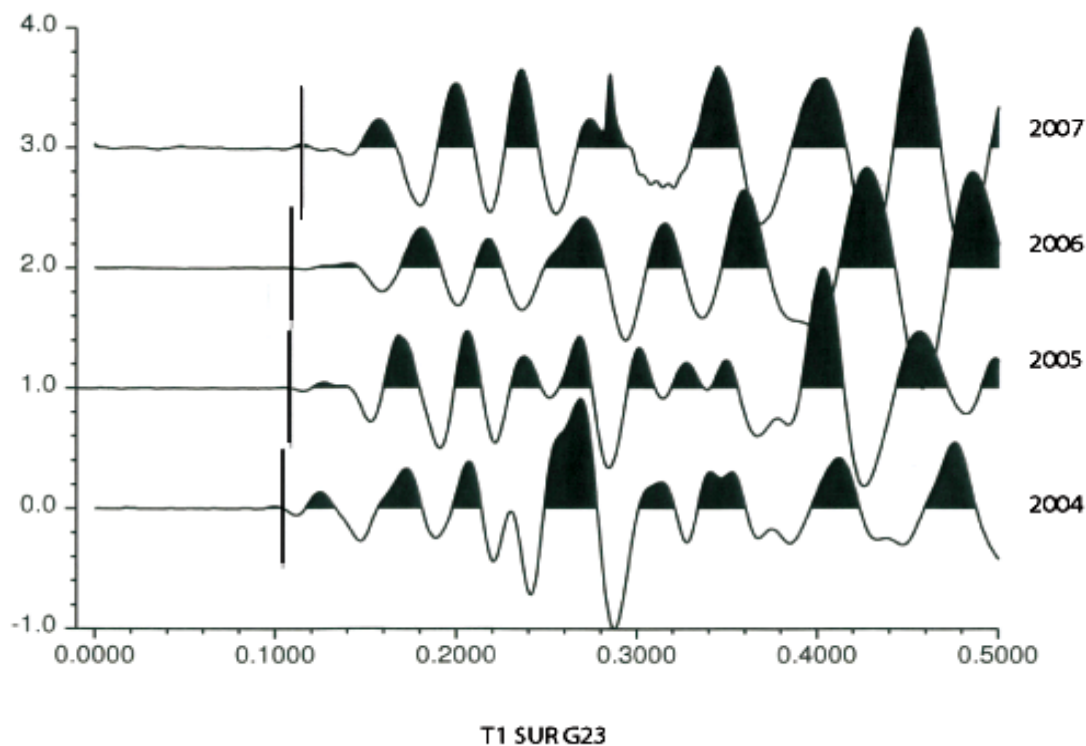


Figure 6 : pointage des premières arrivées au droit du géophone G23 pour le tir T1

Pour aider la comparaison entre les temps d'arrivées de chaque campagne, les figures 7 à 9 représentent la différence entre 2 campagnes (par exemple 2005 et 2004, figure 7) pour chaque tir et chaque géophone. Des différences de temps positives représentent une diminution de la vitesse (augmentation du temps) entre les 2 campagnes.

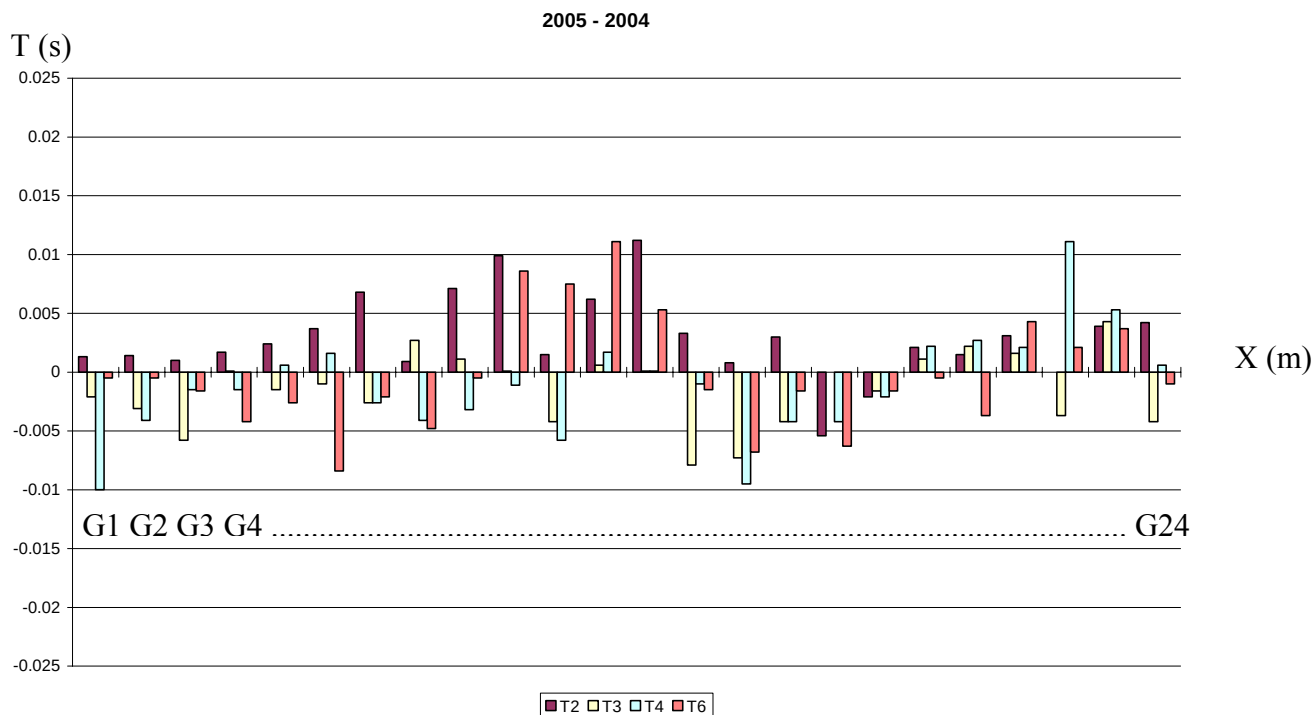


Figure 7 : Différence de temps d'arrivée pour chaque géophone et chaque tir entre 2004 et 2005

- On observe une augmentation des temps des premières arrivées (~10ms) entre les géophones G7 et G13 aussi bien pour les tirs locaux (T2) que lointain (T6), ce qui atteste d'une diminution de vitesse sur une épaisseur importante.
- Du géophone G19 au G24, on observe une augmentation de t de 5ms pour tous les tirs : on en déduit que ce secteur a subi une diminution des vitesses sismiques.
- Entre les géophones G14 et G18 ainsi que de G1 à G6, on observe une diminution de t (5 à 10 ms) entre 2005 et 2004, ce qui implique une augmentation de la vitesse dans ces secteurs.

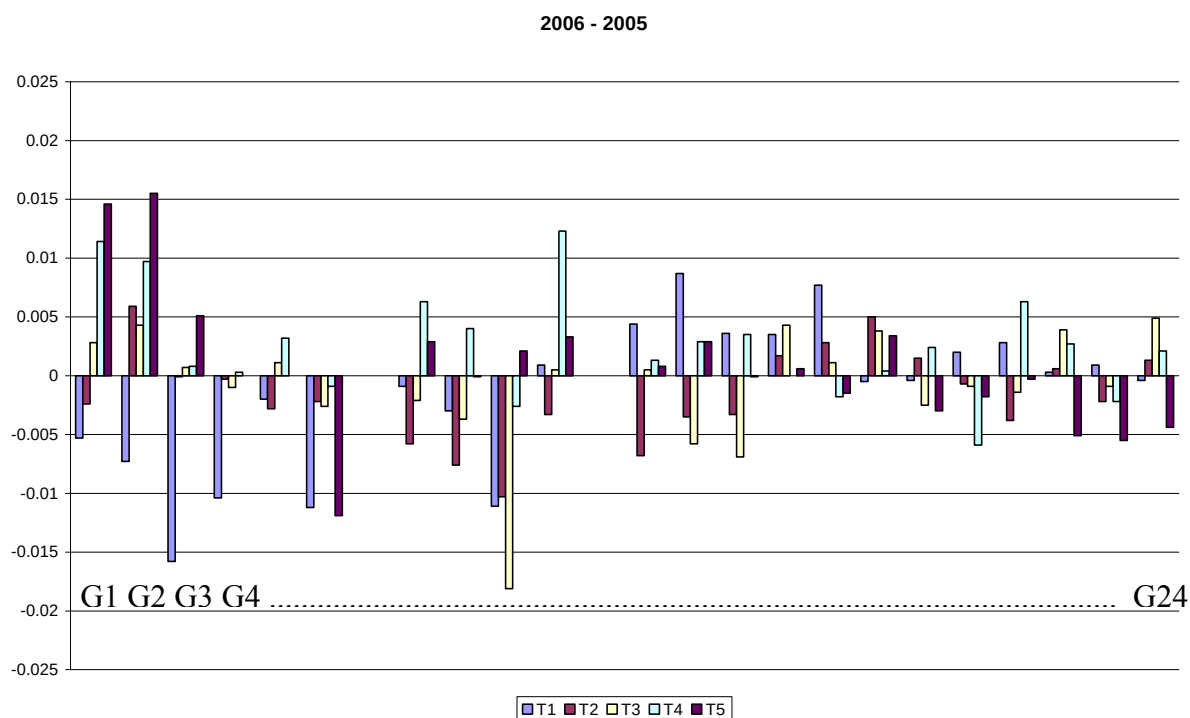


Figure 8 : Différence de temps d'arrivée pour chaque géophone et chaque tir entre 2005 et 2006

- Les écarts de temps entre 2006 et 2005 s'étendent de -18ms à $+15\text{ms}$. Le secteur compris entre G1 et G12 présente de fortes disparités, car selon les tirs analysés on observe soit une diminution des temps d'arrivée soit une augmentation. En général, lorsque le tir est proche, les temps d'arrivée diminuent ce qui traduit une augmentation de la vitesse en surface. Au contraire, plus les tirs sont éloignés des géophones, plus les temps d'arrivées augmentent entre les 2 campagnes, ce qui traduit une diminution de la vitesse en profondeur.
- Dans le secteur compris entre G12 et G24, on observe une généralisation de l'augmentation des temps d'arrivée sur tous les couples source-récepteur. Cette augmentation est faible ($\sim 5\text{ms}$) et traduit une diminution de la vitesse sur une large épaisseur de terrain.

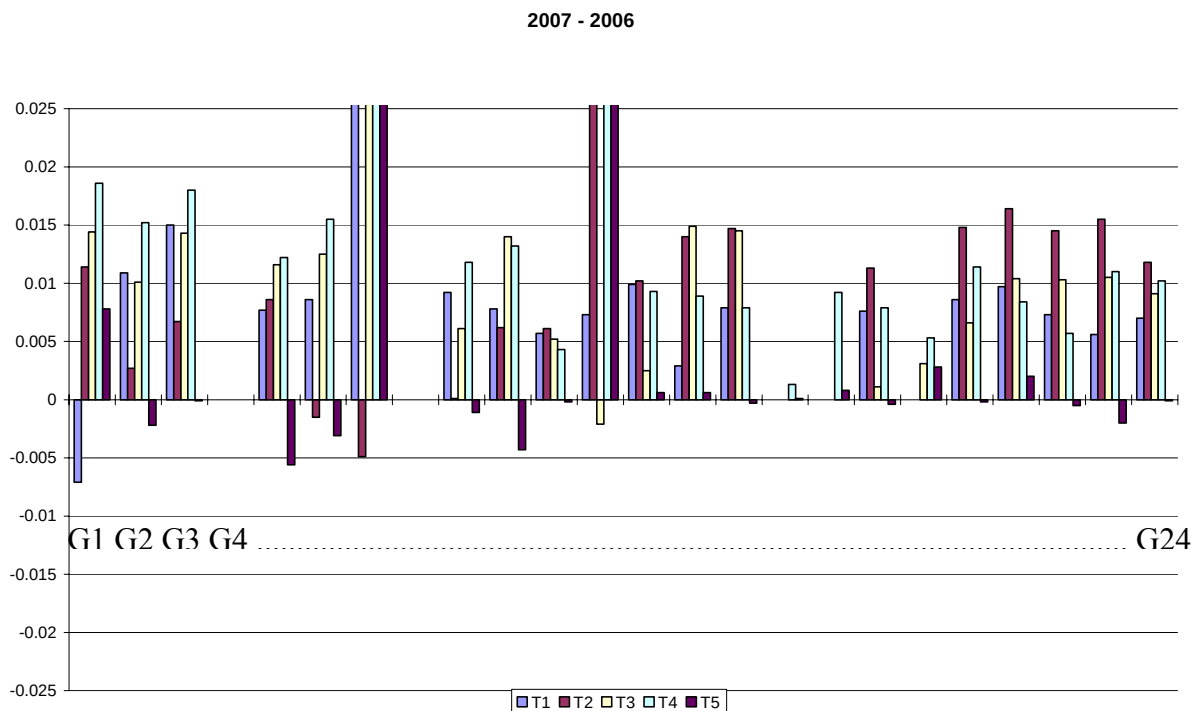


Figure 9 : Différence de temps d'arrivée pour chaque géophone et chaque tir entre 2006 et 2007

Les écarts de temps des premières arrivées entre les campagnes 2006 et 2007 sont en moyenne de l'ordre de 15ms . Les différences $t_{2007} - t_{2006}$ sont, à quelques exceptions près, positives ce qui traduit une diminution généralisée de la vitesse dans tout le secteur. L'évolution entre 2006 et 2007 semble plus importante qu'elle n'avait été entre 2004 et 2005 puis 2005 et 2006.

II.2.2- Comparaison des interprétations en sismique réfraction

Afin de comparer l'évolution des profondeurs des interfaces et des vitesses des ondes sismiques, une interprétation en réfraction classique (plus/minus) a été réalisée.

Les résultats des 4 campagnes sont présentés dans le tableau suivant :

	2004	2005	2006	2007
V1 (m/s)	160	120	200	165
V2 (m/s)	260	230	490	240
V3 (m/s)	890	880	1030	870

La répartition des vitesses est sensiblement identique en 2004, 2005 et 2007 avec une légère diminution de la vitesse notamment dans la troisième couche. Cependant, cette diminution n'est pas suffisamment significative pour être associée à la dégradation du terrain.

II.2.3- Résultats des tomographies sismiques

Chaque campagne a été interprétée en tomographie sismique par inversion des premières arrivées grâce au logiciel Sardine. La tomographie est basée sur la théorie de la sismique réfraction dont l'étape importante consiste à pointer les premières arrivées.

Le logiciel Sardine permet de choisir ensuite un modèle de vitesse de départ. Les calculs seront ensuite basés sur ce dernier. A ce stade, il est important de connaître la vitesse maximale du milieu. Il faut donc faire une analyse en sismique réfraction classique sur les tirs les plus éloignés.

Dix itérations ont été nécessaires pour obtenir un RMS (taux d'erreur) satisfaisant.

On donne à la figure 10 les tomographies PS1, qui ont été inversées à partir des pointés des temps des premières arrivées effectués par la même personne, avec des paramètres d'entrée identiques (vitesse du modèle initial, taille de la grille, nombre d'itérations).

On peut noter un épaississement de la couche caractérisée par $200 < V_p < 350$ m/s et l'apparition d'une épaisseur de l'ordre de 2m avec $V_p < 200$ m/s immédiatement en arrière de la zone de départ de l'éboulement du 26.04.2005.

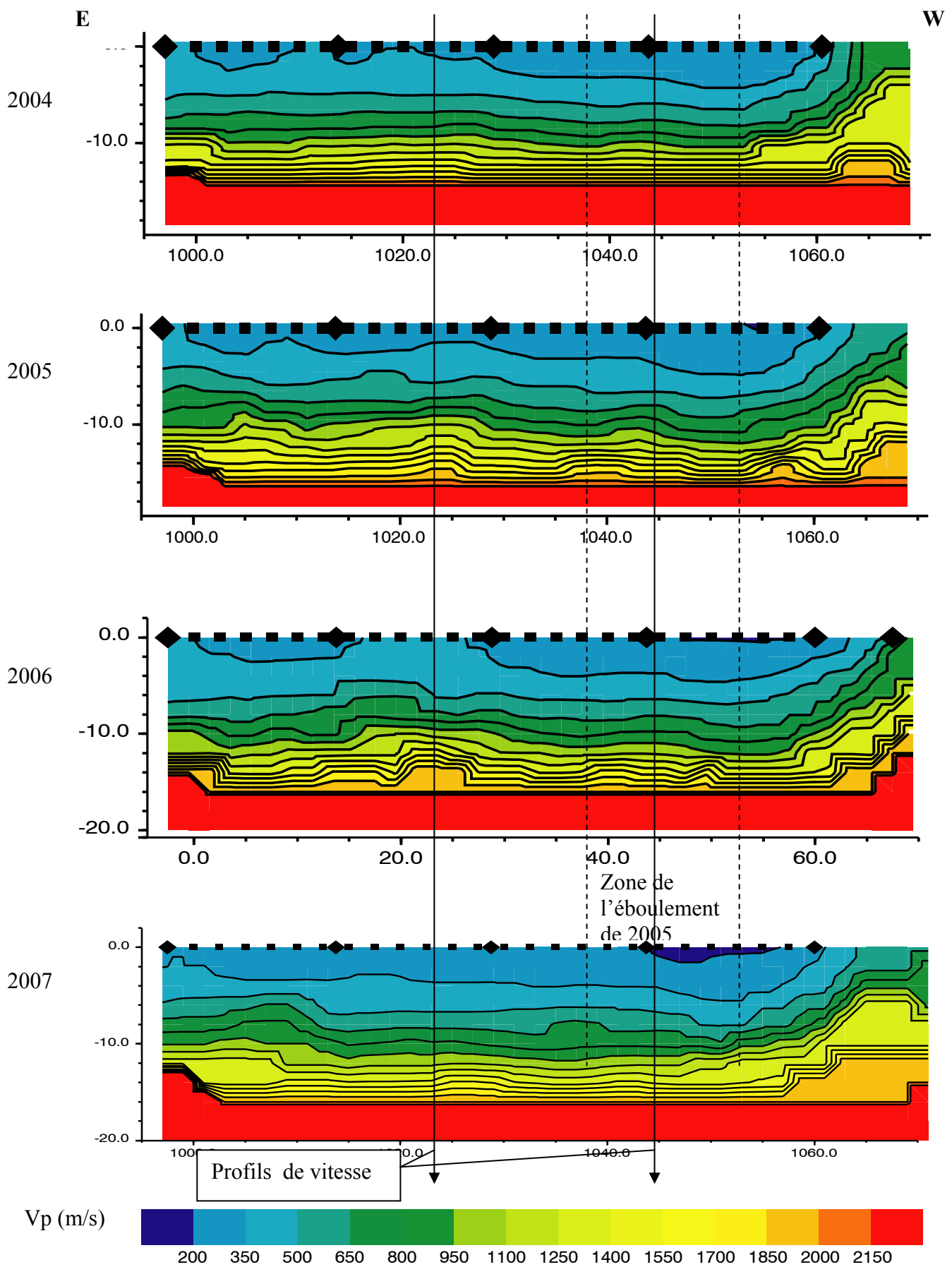


Figure 10 : Tomographies du profil sismique PS1

Deux profils de vitesse ont été réalisés au droit de G9 et G19 respectivement sur les figures 11 et 12.

Sur les profils de vitesse en fonction de la profondeur, on a reporté les 2 courbes théoriques de la répartition des vitesses V_p pour des matériaux sans cohésion, plus ou moins denses (voir rapport précédent d'octobre 2005) :

$n_1 = 0,46$ (sols très lâches) $\gamma_{d1} = 14 \text{ kN/m}^3$ en noir
 $n_2 = 0,12$ (sols très compacts) $\gamma_{d2} = 22,9 \text{ kN/m}^3$ en pointillés noirs

On remarque que jusqu'à 7 m de profondeur les vitesses sismiques mesurées sont très proches des courbes théoriques, montrant la déstructuration à peu près complète des matériaux. Ensuite, les vitesses augmentent vite montrant qu'on est dans un matériau beaucoup plus sain.

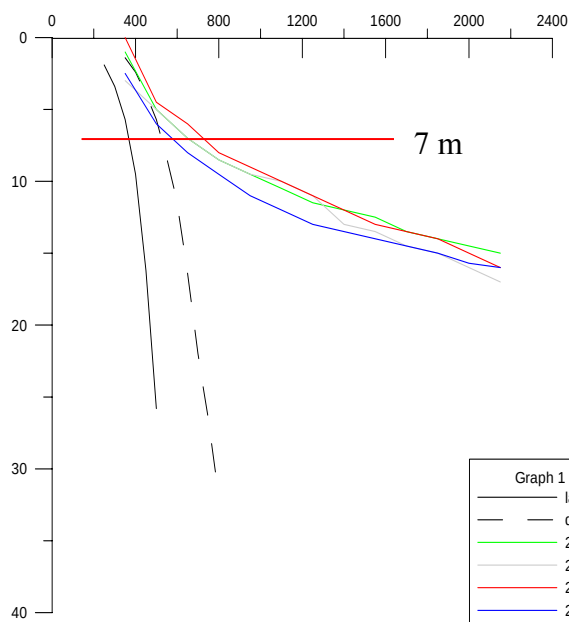


Figure 11 : Variation des vitesses au droit de G9

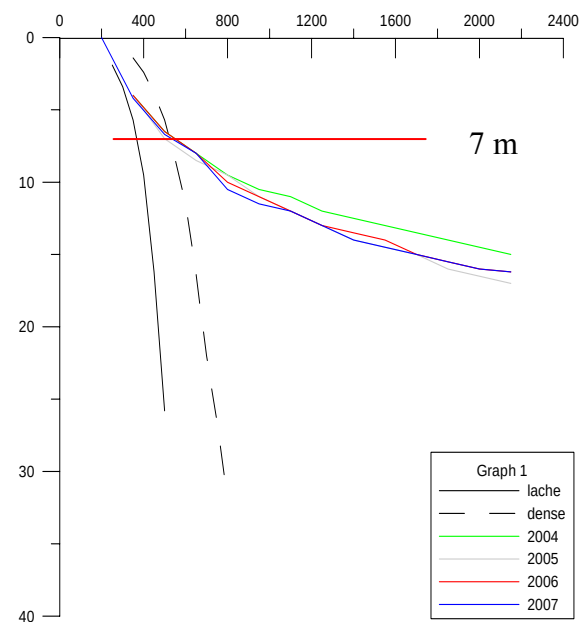


Figure 12 : Variation des vitesses au droit de G19

De manière à effectuer des comparaisons objectives, on a procédé à l'établissement des différences de vitesses sismiques entre campagnes différentes. On obtient alors les graphiques de la figure 13. Ces graphiques font apparaître que les zones de plus forte diminution de vitesse sismique sont localisées en profondeur entre 5 et 15m, plus à l'Est que la zone de l'écroulement d'avril 2005. D'autre part, dans d'autres secteurs la vitesse augmente.

Les mêmes comparaisons ont été effectuées au profil PS2, avec des résultats analogues.

Il est donc nécessaire de prendre en compte les incertitudes affectant les mesures.

Celles-ci sont générées par :

- Le positionnement des géophones et des tirs : variations centimétriques de leur positionnement d'une campagne à l'autre.
- Le pointage des premières arrivées d'une campagne à l'autre et entre deux différents pointeurs.
- L'incertitude lors de l'inversion (RMS parfois supérieur à 10).

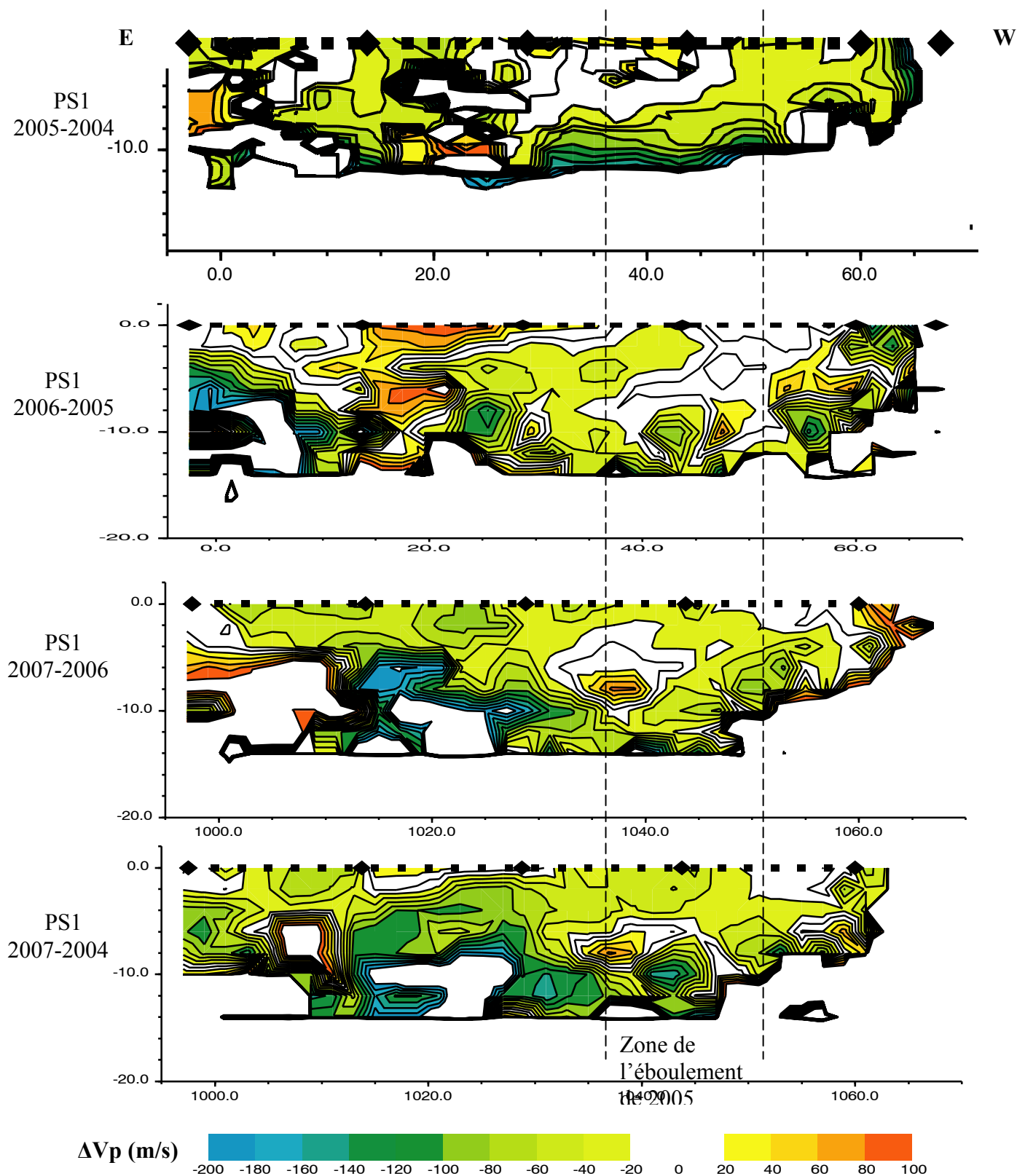


Figure 13 : comparaison numérique des tomographies PS1 entre les différentes campagnes

- **Ps2 :**

La figure 14 présente les tomographies PS2 de 2004 et 2006 et la comparaison numérique associée. Globalement, les vitesses ont diminué entre 2004 et 2006 sur les six premiers mètres avec $-100 \text{ m/s} < \Delta V_p < -20 \text{ m/s}$.

A 10m de profondeur, entre $x=20\text{m}$ et $x=40\text{m}$, on trouve quelques zones où la vitesse a augmenté.

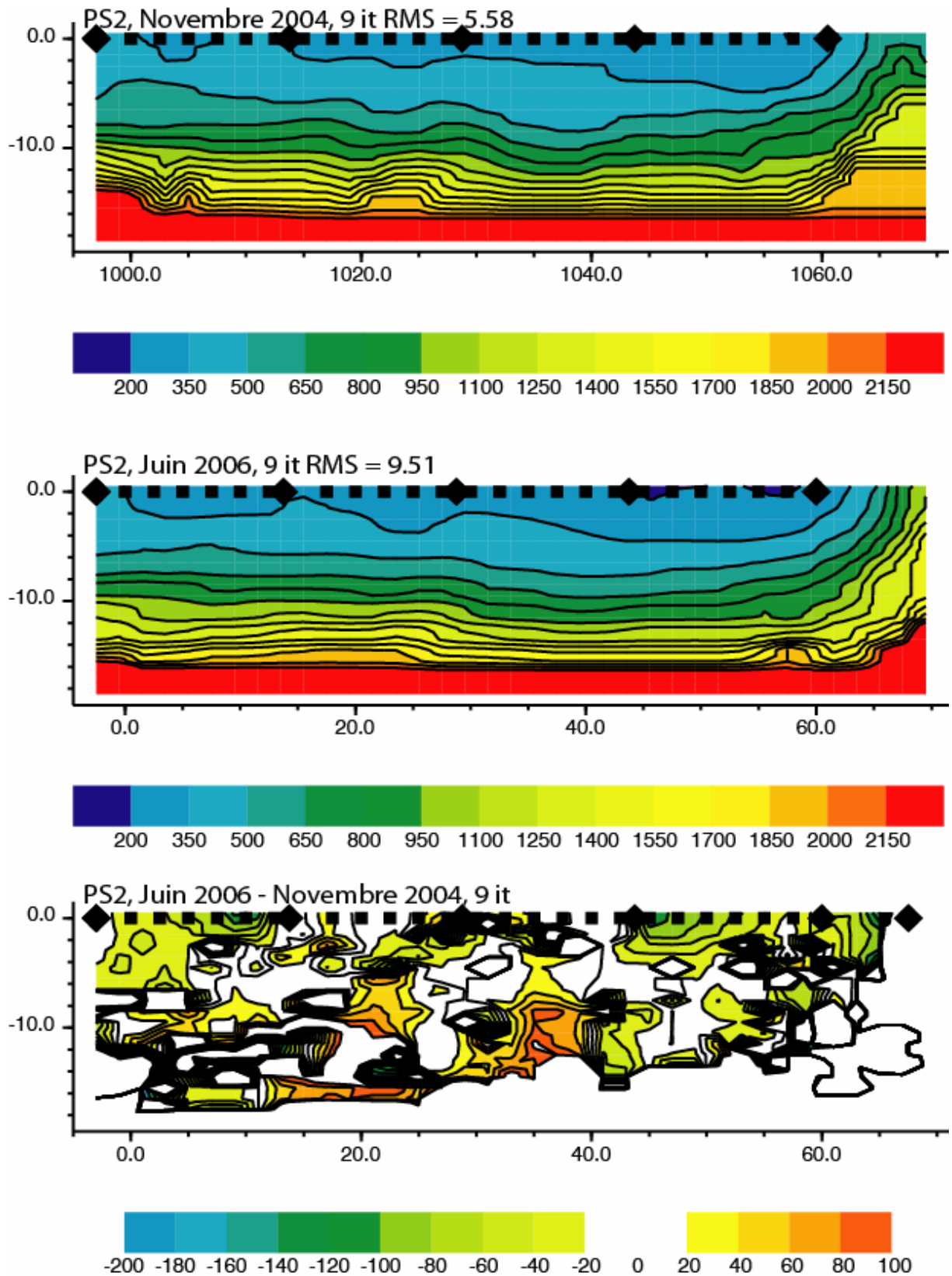


Figure 14 : Tomographies PS2 de 2004 et 2006 et la comparaison numérique associée

II.2.4 Quantification des incertitudes

Nous avons réalisé des tests sur PS2 (à l'amont de PS1) afin de quantifier l'incertitude sur les valeurs de vitesses de propagation des ondes longitudinales.

- Influence du pointeur :

Trois personnes ont pointé les mêmes données. La comparaison des résultats montre une forte disparité allant jusqu'à 80 m/s de différence en moyenne entre 8 et 10 m de profondeur.

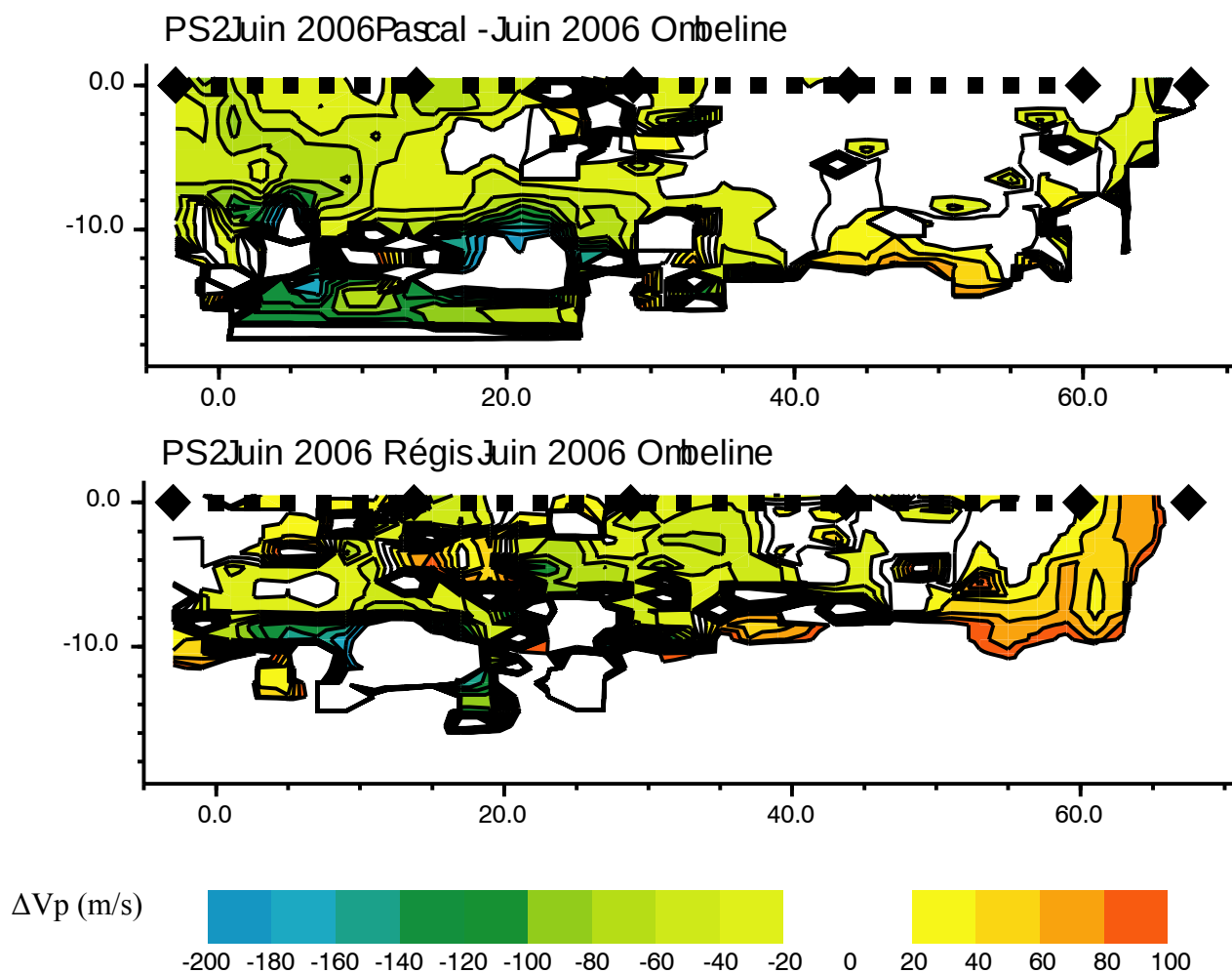


Figure 15 : Comparaison numérique des profils sismiques PS1 de 2006 avec un pointage différent

- Influence du mauvais positionnement des géophones :

En supposant que entre deux missions, les géophones ne sont pas remis exactement à la même place, nous avons testé la sensibilité des résultats à un décalage de 50 cm des géophones. Il suffit alors de comparer les données du profil décalé à celui non décalé acquis à la même date, le pointage étant effectué par la même personne.

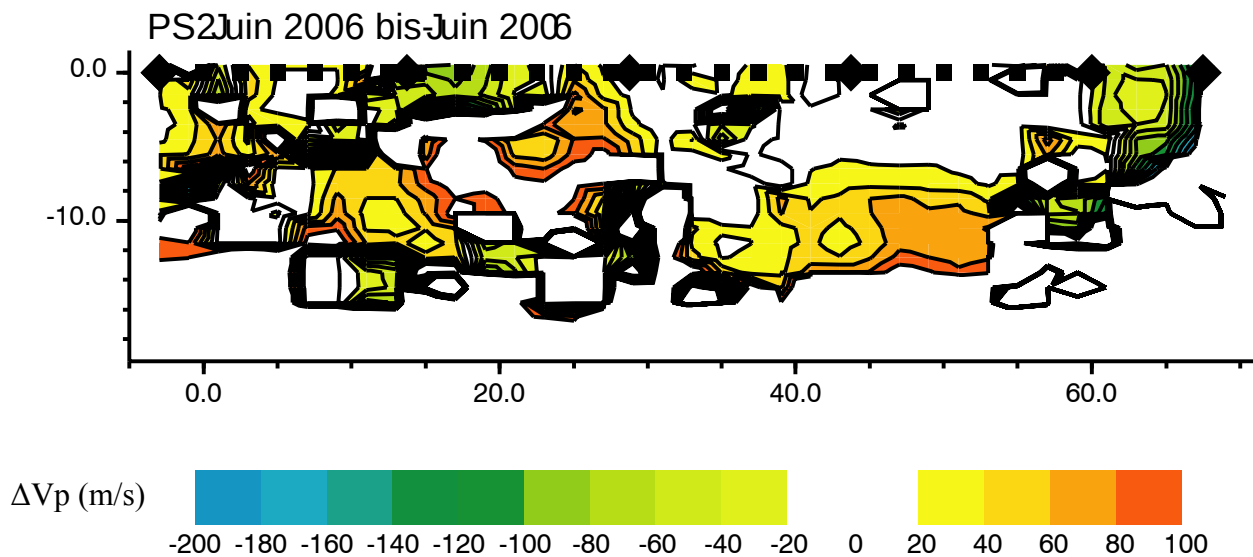


Figure 16 : Comparaison numérique des profils sismiques PS1 de 2006 avec un décalage des géophones

Le résultat de cette comparaison montre des variations jusqu'à +70 m/s en moyenne entre 6 et 8 m de profondeur.

L'incertitude liée au pointage et au positionnement des géophones atteint donc 160 m/s. Il apparaît que des variations de vitesse inférieures à 80 m/s ne peuvent donc pas être univoquement attribuées à des modifications des vitesses sismiques des terrains étudiés.

Cependant sur PS1, les variations de vitesse plus importantes (dont celles > 200 m/s) sont à associer à la déstructuration des terrains.

Afin de ne retenir que les variations significatives, les figures suivantes présentent les diverses comparaisons en ne laissant apparaître que les variations $\Delta V_p > 80$ m/s, les premières arrivées ayant été pointées par une même personne à chaque fois.

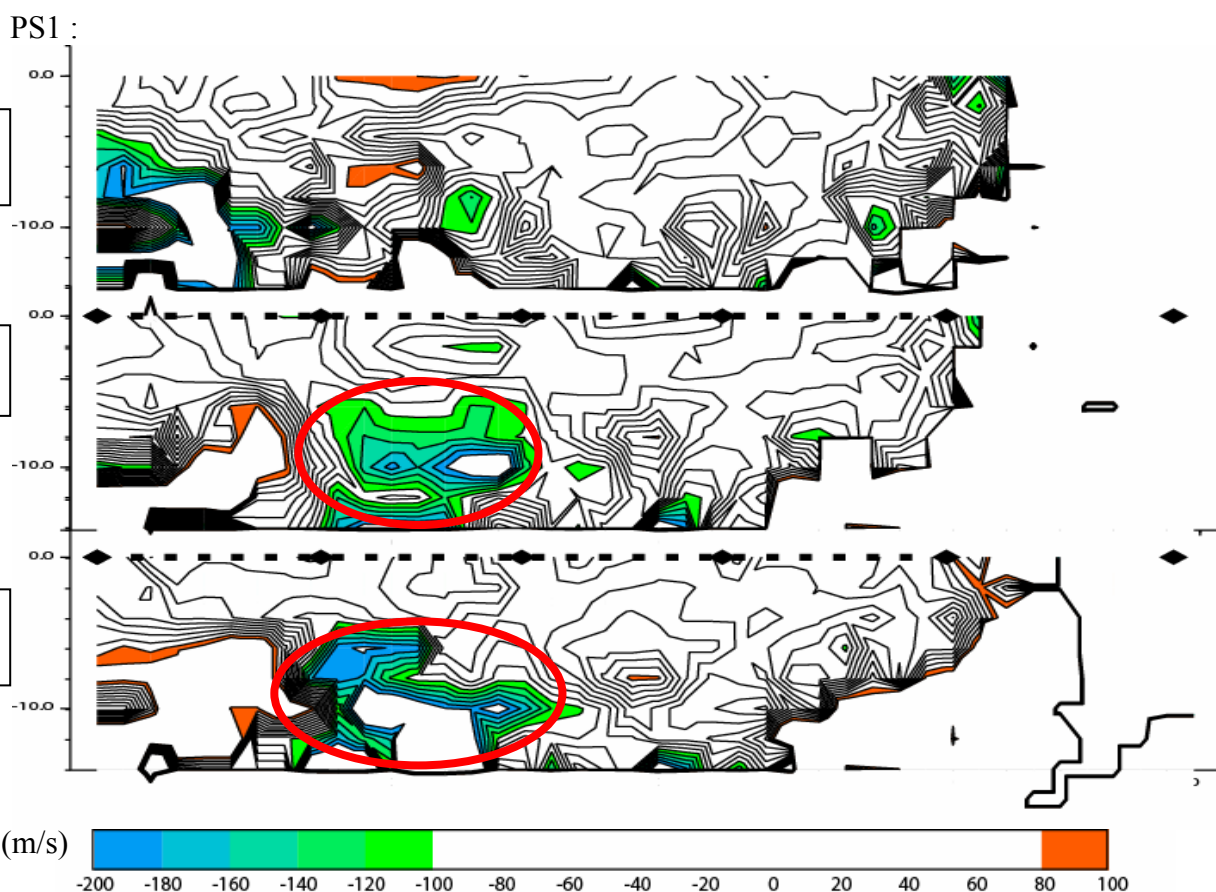


Figure 17 : Comparaison numérique des profils sismiques PS1 en tenant compte de l'incertitude

On remarque qu'un secteur important se dégage des profils PS1 à partir de 6.00 m de profondeur entre les tirs 2 et 3 (cercle rouge). Les vitesses y ont diminué de 180 m/s en moyenne entre 2004 et 2007 indiquant une augmentation de la fracturation en profondeur.

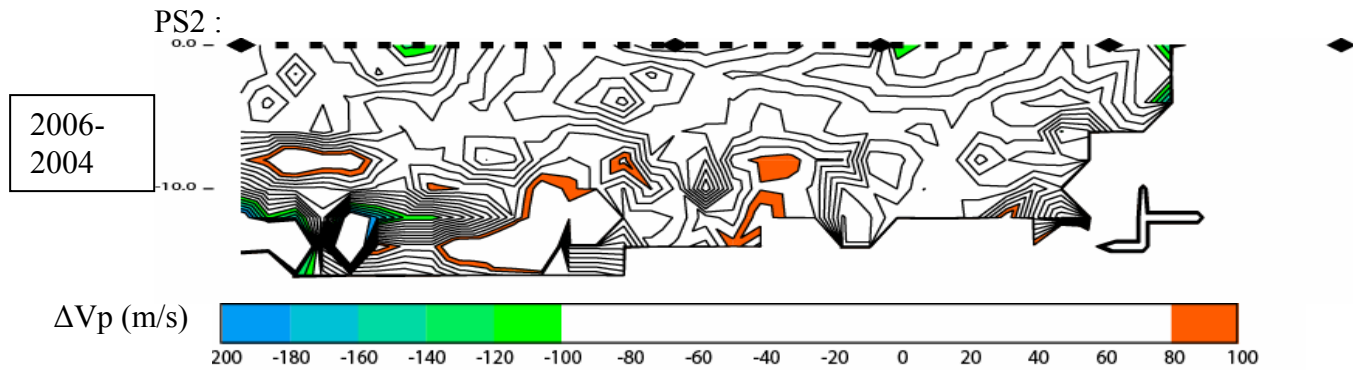


Figure 18 : Comparaison numérique des profils sismiques PS2 en tenant compte de l'incertitude

Pour PS2, les zones d'évolution sont minimales, le profil étant situé en arrière des désordres.

II.3. Profil en rosace

Dussauge et al. ont montré l'influence de l'orientation du profil par rapport aux principales directions de fractures. En effet la vitesse est maximale lorsque le profil est disposé parallèlement aux directions de fractures majeures et minimales lorsqu'il est placé perpendiculairement.

Pour évaluer cette anisotropie de vitesse Fabre et al. ont proposé une géométrie azimuthale (figure 19).

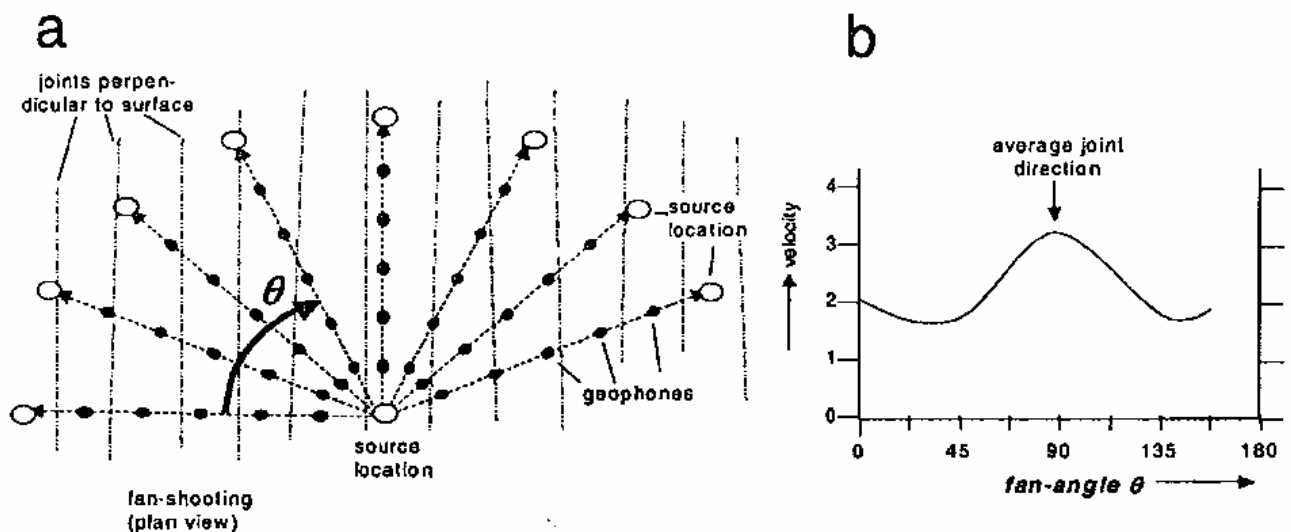


Figure 19: Rosace. (a) Dispositif des géophones et de la source, (b) vitesse sismique en fonction de l'azimute (d'après Hack et Price, 1990)

Le tir est effectué au point central et les géophones sont disposés selon un demi-arc de cercle autour de la source. On obtient par ce système la vitesse minimum et maximum dans le milieu investi. Le dimensionnement de cette rosace est fonction de la zone d'étude. Plus le rayon de la rosace sera grand plus la zone investiguée sera profonde.

Les résultats sont présentés sur la figure 20.

La sismique azimutale montre une variation de la vitesse des ondes P en fonction de l'azimut. Notamment, on remarque des vitesses plus rapides pour des azimuts compris entre N 90° et N 142°. D'un point de vue régional, cela peut correspondre à la perpendiculaire à la ligne de plus grande pente et donc à l'ouverture des fractures. Ce point est important car il montre que ces mesures de vitesses, qui pourtant concernent une faible épaisseur de terrains, se rapportent à un matériau fracturé et non à un éboulis car dans ce dernier cas la vitesse serait plus homogène avec la direction de propagation.

L'évolution temporelle des vitesses n'est pas significative.

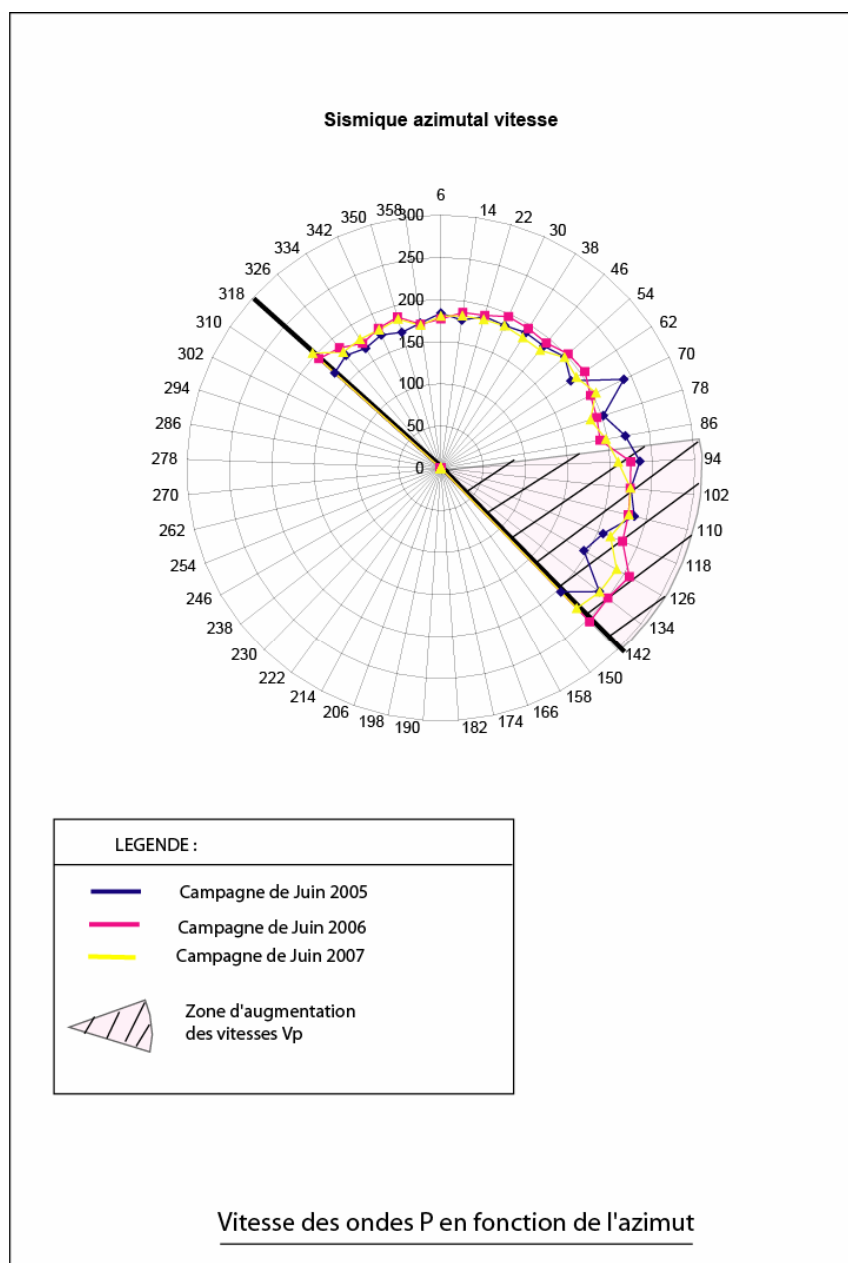


Figure 20 : Vitesse des ondes P en fonction de l'azimut

II.4. Ondes de Rayleigh

Nous avons analysé la courbe de dispersion des ondes de Rayleigh enregistrées sur PS1 entre les géophones 12 et 24. Nous avons sélectionné cette zone car c'est le secteur où l'on observe le plus d'évolution dans le temps.

La figure 21 présente les courbes de dispersion obtenues sur ce profil entre 2004 et 2006.

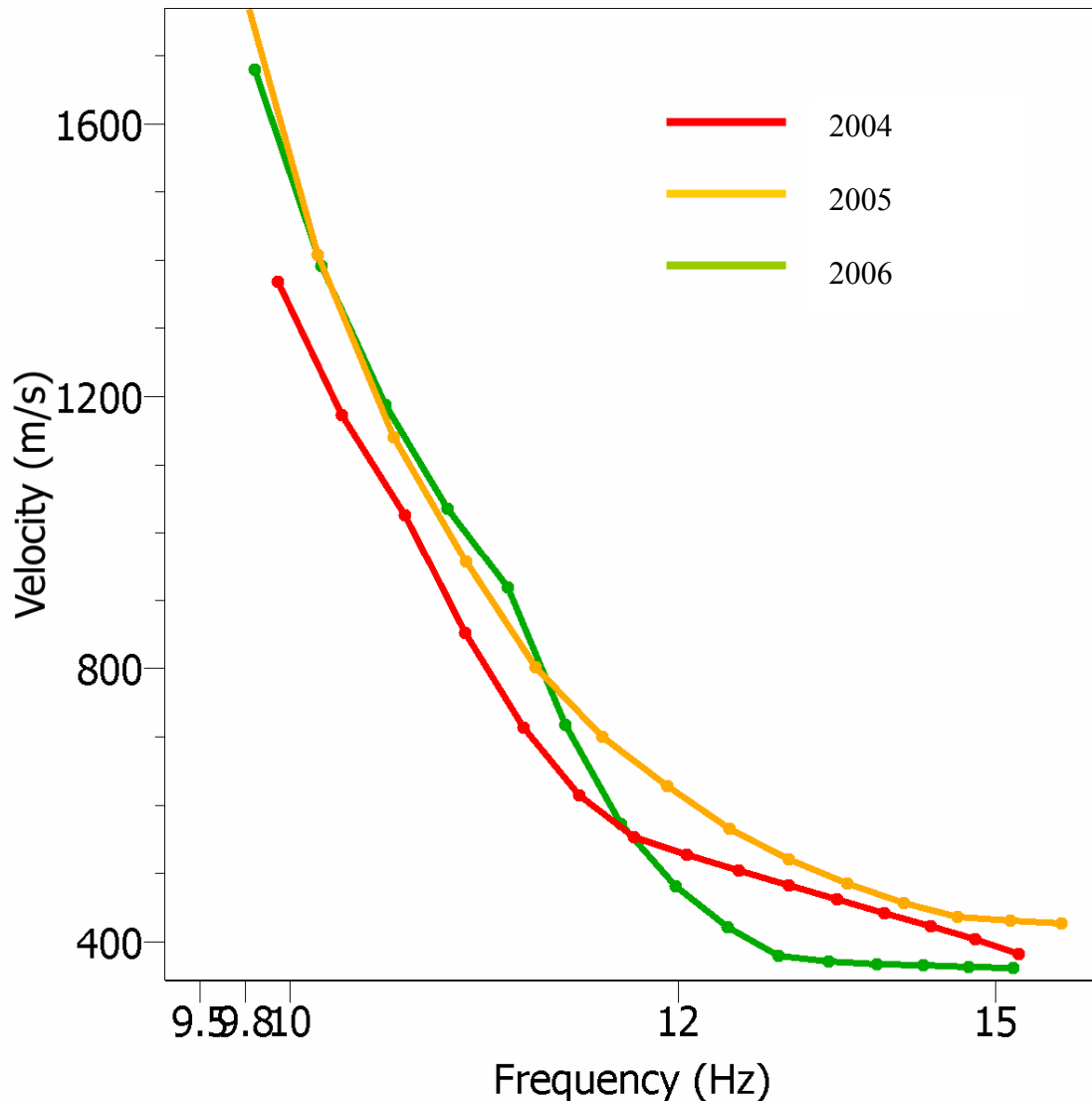


Figure 21 : Courbes de dispersion obtenues sur le PS1 entre 2004 et 2006

Les trois courbes sont très proches. La partie qui intéresse la masse active du mouvement est située entre 11 et 15 Hz (10 premiers mètres).

Dans cette gamme de fréquence on observe que la courbe de dispersion de 2004 présente une vitesse intermédiaire entre celle des courbes de 2005 et 2006.

La courbe de 2005, plus rapide que celle de 2004, reste cependant très proche. La différence peut être liée aux incertitudes.

La courbe 2006 est la plus lente comme attendu.

L'inversion de ces courbes est donnée par la figure 22. On observe que, sur les trois premiers mètres, la vitesse des ondes S est effectivement très proche pour 2004 et 2005 :

- V_{S2004} est comprise entre 150 m/s et 270 m/s ;
- V_{S2005} est comprise entre 150 m/s et 220 m/s ;

Entre 3 et 5 m de profondeur, V_{S2005} est inférieure à V_{S2004} . Pour la campagne 2006, on observe des vitesses comprises entre 100 et 340 m/s. On constate une diminution de la vitesse surtout sur les 1.5 premiers mètres.

Le plus gros contraste observé en 2004 est situé à 8m de profondeur ($V_s=2700$ m/s, valeur problématique compte tenu de la valeur de $V_p < 2500$ m/s).

En 2005 et 2006, le contraste est localisé à 5m de profondeur.

Pour conclure, l'analyse des ondes de Rayleigh présente des courbes de dispersion très proches, ce qui, tenant compte de l'incertitude, rend l'analyse de l'évolution temporelle hasardeuse.

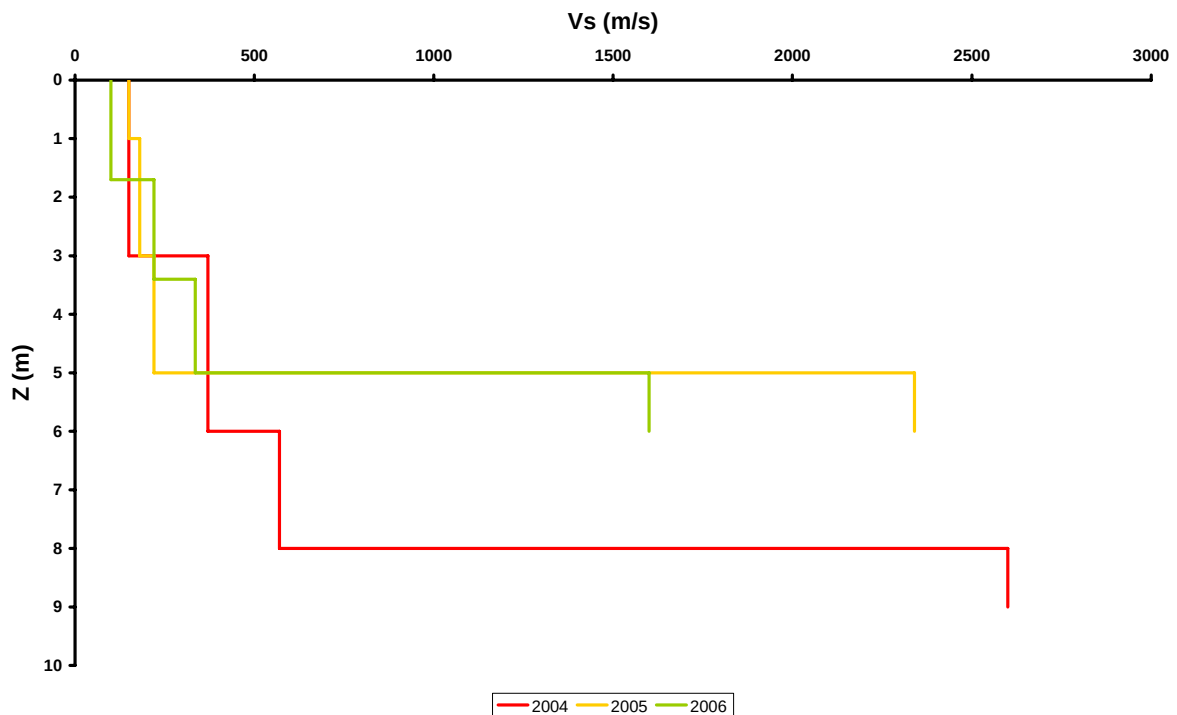


Figure 22 : Inversion des courbes de dispersion

II.5. Profils électriques

Les profils électriques ont été réalisés selon la méthode wenner. Les résistivités apparentes obtenues ont été inversées avec le logiciel RES2DINV (méthode des moindres carrés) qui détermine un modèle de résistivités du terrain en deux dimensions.

II.5.1. PE1 aval

La figure 23 présente les tomographies du PE1 aval réalisées en 2005, 2006 et 2007.

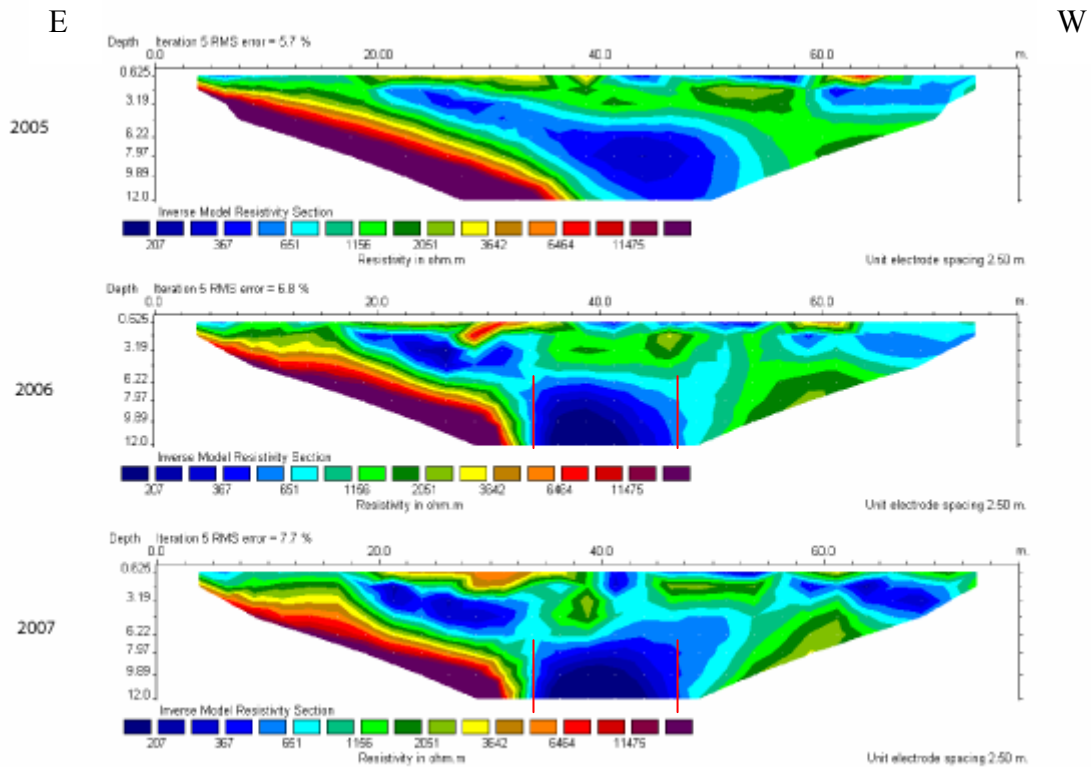


Figure 23 : Tomographies PE1

La falaise débute à 1m de la première électrode côté Est. Celle-ci influençant les mesures, on obtient une zone très résistive ($\rho > 7000 \Omega.m$) en limite Est du profil. Dans la zone située hors de l'influence de la falaise, on constate une résistivité inférieure à $600 \Omega.m$ sur 12 m d'épaisseur correspondant aux terrains calcaires altérés.

En surface et sur une épaisseur de 4 m, on remarque des zones où la résistivité est plus forte, comprise entre 2000 et $4000 \Omega.m$, correspondant au calcaire très aéré et donc très fracturé. La zone très altérée, et par conséquent facilement mobilisable, aurait une épaisseur de 4m environ. On peut ajouter en profondeur la zone altérée (fissures remplies de matériaux d'altération). On arriverait à une épaisseur totale de 10m environ de terrain mobilisable. La zone centrale marquée par des limites subverticales (traits rouges) peut être reliée à la famille de fracture N14 E80.

En ce qui concerne l'évolution au cours du temps, on remarque :

- une diminution de résistivités à l'ouest du profil, pouvant correspondre au remplissage progressif des fractures par des fines ou à une augmentation de l'humidité de ces terrains ;

- l'apparition d'une lentille entre les abscisses x=20m et x=40m, sur une profondeur de 3m, où les résistivités ont augmenté ;
- une stabilité globale des résistivités en profondeur.

Une comparaison numérique a également été réalisée entre 2005 et 2007.

Elle présente le rapport des résistivités (ratio) entre 2007 et 2005 :

$$\text{Ratio} = (\rho_{2007} / \rho_{2005}) * 100$$

Autrement dit :

- Ratio < 100 implique $\rho_{2007} < \rho_{2005}$, implique une diminution des résistivités ;
- Ratio > 100 implique $\rho_{2007} > \rho_{2005}$, implique une augmentation des résistivités.
- Les valeurs autour de 100 traduisent une faible évolution des résistivités.

La comparaison met en évidence de manière objective l'augmentation des résistivités sur les 3 premiers mètres entre les abscisses 20 et 37.5 m, ainsi qu'une augmentation des résistivités en profondeur (5 à 10m) en arrière de la zone d'éboulement de 2005.

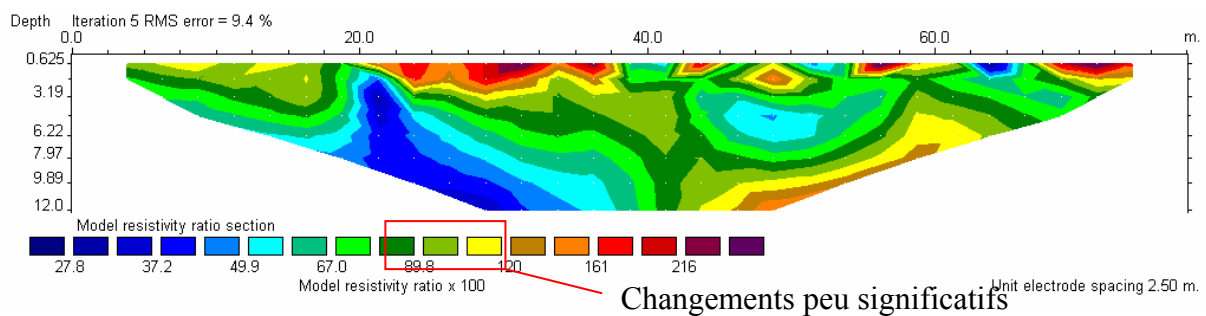


Figure 24 : comparaison des tomographies entre 2005 et 2007

II.5.2. PE2 amont

La figure 25 présente les tomographies du PE2 réalisées en 2005, 2006 et 2007.

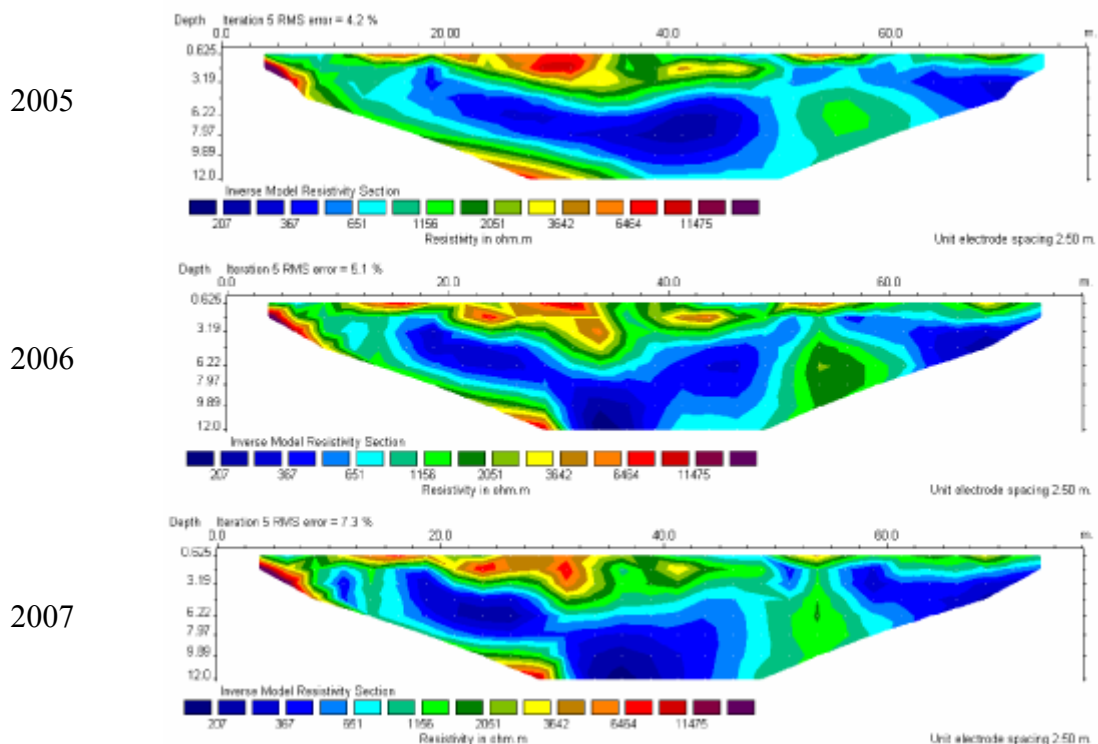


Figure 25 : Tomographies PE2

Sur cette tomographie, on note aussi l'influence de la falaise. La résistivité moyenne du calcaire est toujours de l'ordre de 600 $\Omega.m$ et l'on remarque nettement une zone très résistive en surface (2000 à 7000 $\Omega.m$).

Cette zone correspond à la présence en surface d'une niche d'arrachement confirmant ainsi l'hypothèse que l'augmentation des résistivités est à relier à l'ouverture de fractures.

Ces tomographies permettent d'imager la structure de la zone très ouverte qui s'étend depuis l'abscisse $x=10m$ à l'abscisse $x=60m$, sur une épaisseur maximale de 5m.

La comparaison numérique (figure 26) nous indique :

- une légère diminution globale des résistivités sur l'ensemble du profil ;
- Entre $x=0$ et $x=25m$, les résistivités ont augmenté sur les 4 premiers mètres (jusqu'à $\Delta\rho > 2000 \Omega.m$) ;
- A $x=32.50 m$, apparition d'une lentille à forte résistivité à 5m de profondeur ;

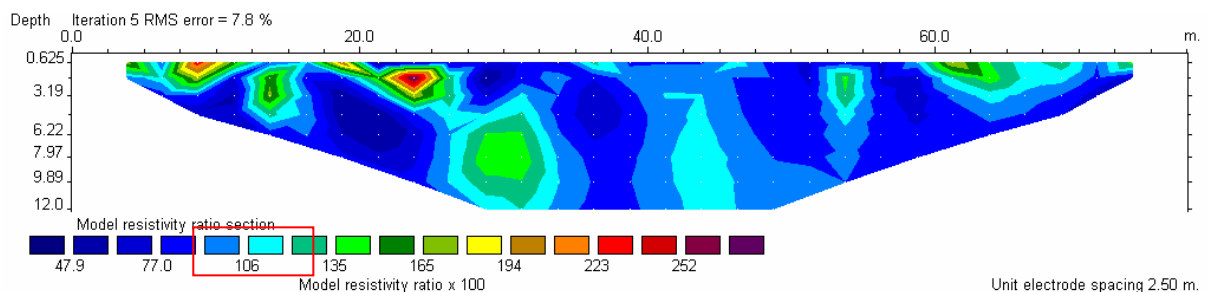


Figure 26 : comparaison des tomographies entre 2005 et 2007

PARTIE 2 : EBOULEMENT DES ECHARENNES

I. PRESENTATION DU SITE

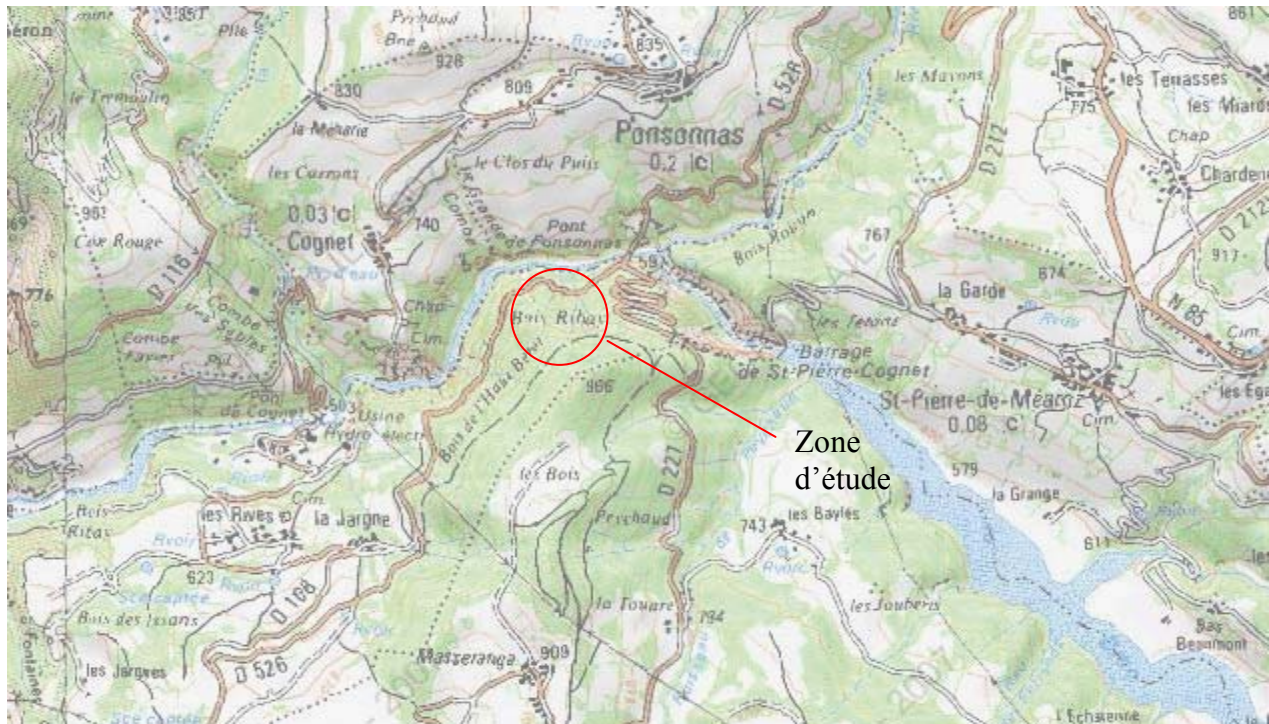


Figure 1 : Plan de situation

La zone d'étude se situe sur le site des ECHARENNES. Il s'agit d'un massif de calcaires marneux et schistes fracturés dominant de 250 m la RD526 entre LA MURE et MENS et où un éboulement de plusieurs centaines de m³ s'est déjà produit le 20 janvier 2004. Les risques potentiels d'éboulements résiduels dans ce secteur sont importants et peuvent être chiffrés à plusieurs milliers de m³.

La combe des ECHARENNES se dessine dans un versant raide, orienté vers le nord, penté en moyenne à 45°. L'arrachement sommital de cette combe se situe à l'altitude 870 m et le niveau de la RD 526, au PR 26+700, est à l'altitude 620 m.

Elle est dénuée de toute végétation, mis à part au niveau de quelques éperons. De nombreux talwegs dont trois principaux, à l'ouest, au centre et à l'est, la parcourent sur toute sa hauteur.

Ces talwegs acheminent, jusqu'à la route, les différents matériaux issus des terrains fracturés.

De nombreux travaux ont été entrepris afin de protéger la route. Ces protections sont soit actives (ancrages, filet plaqué), soit passives (filets ASM, galerie de protection). Un dispositif de surveillance et d'alerte a également été mis en place qui bloque l'accès à la route en cas d'éboulement.

Voici une photographie de la zone d'étude :



Figure 2 : Photographie de la zone

II. GEOLOGIE

Voici une cartographie de la zone réalisée en juillet 2007.

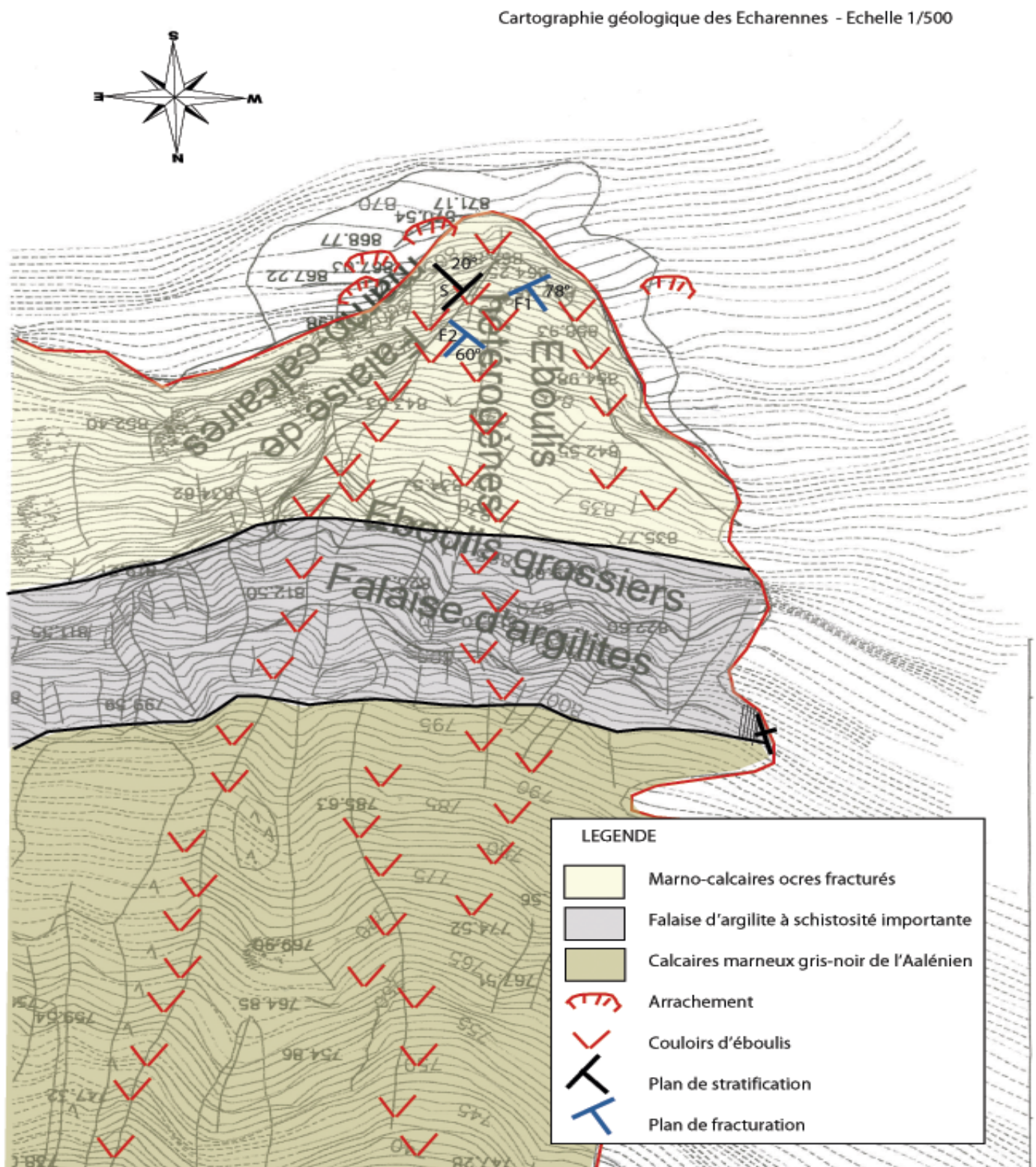


Figure 3 : Cartographie de la zone d'étude

La combe des ECHARENNES recoupe, de haut en bas, 3 formations géologiques distinctes :

- En haut, à la cote 870, au niveau de l'arrachement, on trouve une falaise marno-calcaire assez détritique et fracturée. Le T.N. est penté à 45 – 60° avec quelques passages subverticaux (10m).

La direction de la stratification est N45, pendage rentrant SE 19°. Il existe 2 familles de plans de fractures, d'extension importante, qui découpent cette formation :

- F1 : direction N55, pendage W 78° qui joue un rôle important dans le mécanisme de fauchage ;
- F2 : direction N140, pendage NE 60°.

Recouvrant cette falaise au niveau de couloirs pentus, on trouve des éboulis hétérogènes pris dans une matrice sablo-limoneuse. Ces éboulis sont constitués de blocs de marno-calcaire et d'argilites.

On retrouve cette formation jusqu'à la cote 830 à 825 NGF.

Aux niveaux des flancs d'arrachement, le décrochement atteint 5 m de hauteur en moyenne et correspond à l'épaisseur de terrain éboulé. La couverture végétale ne dépasse pas 30cm.

Au sud-est du sommet de l'arrachement ainsi qu'à l'ouest, plusieurs fissures de directions EW et de plusieurs mètres de longueur confirment l'extension des instabilités. Le décrochement varie de 50cm à 1m.

- De la cote 830 à 800m se présente une falaise d'argilites de 20m à 30m de hauteur pentée à 70° dont les matériaux s'altèrent en « frites ». La schistosité peut y être très resserrée. Ces schistes se débitent en fines plaquettes centimétriques avec un plan de schistosité : N 160, pendage 85° E.
- Jusqu'au Drac on trouve les calcaires marneux gris-noir à patine grise de la base de l'Aalénien (Lias).

Au niveau hydrogéologique, aucune venue d'eau n'a été observée. Mais lors de précipitations, la fracturation importante du rocher laisse supposer une infiltration en son sein qui joue un rôle essentiel dans le mécanisme de déstructuration du rocher par fauchage, notamment, en saison hivernale où l'effet du gel-dégel amplifie ce mécanisme.

De plus, les talwegs et les couloirs d'éboulis constituent des chemins préférentiels pour les écoulements qui ont pour conséquence d'entraîner les matériaux instables lors d'épisodes pluvieux.

III. ETUDE GEOPHYSIQUE

III.1. Etude géophysique antérieure

Deux profils sismiques, un longitudinal (PSa) et un transversal (PSb), ont été réalisés en mai 2004, au sommet de la combe. Ils sont implantés sur la figure 4. Voici la synthèse des résultats obtenus :

- 3m de terrain de couverture très fracturé $V_p = 300$ à 550 m/s
- De 3 à 6m, rocher fracturé $V_p = 800$ à 1200 m/s
- rocher plus sain vers 7 – 10 m de profondeur $V_p = 1600$ m/s

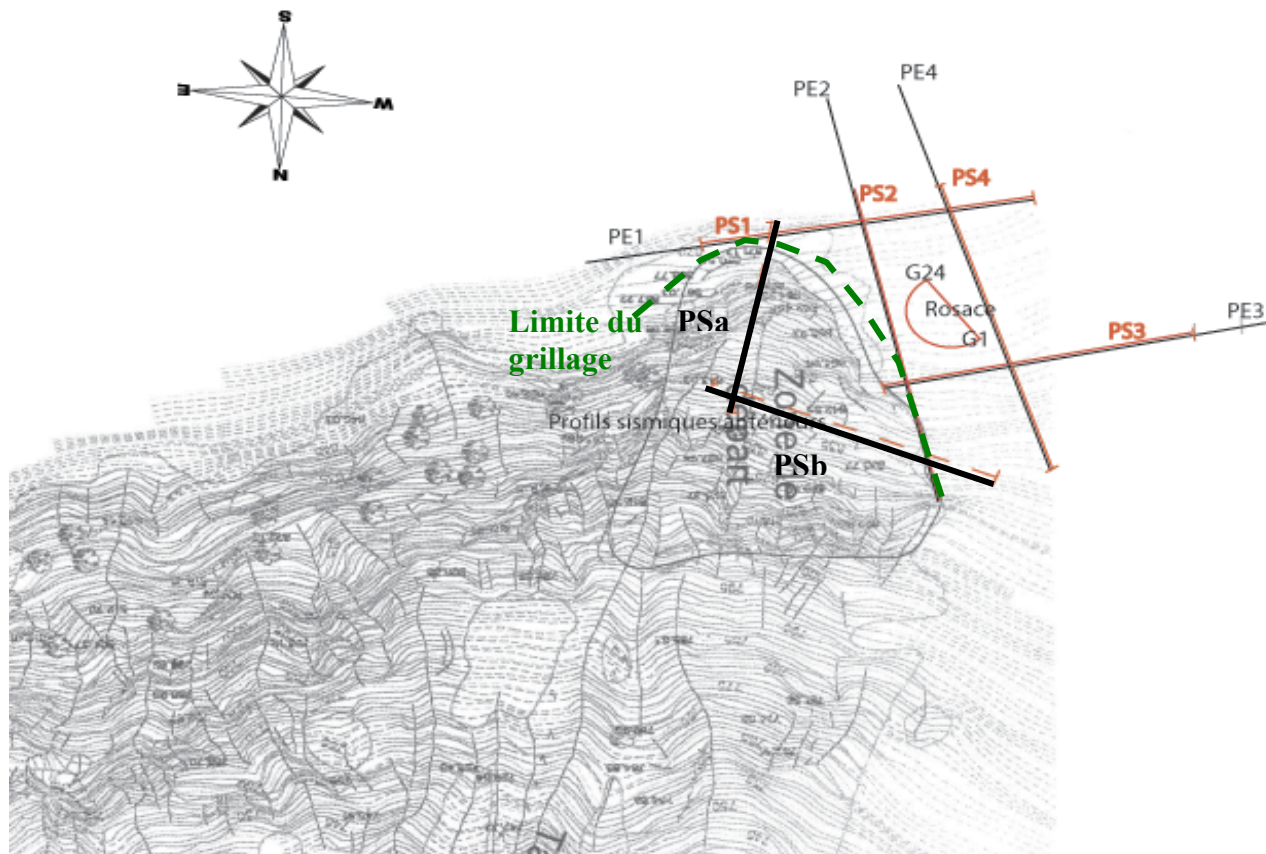


Figure 4 : Plan d'implantation des sondages – Echelle 1/1000

III.2. Campagnes géophysiques réalisées

3 campagnes de mesures ont été effectuées :

- une en juin 2006 ;
- une en octobre 2006 ;
- une en juillet 2007.

Chaque campagne a consisté en la réalisation de 4 tomographies électriques et 4 profils sismiques.

Les électrodes et les géophones sont espacés de 2.50m.

Les tirs sismiques sont positionnés ainsi :

	T1 : Tir offset	T2 : Tir en bout	T3	T4 : Tir milieu	T5	T6 : Tir en bout	T7 : Tir offset
Abscisse x / G1 (x=0)	-15.00m	-3.00 m	13.75m	28.75 m	46.25m	60.5m	72.50m
Position par rapport aux géophones	A 15m de G1	A 3m de G1	Entre G6 et G7	Entre G12 et G13	Entre G18 et G19	A 3m de G24	A 15m de G24

Les tirs offset à 15m n'ont pu être tous réalisés du fait de la proximité de la falaise.

Les profils P1 et P3 sont parallèles aux lignes de niveau.

P2 et P4 sont perpendiculaires aux lignes de niveau.

En 2007, PE1 et PE2 ont été décalés de quelques mètres pour éviter toute influence du grillage.

Enfin, un profil sismique en forme de rosace a également été réalisé à chaque campagne

III.2.1.Profils sismiques

On a effectué sur les profils PS1 à PS4 :

- les comparaisons des résultats de l'interprétation classique en réfraction (plus/minus) ;
- les comparaisons des tomographies sismiques.

- **PS1 :**

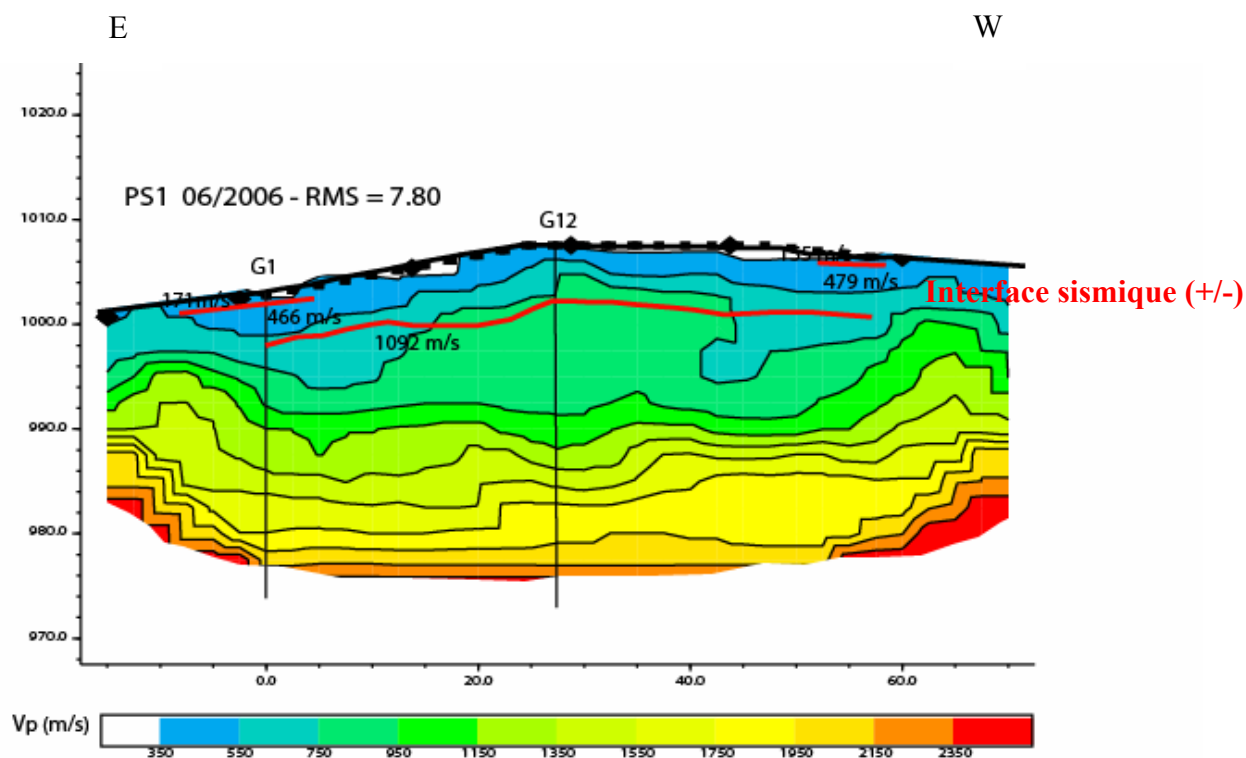


Figure 5 : Tomographie PS1 de juillet 2006

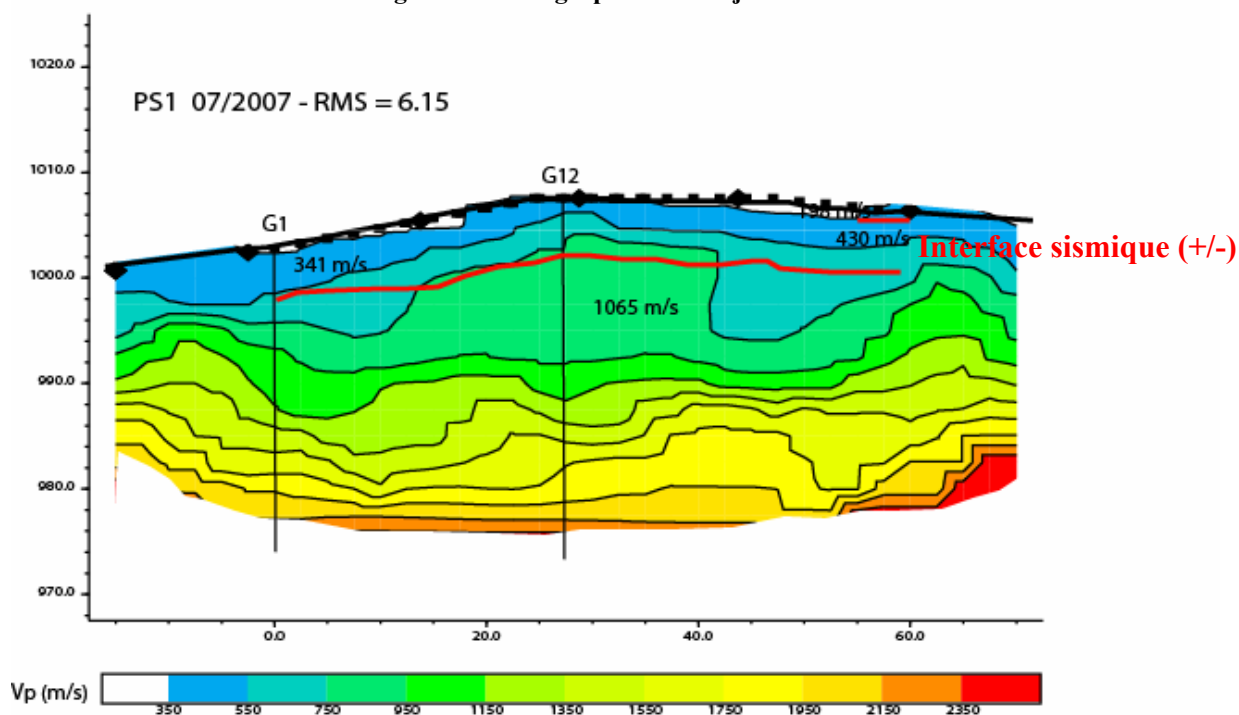


Figure 6 : Tomographie PS1 de juillet 2007

La vitesse moyenne des 5 premiers mètres passe de 470 m/s à 390 m/s entre 2006 et 2007 montrant une déstructuration en arrière de la niche d'arrachement.

Le tableau suivant récapitule les résultats issus de l'interprétation plus/minus :

2006		2007	
Profondeur moyenne (en mètres)	Vp moyen (m/s)	Profondeur moyenne (en mètres)	Vp moyen (m/s)
0 – 0.80	165	0 – 0.80	198
0.80 – 5.00	470	0.80 – 5.00	390
> 5.00	1092	>5.00	1065

Comme pour l'étude de Charmonétier, on a effectué la comparaison des tomographies sismiques au droit du géophone G1 (figure 7), coté Est, et G12 (figure 8) au milieu du profil, à l'aplomb du point haut de la niche d'arrachement.

On remarque que jusqu'à 5m de profondeur les vitesses sismiques mesurées sont proches des courbes théoriques, montrant la déstructuration en cours des matériaux. D'autre part, au géophone 12, jusqu'à 17m de profondeur, la courbe des vitesses est parallèle à la courbe théorique, montrant un reste de cohésion. Par contre au delà de 15 à 17m de profondeur, les vitesses augmentent vite montrant qu'on est dans un matériau beaucoup plus sain.

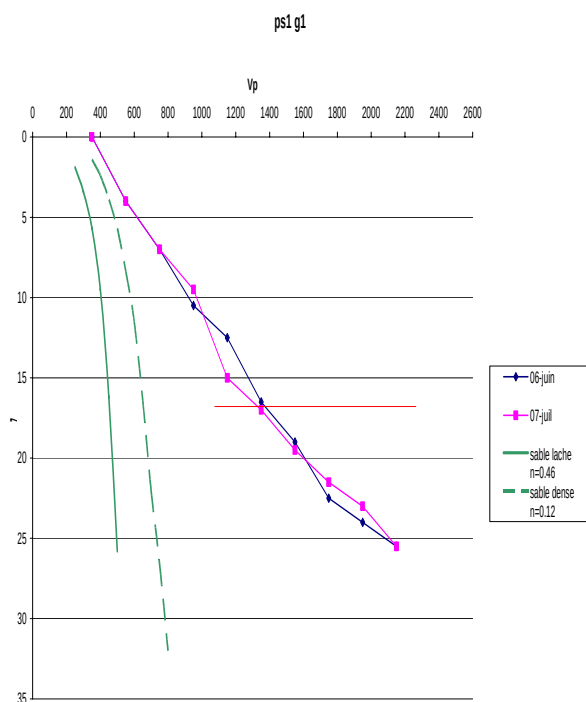


Figure 7 : Variations des vitesses au droit de G1

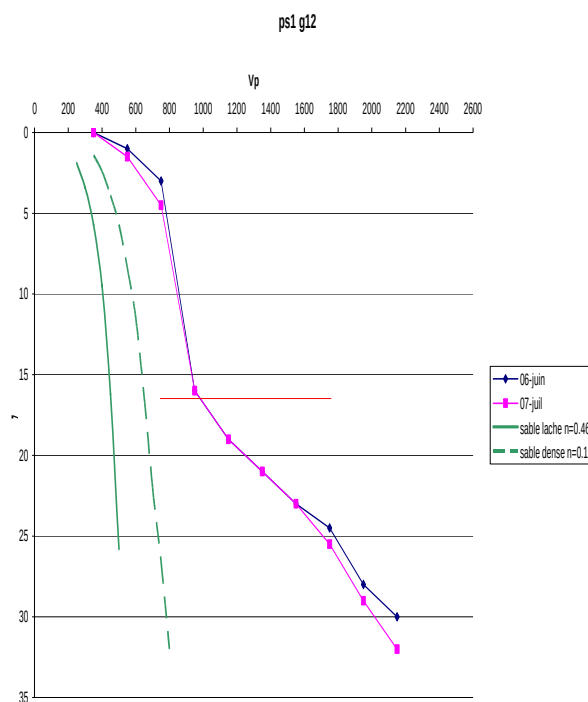


Figure 8 : Variations des vitesses au droit de G12

Une comparaison numérique a été réalisée entre les tomographies de 2007 et 2006. Le résultat qui en découle est un profil de différence de vitesse : $\Delta V = V_{2007} - V_{2006}$ (figure 9).

C'est en profondeur et sur les extrémités du profil que les changements sont les plus importants. Mais ils ne sont pas très significatifs. En effet, ces zones concernent uniquement les ondes des tirs offset et ne sont pas recoupées par les ondes des autres tirs. Lors du traitement des données, l'incertitude y est donc plus forte.

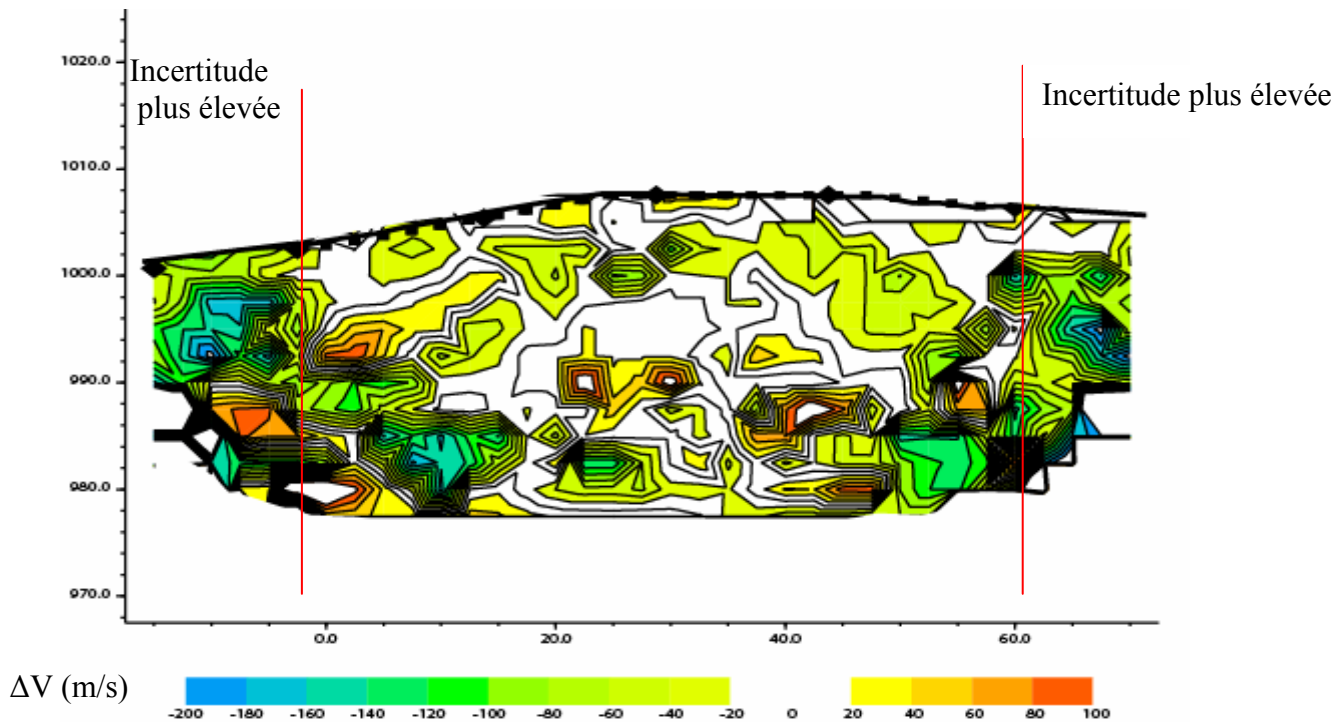


Figure 9 : Comparaison (différence) entre les tomographies sismiques PS1 de 2007 et 2006

- **PS2**

La figure 10 présente la tomographie de juin 2006 et la figure 11 celle de juillet 2007.

Les vitesses observées le long de ce profil sont globalement basses.

- A l'aval du profil, on observe une zone à vitesse lente ($V_p < 350$ m/s) jusqu'à 3m de profondeur et sur 40m de long ;
- L'épaisseur d'éboulis et/ou de rochers fracturés (avec $V_p < 550$ m/s) le long de ce profil évolue de 3m à l'amont à 6m à l'aval ;
- Le rocher plus sain ($V_p > 1750$ m/s) se rencontre à 20m de profondeur.

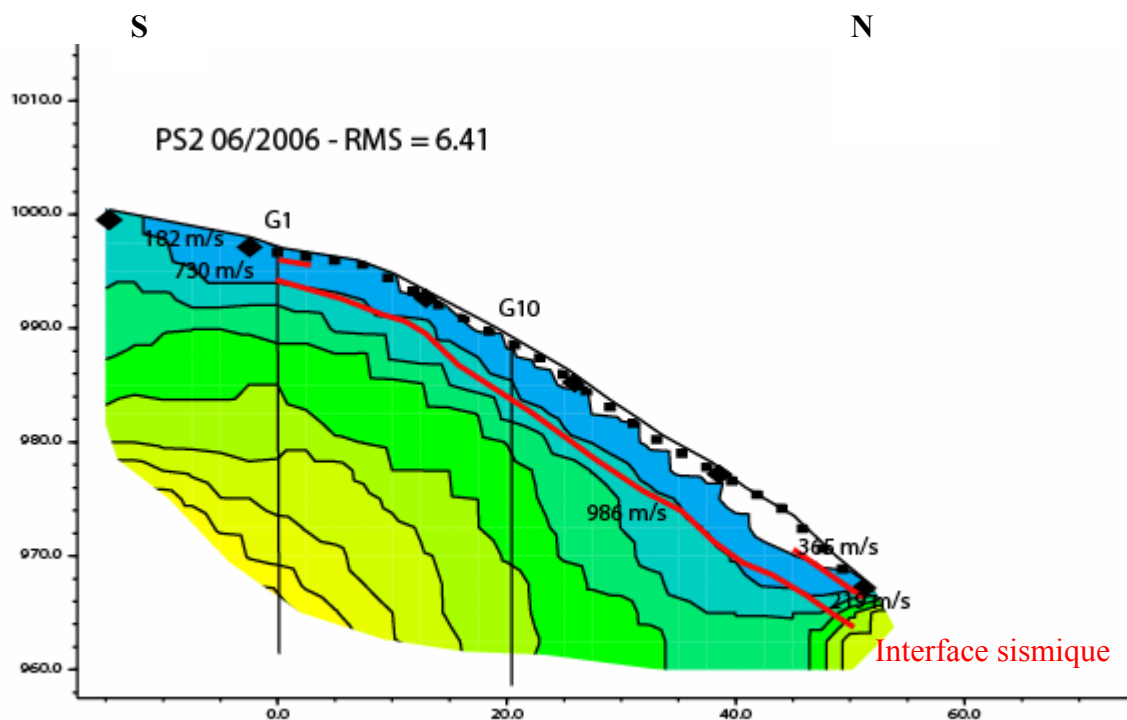


Figure 10 : Tomographie PS2 de juin 2006

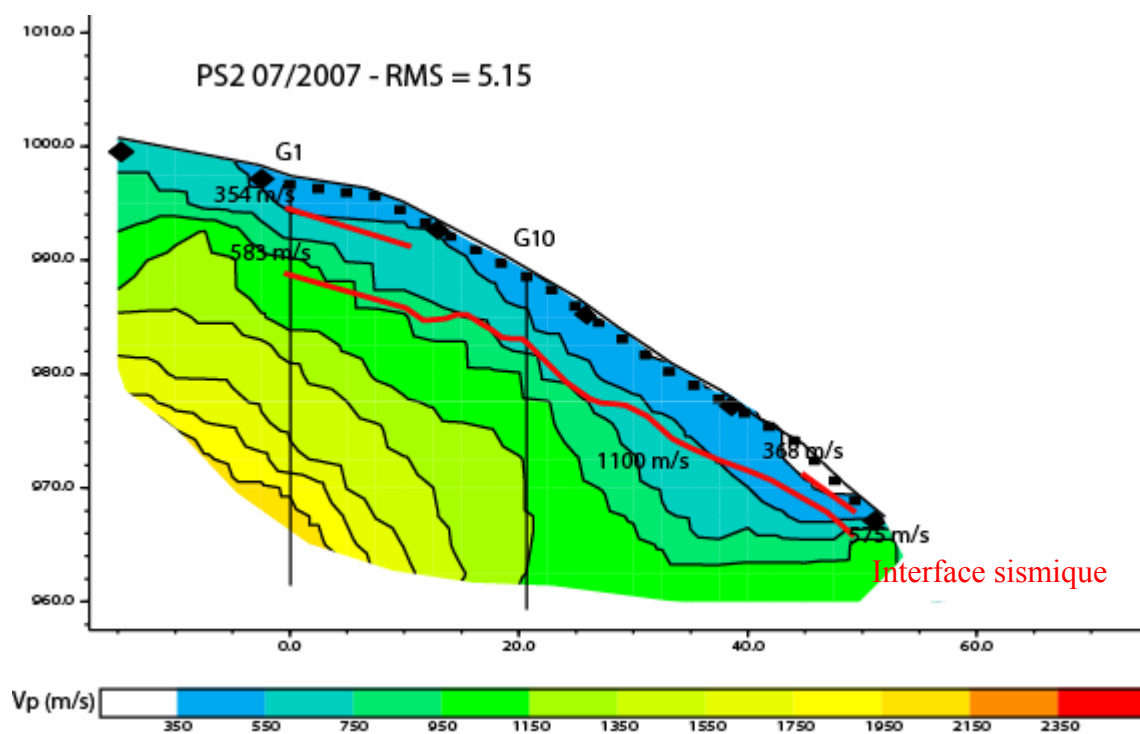


Figure 11 : Tomographie PS2 de juillet 2006

L'interprétation classique montre un approfondissement de 4 à 6m de l'interface limitant les faibles vitesses. Mais ces dernières sont plus élevées en 2007 qu'en 2006.

Cet approfondissement laisse supposer une détérioration plus profonde des terrains de surface.

2006		2007	
Profondeur moyenne (en mètres)	Vp moyen (m/s)	Profondeur moyenne (en mètres)	Vp moyen (m/s)
0 – 0.85	200	0 – 1.70	360
0.85 – 3.80	365 à l'aval 731 à l'amont	1.70 – 6.00	580
> 3.80	986	>6.00	1104

L'analyse de la répartition des vitesses en fonction de la profondeur, aux géophones G1 (à 15m en arrière de l'arrachement) et G10 (à 8m de la niche d'arrachement) montre encore que sur les 5 à 6 premiers mètres, les vitesses sont proches du fuseau théorique. Puis, jusqu'à 20m de profondeur, la courbe des vitesses est parallèle aux courbes théoriques avec un décalage montrant un reste de cohésion. Ce n'est qu'en dessous de 22m de profondeur qu'on trouve un rocher plus sain.

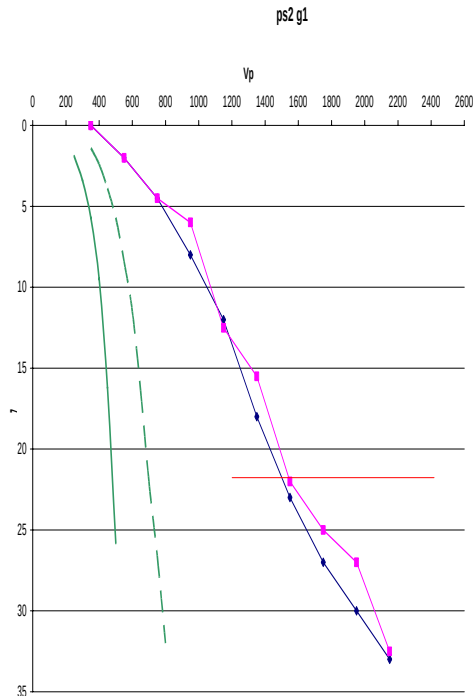


Figure 12 : Variations des vitesses au droit de G1

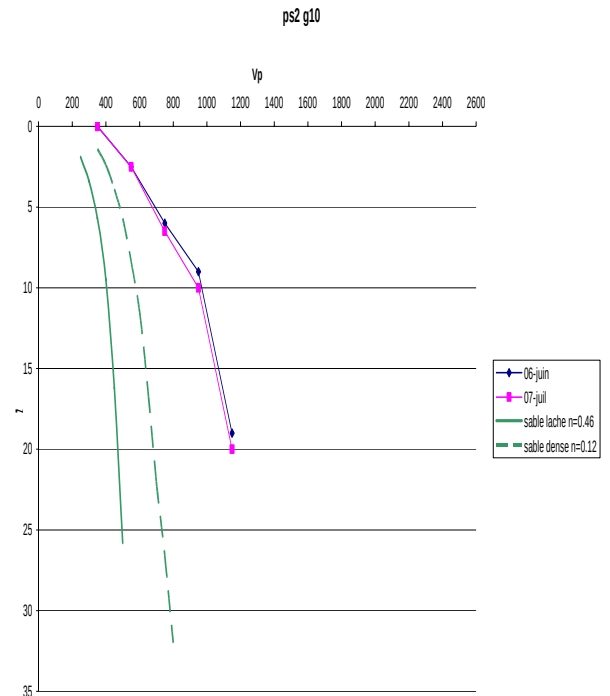


Figure 13 : Variations des vitesses au droit de G10

Les résultats de la comparaison numérique (figure 14) sont aussi difficiles à expliquer. En effet, les vitesses ont globalement augmenté entre 2006 et 2007, notamment sur les 4 premiers mètres et en amont du profil, sur 10 m de profondeur, cette dernière zone étant à relier à une plus forte incertitude (voir précédemment).

La diminution concrète des vitesses apparaît vers 18 m de profondeur. L'augmentation des vitesses en surface est difficilement explicable (teneur en eau des terrains plus importante, tassement des terrains, incertitude).

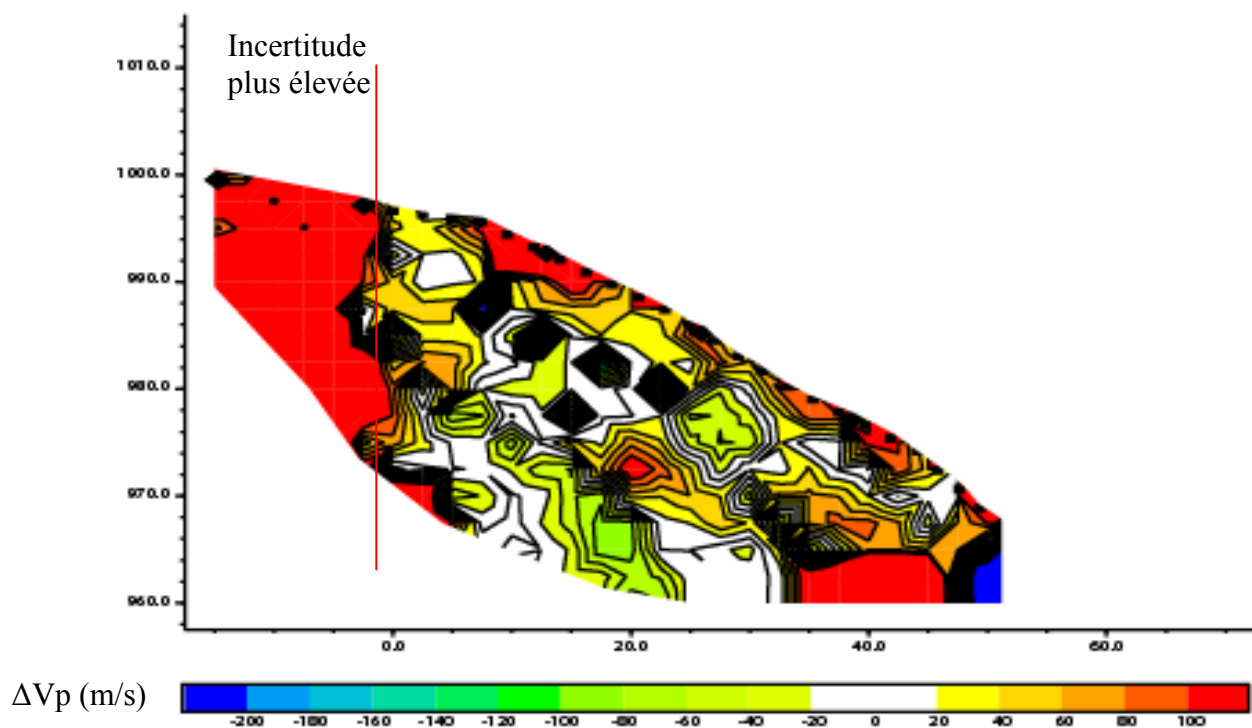


Figure 14 : Comparaison (différence) entre les tomographies sismiques (PS2) de 2007 et 2006

• PS3

Les figures 15 et 16 présentent respectivement les tomographies de juin 2006 et de juillet 2007.

- Les vitesses en surface sont très faibles (<350 m/s) sur 2 m d'épaisseur ;
- Les éboulis semblent avoir une épaisseur de 4 à 6 m ($V_p < 550$ m/s) ;
- La frange de roche très altérée se trouve de 6 à 14 m de profondeur ;
- Le rocher sain se rencontre à priori à 20 m de profondeur environ.

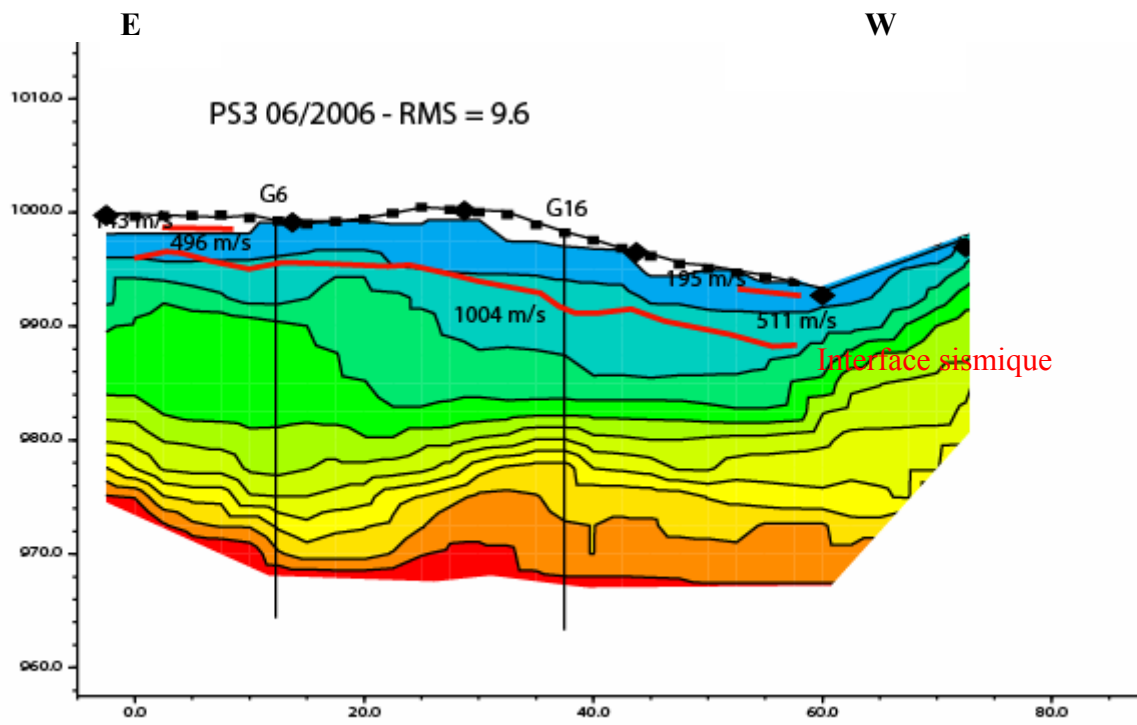


Figure 15 : Tomographie PS3 de juin 2006

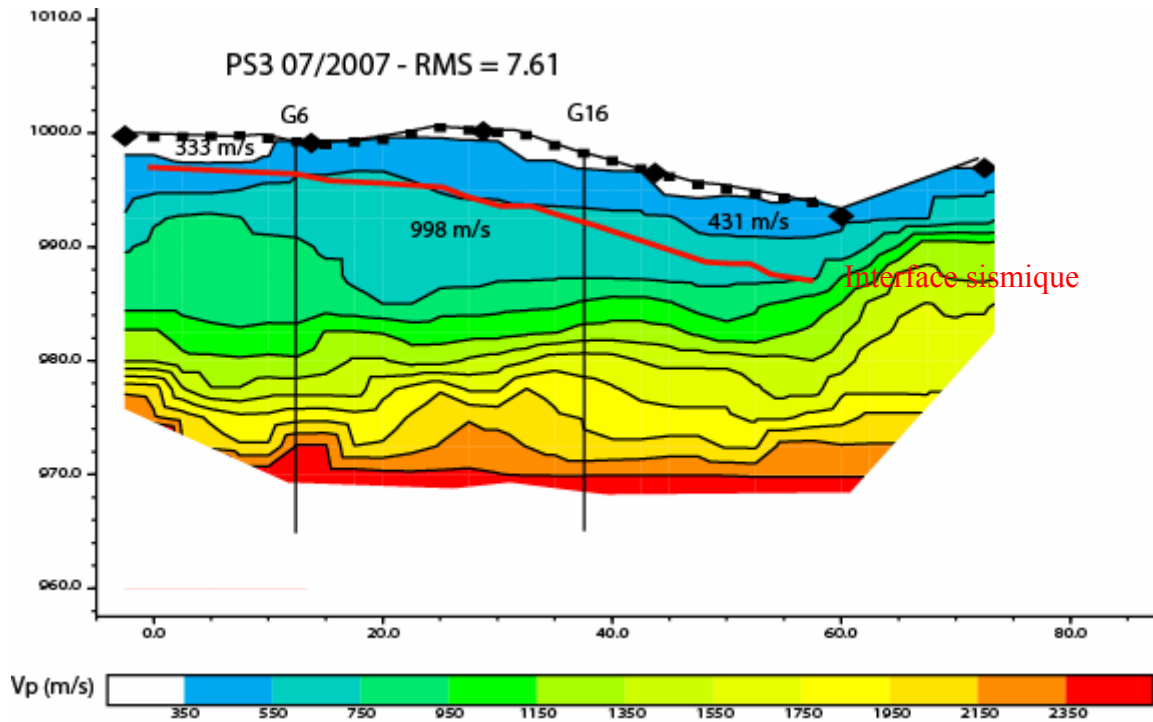


Figure 16 : Tomographie PS3 de juillet 2007

Entre 2006 et 2007, l'interface sismique passe de 3.32m à 3.54m à l'Est du profil et de 4.69 à 6.00 m à l'Ouest. On a donc une légère augmentation de l'épaisseur des terrains décomprimés de surface, avec une interface qui s'approfondit de 1m en moyenne.

Le tableau suivant récapitule les résultats issus de l'interprétation plus/moins :

2006		2007	
Profondeur moyenne (en mètres)	Vp moyen (m/s)	Profondeur moyenne (en mètres)	Vp moyen (m/s)
Est 0 - 1.05	141	Est : 3.54 Ouest : 6.00	333 431
Ouest 0 – 0.94	195		
Est 1.05 – 3.32	502	Est > 3.54 Ouest > 6.00	1104
Ouest 0.94 – 4.69	509		
Est > 3.80	1000		
Ouest > 4.69			

Deux profils de vitesse ont été réalisés au droit des géophones G6 (figure 17) et G16 (figure 18).

Au droit de G6, on note un approfondissement des zones d'isovitesse jusqu'à 20m. On observe le contraire ensuite.

Au droit de G16, l'approfondissement des zones d'isovitesse se poursuit jusqu'à 13m pour reprendre à 18m jusqu'à 27m.

De 0 à 12m de profondeur, les vitesses mesurées se trouvent proches du fuseau des sols sans cohésion indiquant une forte épaisseur de terrain mobilisable. Au-delà, l'augmentation de vitesse avec la profondeur est beaucoup plus rapide indiquant un massif rocheux sain.

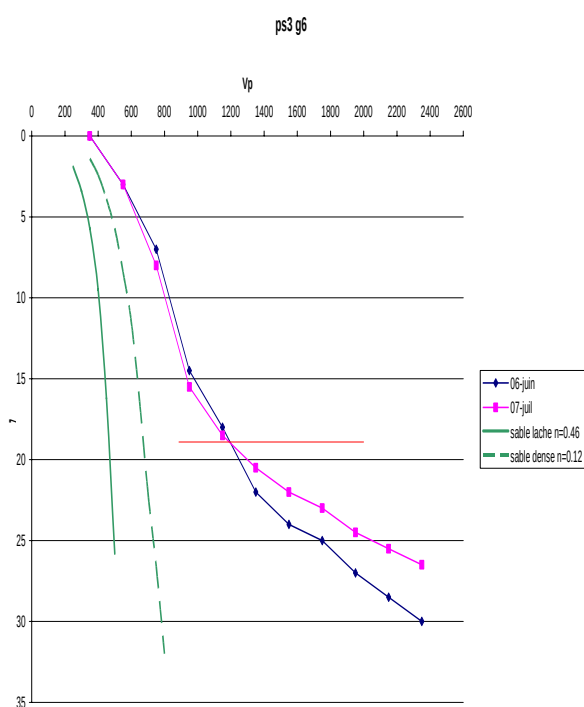


Figure 17 : Variation des vitesses au droit de G16

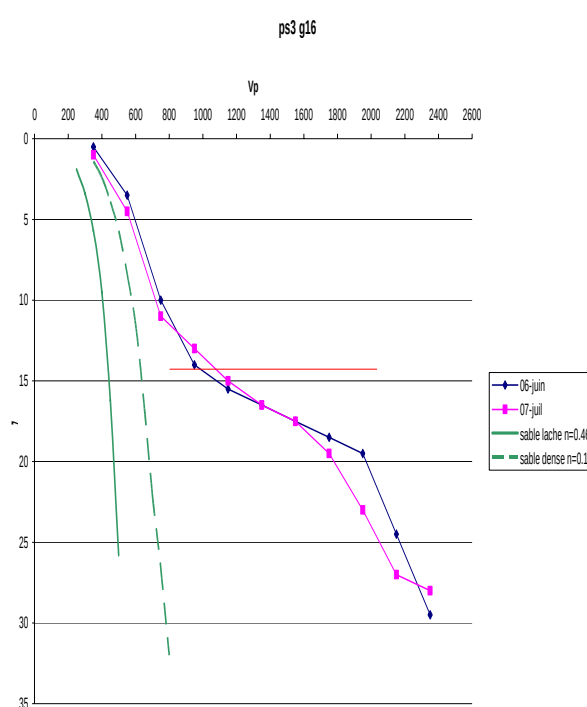


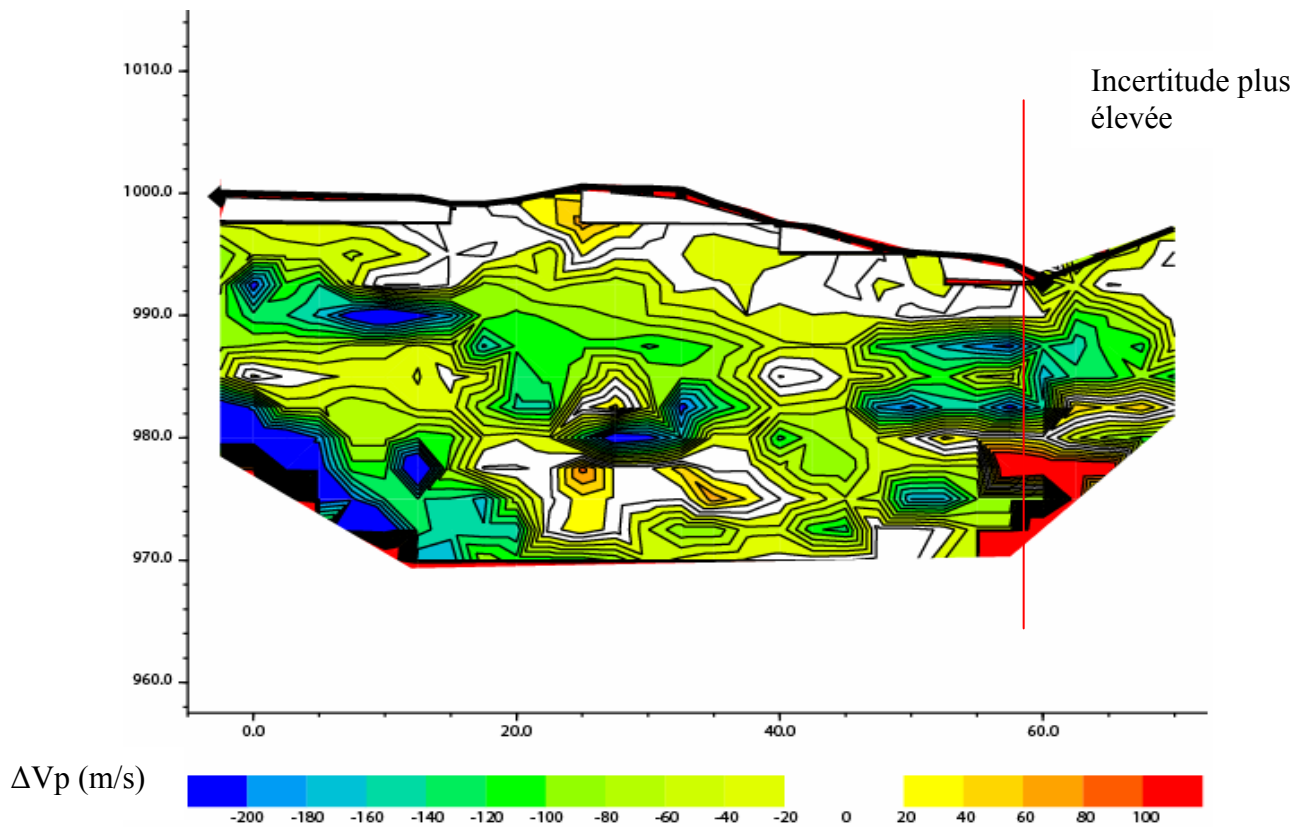
Figure 18 : Variation des vitesses au droit de G6

La comparaison numérique (figure 19) nous indique une diminution des vitesses sur la quasi totalité du profil.

Sur les 7 premiers mètres, on constate une faible diminution des vitesses : $-80 \text{ m/s} < \Delta V_p < 0 \text{ m/s}$. Une petite zone en surface voit ses vitesses légèrement augmentées au droit de G10 : $20 \text{ m/s} < \Delta V_p < 80 \text{ m/s}$.

A partir de 7m de profondeur, la forte diminution des vitesses sur tout le profil peut indiquer une augmentation de la fracturation en profondeur.

Les fortes variations aux extrémités du profil ne sont pas significatives pour les raisons expliquées précédemment.



• PS4

Les figures 20 et 21 présentent respectivement les tomographies de juin 2006 et de juillet 2007.

- En surface, on trouve une zone très aérée avec $V_p < 350$ m/s sur 1 à 2 m d'épaisseur ;
- Les éboulis semblent se tenir jusqu'à 3 – 4 m de profondeur $V_p < 550$ m/s ;
- Le rocher très fracturé est présent jusqu'à 6 m de profondeur $V_p < 750$ m/s ;
- Le rocher sain semble se trouver à une profondeur de 20 m environ.

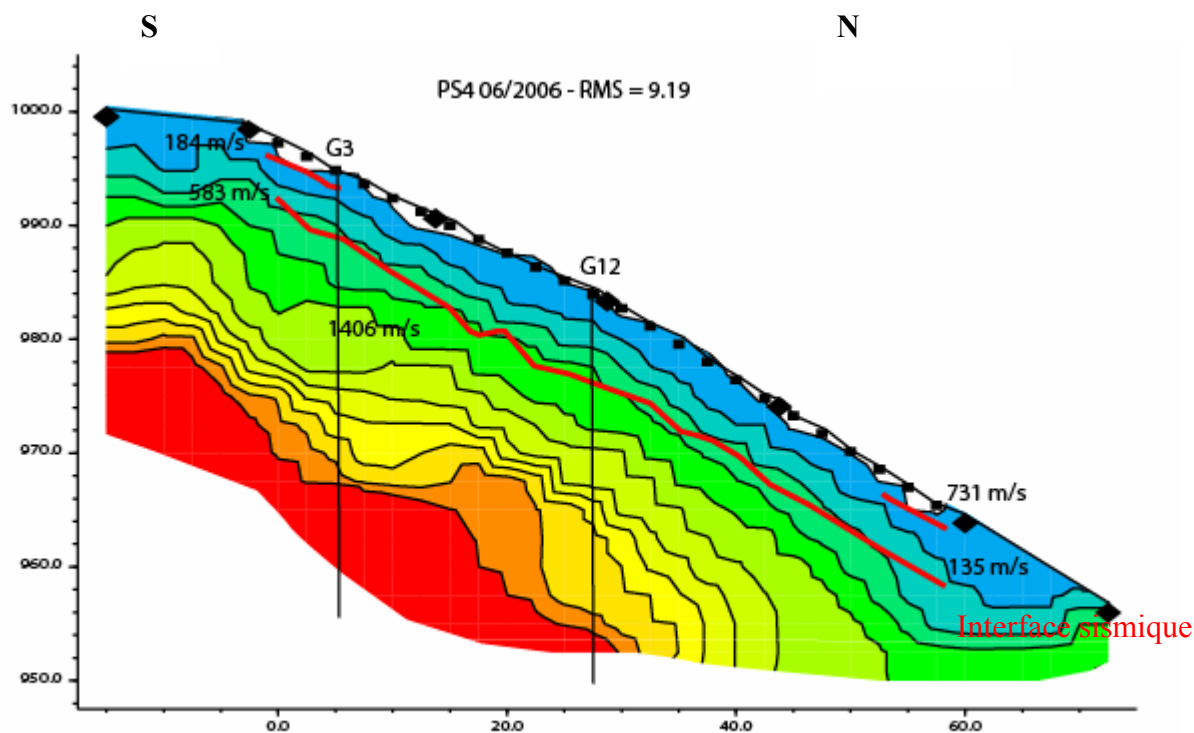


Figure 20 : Tomographie PS4 de juin 2006

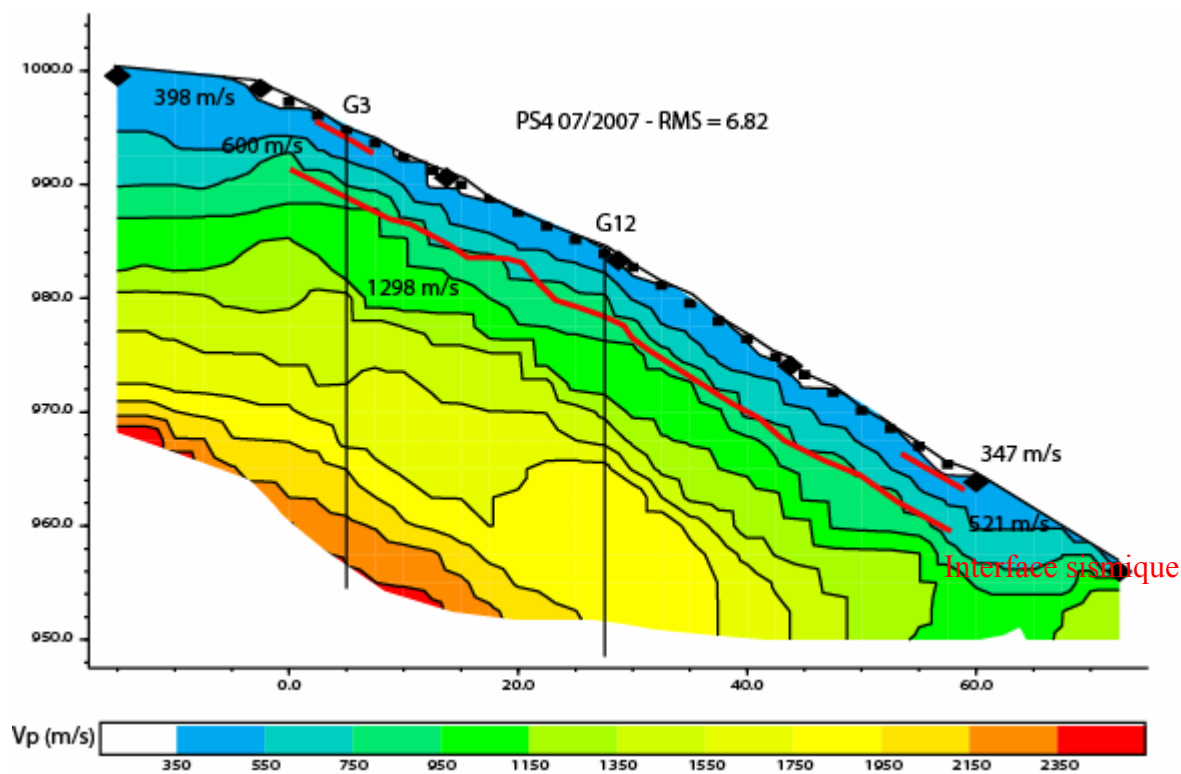


Figure 21 : Tomographie PS4 de juillet 2007

L'interface sismique est légèrement remontée de 80 cm en moyenne entre 2006 et 2007 avec une vitesse du substratum qui est passée de 1400 à 1300 m/s, ce qui traduit une hypothétique légère dégradation du rocher en profondeur. La vitesse de la couche sus-jacente a également diminué passant de 650 à 555 m/s.

Le tableau suivant récapitule les résultats issus de l'interprétation plus/moins :

2006		2007	
Profondeur moyenne (en mètres)	Vp moyen (m/s)	Profondeur moyenne (en mètres)	Vp moyen (m/s)
0 – 1.10	200	0 – 1.70	360
1.10 – 6.00	365 à l'aval 731 à l'amont	1.70 – 6.00	580
> 6.00	986	>6.00	1104

Les profils de vitesse réalisés au droit des géophones G3 (figure 22) et G12 (figure 23) montrent un fort approfondissement des isovitesses à partir de 18m pour G3 et G12. Au droit de G12, cet approfondissement commence dès 5m. En surface, sur les 5 premiers mètres, les vitesses sont légèrement remontées.

De 0 à 4m de profondeur, les vitesses mesurées se trouvent dans le fuseau des sols sans cohésion. Ensuite, on s'éloigne progressivement des limites du fuseau.

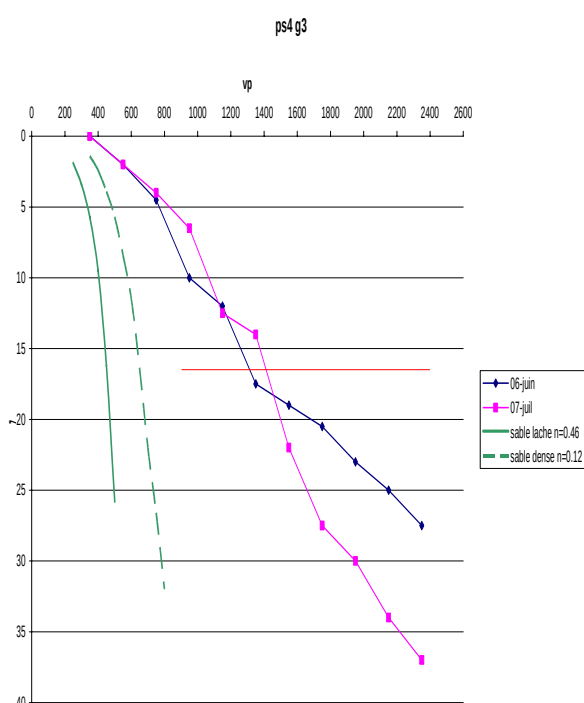


Figure 22 : Variation des vitesses au droit de G3

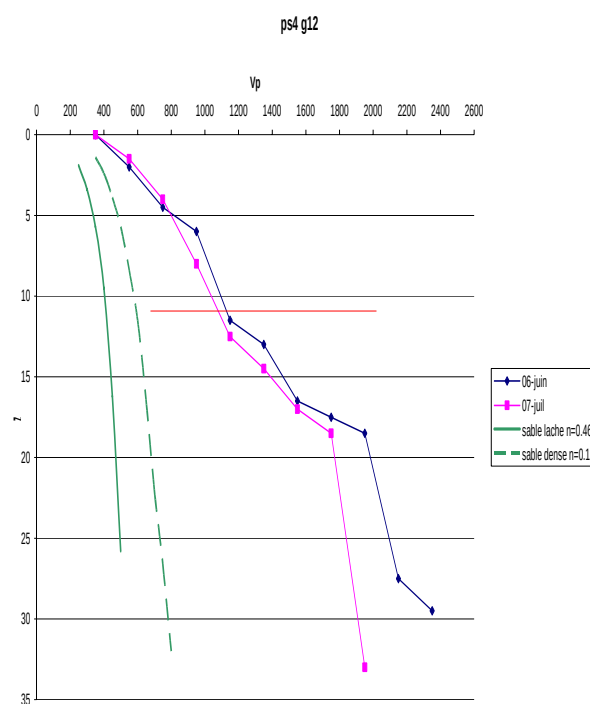


Figure 23 : Variation des vitesses au droit de G12

La comparaison numérique (figure 24) confirme nettement cette évolution, avec, à partir de 20m de profondeur, une décroissance forte des vitesses entre 2006 et 2007 ($\Delta V < -200$ m/s). A partir de 5m de profondeur, la diminution des vitesses s'amorce. Au-dessus, on trouve quelques zones où la vitesse a augmenté.

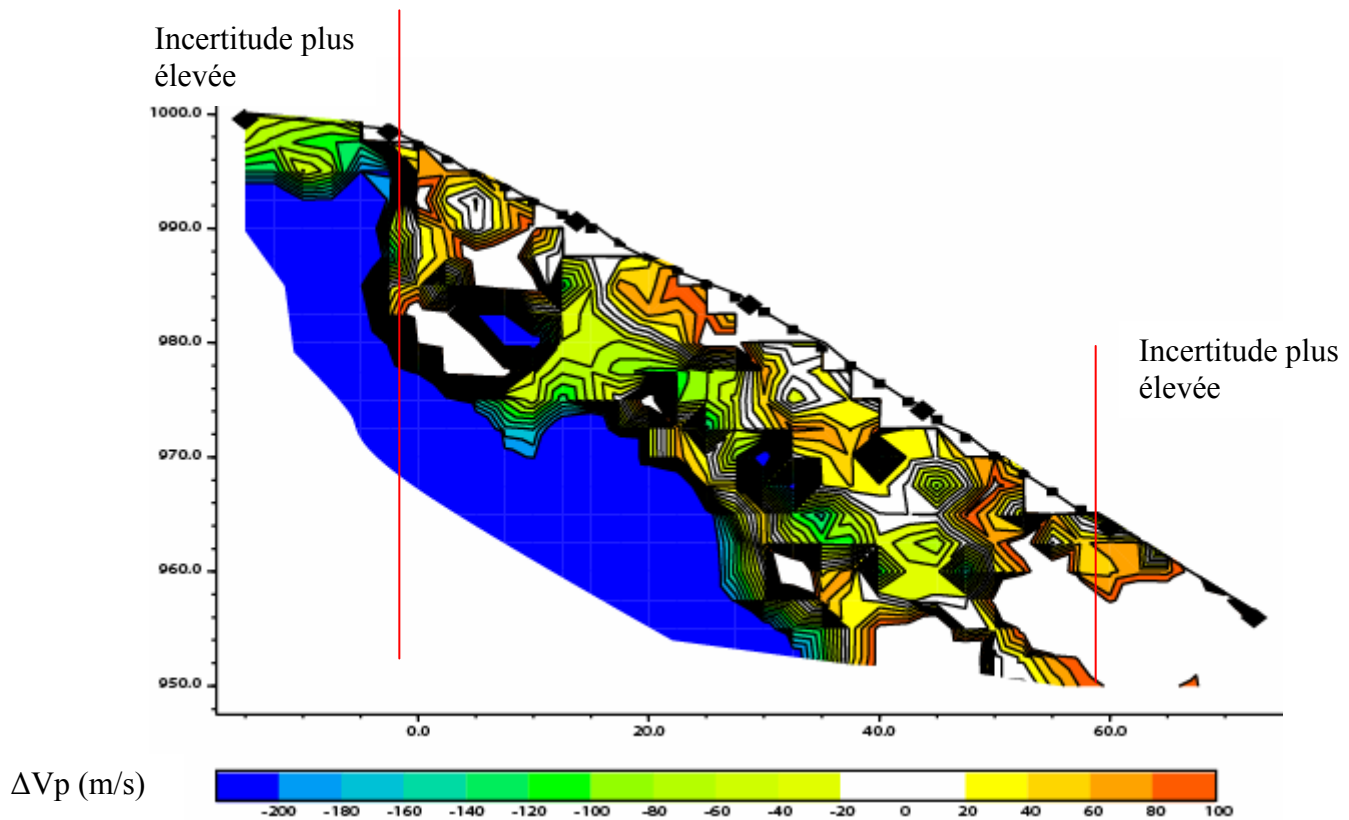


Figure 24 : Comparaison numérique des tomographies PS4 entre 2006 et 2007

- **Profil sismique en forme de rosace :**

Le profil en forme de rosace a été implanté à 15m à l'ouest du glissement, à 4m en amont d'un arrachement. Les géophones sont disposés sur un demi-arc de cercle de 7.5m de rayon, le géophone 1 étant selon l'azimut N318° et les autres étant décalés de 8° dans le sens des aiguilles d'une montre. Les résultats sont présentés sur la figure 25 :

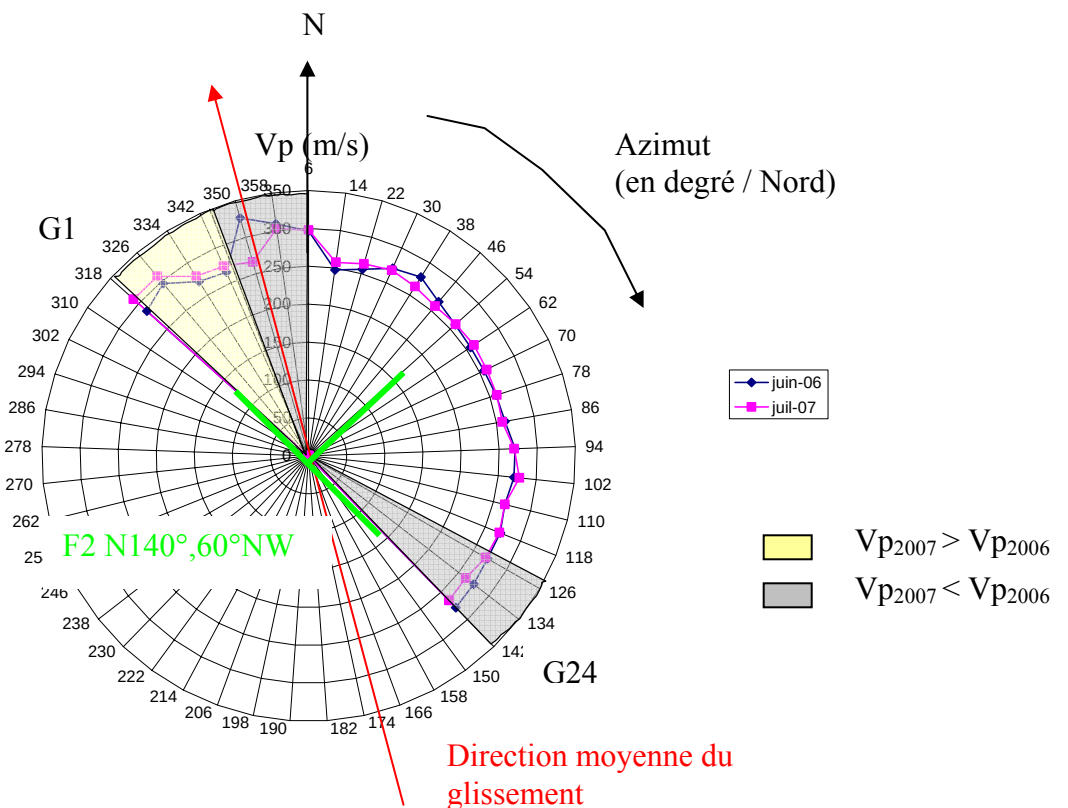


Figure 12 : Comparaison des profils de vitesse entre 2006 et 2007 en fonction de l'azimut

Il est nécessaire de savoir quelles ondes sismiques et quelles couches de terrain associées sont prises en compte pour une distance de 7.5 m entre le tir et les géophones. Pour répondre à cette question, il suffit de prendre un tir réalisé sur un profil sismique à proximité de la rosace : le tir 28.75 du PS3 a été choisi. Le graphique de la figure 26 présente les hodochrones issues du pointage des premières arrivées.

Pour un géophone situé à 7.50m du tir, nous nous situons toujours dans la première hodochrone concernant l'onde directe, le point de brisure étant plus éloigné.

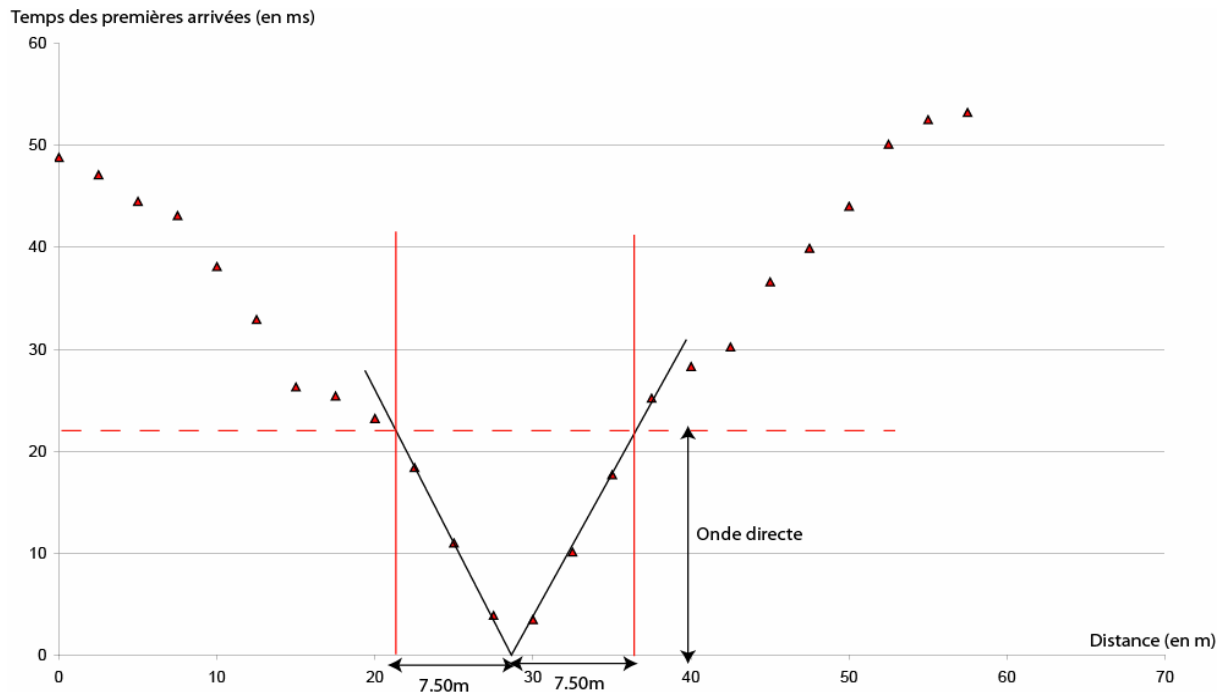


Figure 26 : Hodochrones du tir à $x=28.75m$ du PS3

Donc, compte tenu de la distance de 7.5m entre l'émission et la réception, les mesures ne concernent que la couche supérieure épaisse de 4 à 6m. On ne note pas d'évolution dans les vitesses sauf dans la direction N350. Cela laisse penser que ce sont les fractures de direction N55 à pendage W78° qui jouent un rôle important dans l'évolution du versant.

III.2.2. Profils électriques

Les profils électriques ont été réalisés au niveau des profils sismiques. On rappelle que les profils PE1 et PE2 ont été décalés lors de la campagne 2007 en raison de la présence du grillage plaqué.

- **PE1**

2006

On observe peu de modifications entre juillet et octobre 2006. Les figures 27 et 28 présentent respectivement les tomographies de juin et octobre 2006. L'interface sismique déterminée par la méthode plus/minus a été reportée sur certains profils.

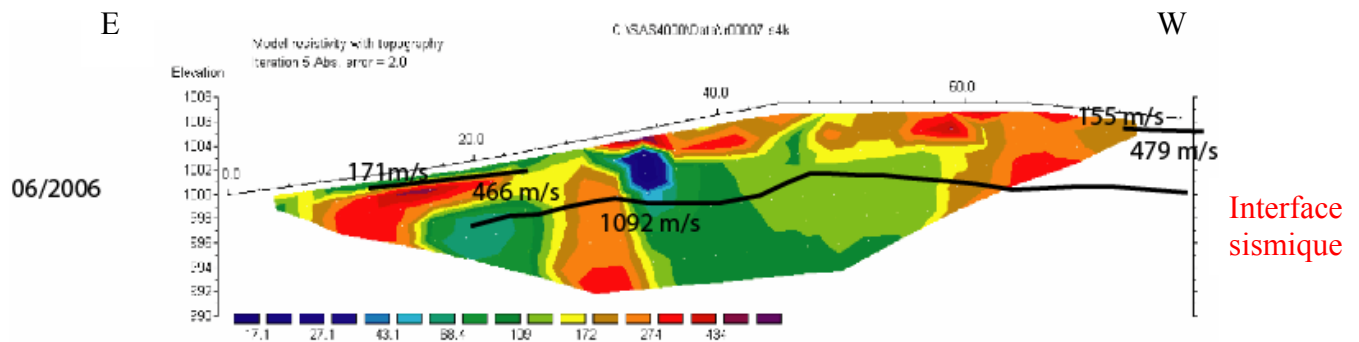


Figure 27 : Tomographie électrique PE1 de juin 2006

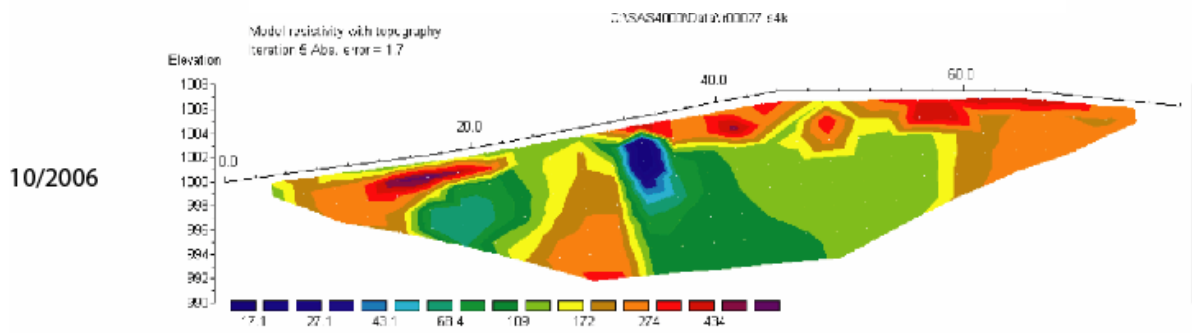


Figure 28 : Tomographie électrique PE1 d'octobre 2006

Le profil PE1 croise le grillage entre les abscisses 30 et 40 m. Cela semble induire des artéfacts sur les mesures. La résistivité moyenne des matériaux rencontrés sur ce profil est comprise entre 20 et 350 $\Omega.m$:

- les marno-calcaires ont à priori une résistivité comprise entre 20 et 100 $\Omega.m$. Sur ce profil à cause de la présence du grillage nous ne pouvons être sûrs des résultats affichés ; Cependant, il semblerait que les marno-calcaires peu fracturés soient présents entre les abscisses 12.5 m et 60 m à 3 – 4 m de profondeur ;
- des résistivités de l'ordre de 140 à 280 $\Omega.m$ sont observés en profondeur dès 3m (maximum visible à 9 m) à l'est du profil jusqu'à l'abscisse 12.5 m et à l'ouest depuis l'abscisse 60 m.
Ces résistivités plus importantes qui contrastent avec les précédentes peuvent indiquer une fracturation plus importante du rocher ou un rocher plus riche en calcaire ;
- des résistivités de l'ordre de 100 à 500 $\Omega.m$ peuvent correspondre à des éboulis issus du rocher très fracturé. Ils recouvrent les marno-calcaires sur 3 à 4 m d'épaisseur.

2007

Le profil a été déplacé de 6 m vers l'amont à cause du grillage.

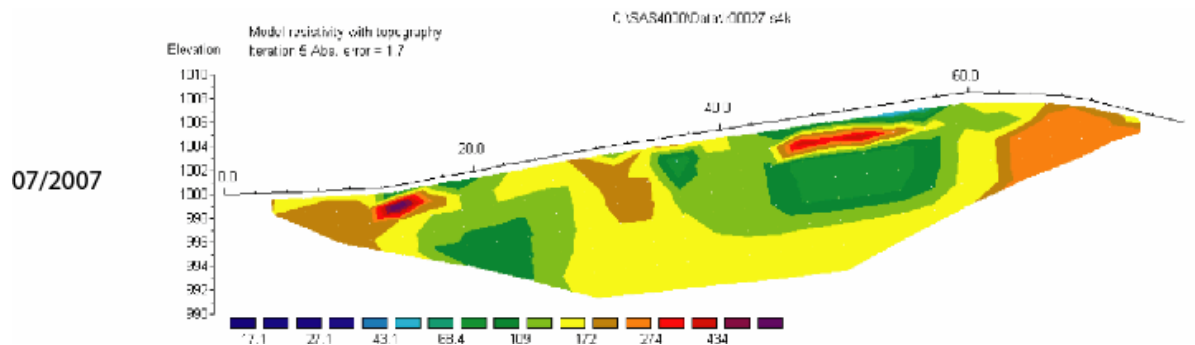


Figure 29 : Tomographie électrique PE1 de juillet 2007

Les très faibles résistivités rencontrées en 2006 n'apparaissent plus. Le grillage influençait bien les mesures.

On retrouve un terrain assez homogène avec des résistivités entre 70 et 170 $\Omega.m$ correspondant au marno-calcaire.

Néanmoins, on retrouve des similitudes avec les résultats de 2006 dans la répartition géométrique des résistivités.

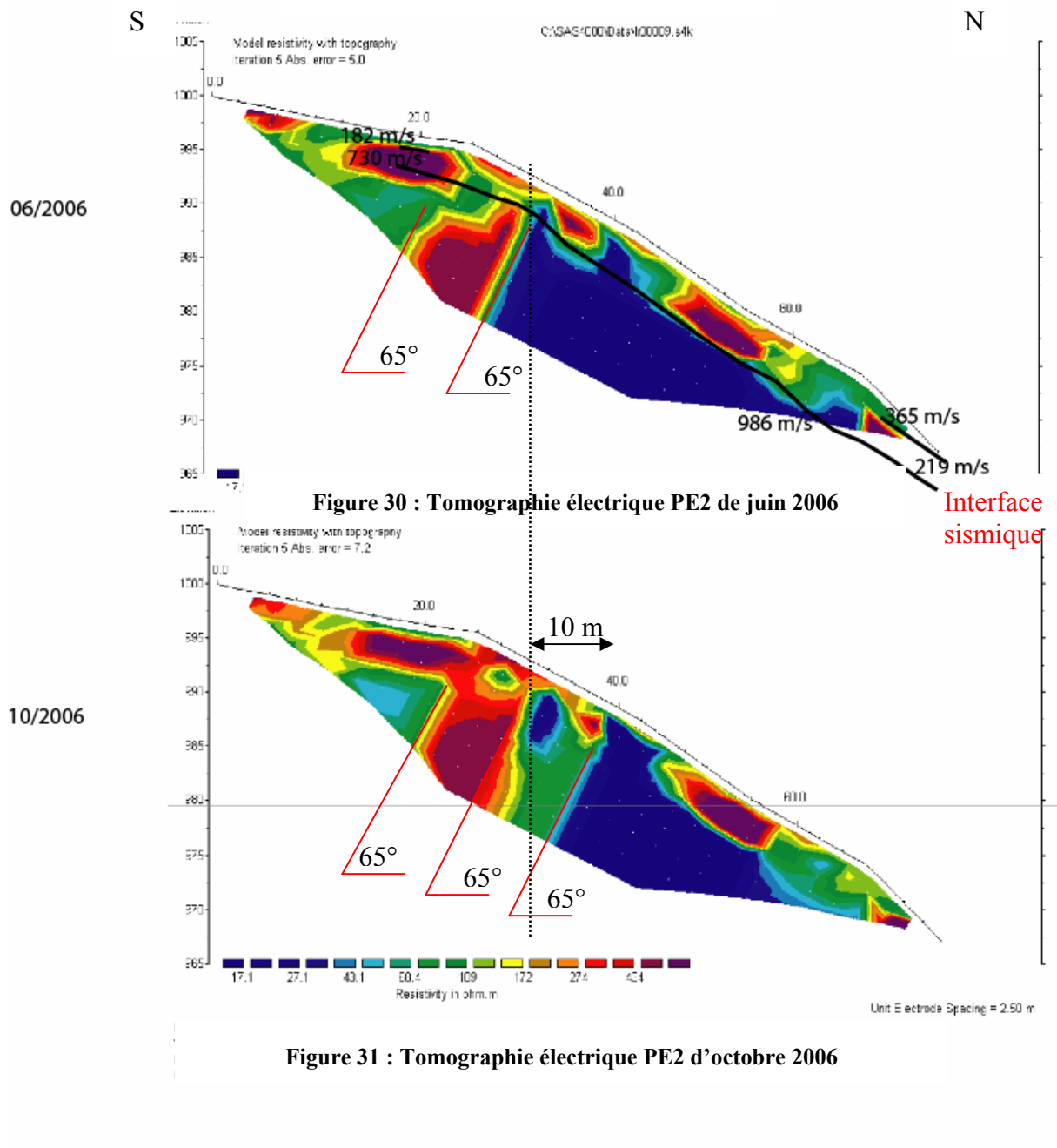
En effet, au niveau des mêmes abscisses on note un changement de résistivités assez net qui passe de 100 à 250 $\Omega.m$.

On retrouve aussi des lentilles plus résistives en surface à moins de 1 m de profondeur jusqu'à 3 m vers l'abscisse $x = 15m$ et $x = 50$. Ces grandes résistivités attestent de la déstructuration du rocher en surface.

- **PE2**

2006

Le profil PE2 croise, quasiment, sur toute sa longueur le grillage. Les figures 30 et 31 présentent respectivement les tomographies de juin et d'octobre 2006



Les résultats sont très altérés. La partie sommitale n'est pas affectée par le grillage. Les tomographies présentent des résistivités de l'ordre de 180 à plus de 400 $\Omega.m$ sur 4 m d'épaisseur pouvant correspondre aux terrains de couverture décomprimés.

La résistivité des terrains sous-jacents de 70 à 100 $\Omega.m$ indique les terrains marno-calcaires.

La rupture de pente semble caractérisée par une anomalie subverticale de résistivité plus importante ($> 280 \Omega.m$). Cette anomalie peut marquer une augmentation de la fracturation ou un changement lithologique.

On retrouve deux anomalies subverticales, 20 et 40 m après, avec le même pendage de 65° vers le S-E.

La nouvelle anomalie subverticale apparue sur la tomographie d'octobre 2006, à l'abscisse $x=42.50m$ décale de 10m vers l'aval la zone de faible résistivité.

2007

Le profil a été décalé de 10 m vers l'ouest afin d'éviter l'influence du grillage. Les résultats sont présentés sur la figure 32.

07/2007

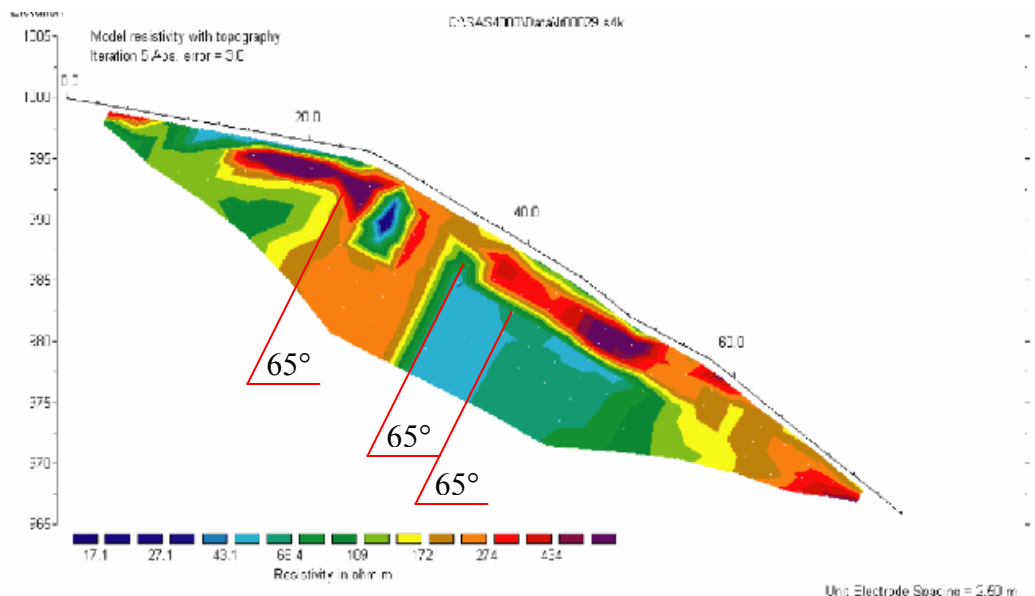


Figure 32 : Tomographie électrique PE2 de juillet 2007

Nous retrouvons globalement la même géométrie de répartition des résistivités qu'en 2006. L'ensemble est plus résistif compte tenu de la non influence du grillage.

On retrouve l'ensemble d'anomalies pentées à 65° mais une prédomine essentiellement à l'abscisse $x=35\text{m}$. Elle sépare un terrain $> 250 \Omega\cdot\text{m}$, plus calcaire ou plus fracturé en amont, d'un autre $< 100 \Omega\cdot\text{m}$, plus argileux ou moins fracturé en aval.

On retrouve l'anomalie subverticale à $x=42.50\text{m}$ apparue en octobre 2006, mais qui sépare cette fois-ci un terrain plus résistif à l'aval qu'à l'amont, contrairement à octobre 2006.

Hypothèses :

- zone fracturée avec de l'eau en octobre 2006
- le décalage de 7m du PE2 de juillet 2007 vers l'ouest peut expliquer le décalage des zones entre 2006 et 2007.

De plus, on trouve une interface vers 4m de profondeur avec une homogénéité des résistivités en profondeur. Au dessus, on trouve des lentilles de fortes résistivités ($> 300 \Omega\cdot\text{m}$) correspondant à des éboulis ou à un terrain décomprimé et très fracturé. Ces lentilles atteignent 20 m de longueur.

• PE3

Ce profil est parallèle aux courbes de niveau à l'ouest de l'éboulement de 2004 à la cote 850 m.

Le grillage n'affecte que les premières mesures. Les figures 33, 34 et 35 présentent respectivement les tomographies réalisées en juin 2006, octobre 2006 et juillet 2007.

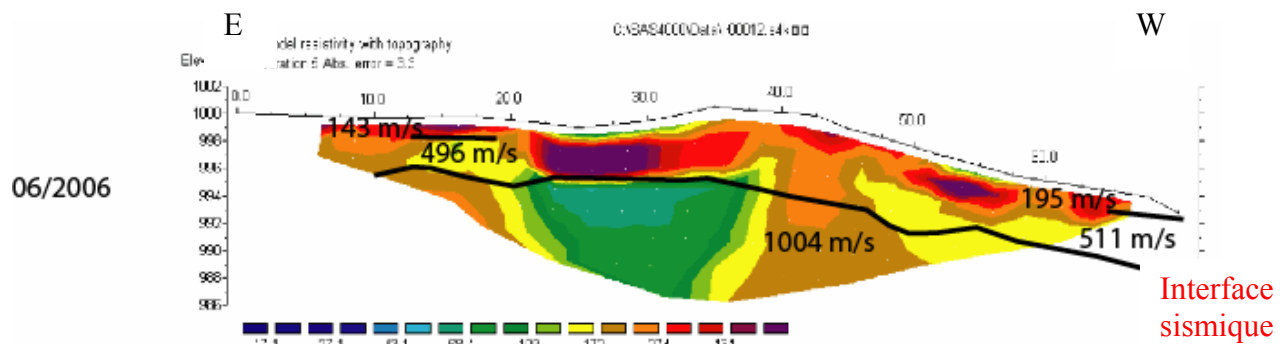


Figure 33 : Tomographie électrique PE3 de juin 2006

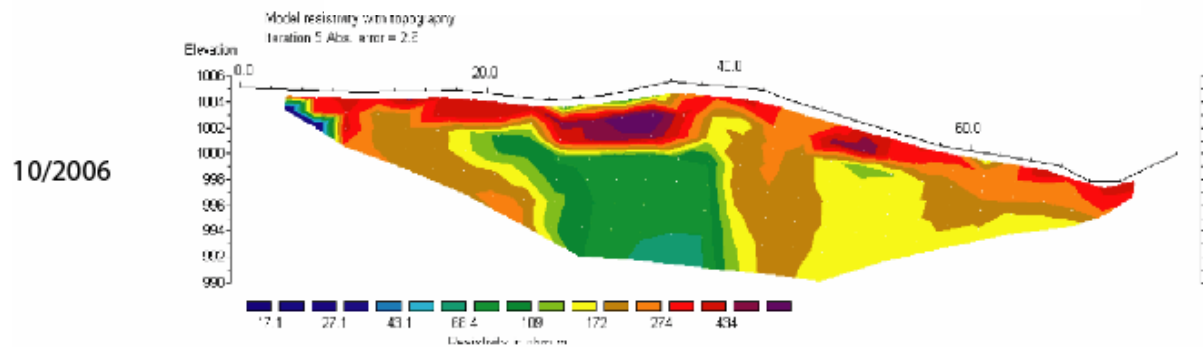


Figure 34 : Tomographie électrique PE3 d'octobre 2006

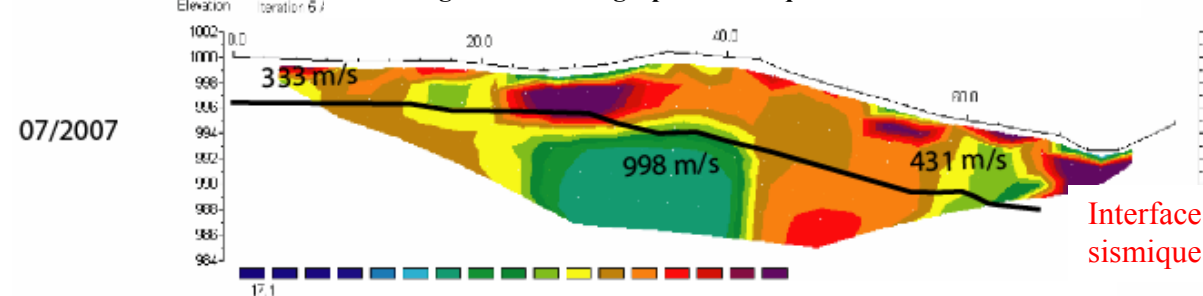


Figure 35 : Tomographie électrique PE3 de juillet 2007

On observe quelques différences entre les 3 campagnes. Les gammes de résistivités sont semblables aux profils précédents.

- En surface (sur environ 4m d'épaisseur), on rencontre des résistivités de l'ordre de 180 $\Omega.m$ à plus de 700 $\Omega.m$. Cette couche peut correspondre aux éboulis de surface.
- Entre les abscisses 20 et 40 m, on rencontre entre 4 et au moins 12m de profondeur un terrain de résistivités comprises entre 40 et 140 $\Omega.m$ qui pourrait correspondre aux marno-calcaires ;
- De part et d'autre de ce terrain, on trouve des résistivités comprises entre 140 $\Omega.m$ et 280 $\Omega.m$, qui peuvent correspondre à des marno-calcaires plus fissurés ou des terrains plus riches en calcaire.

En ce qui concerne l'évolution temporelle, on peut noter :

- Apparition en 2007 d'une lentille de forte résistivité en surface à l'extrême ouest du profil (zone éloignée de l'arrachement) ;
- Augmentation des résistivités en profondeur entre les abscisses $x = 40m$ et $x=60m$ de 50 à 100 $\Omega.m$ en moyenne, entre 2006 et 2007.

• PE4

Le profil 4 se situe à l'ouest de la combe et est perpendiculaire aux lignes de niveaux. Les figures 36, 37 et 38 présentent respectivement les tomographies de juin 2006, d'octobre 2006 et de juillet 2007.

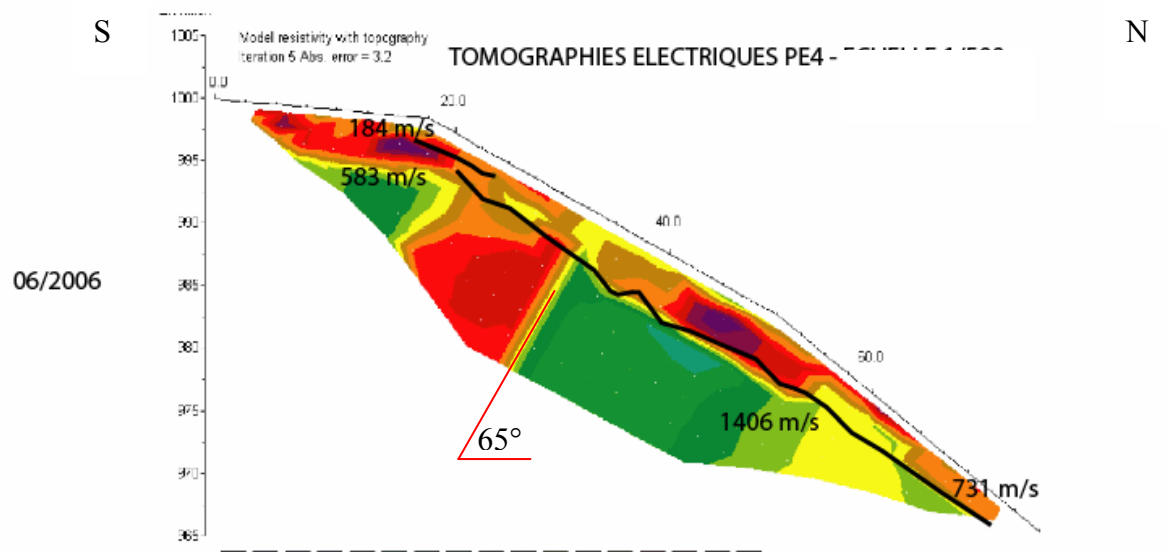


Figure 36 : Tomographie électrique PE4 de juin 2006

Interface
sismique

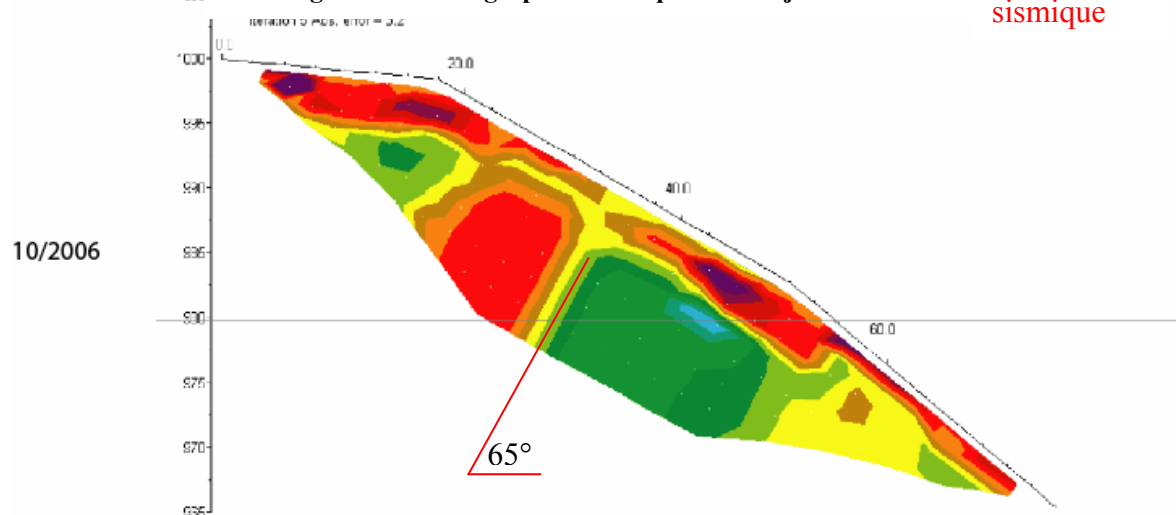


Figure 37 : Tomographie électrique PE4 d'octobre 2006

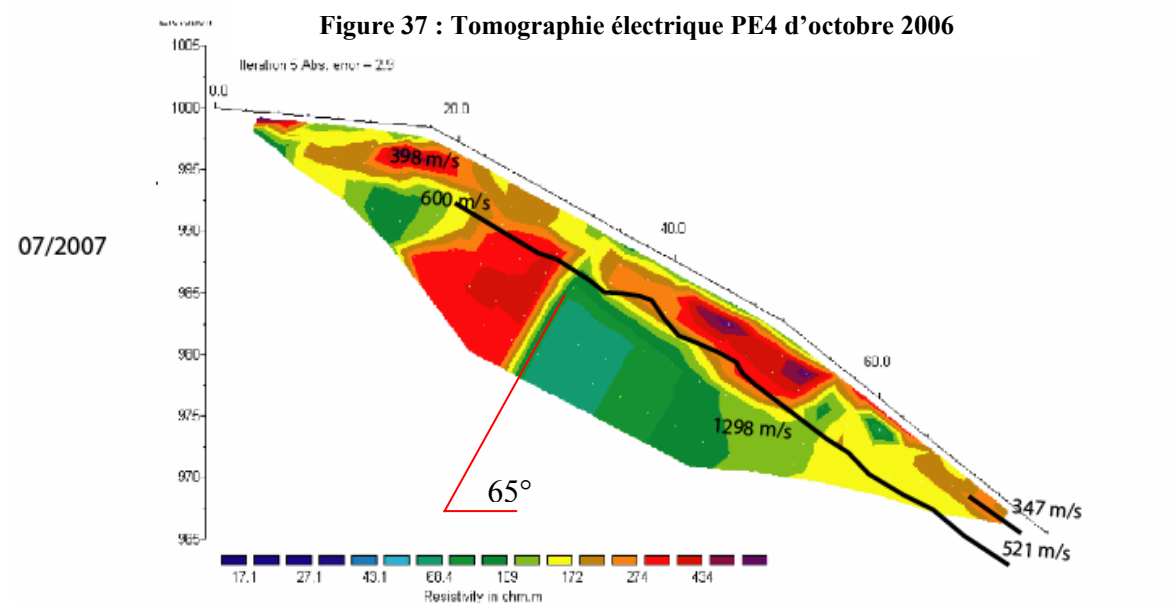


Figure 38 : Tomographie électrique PE4 de juillet 2007

Interface
sismique

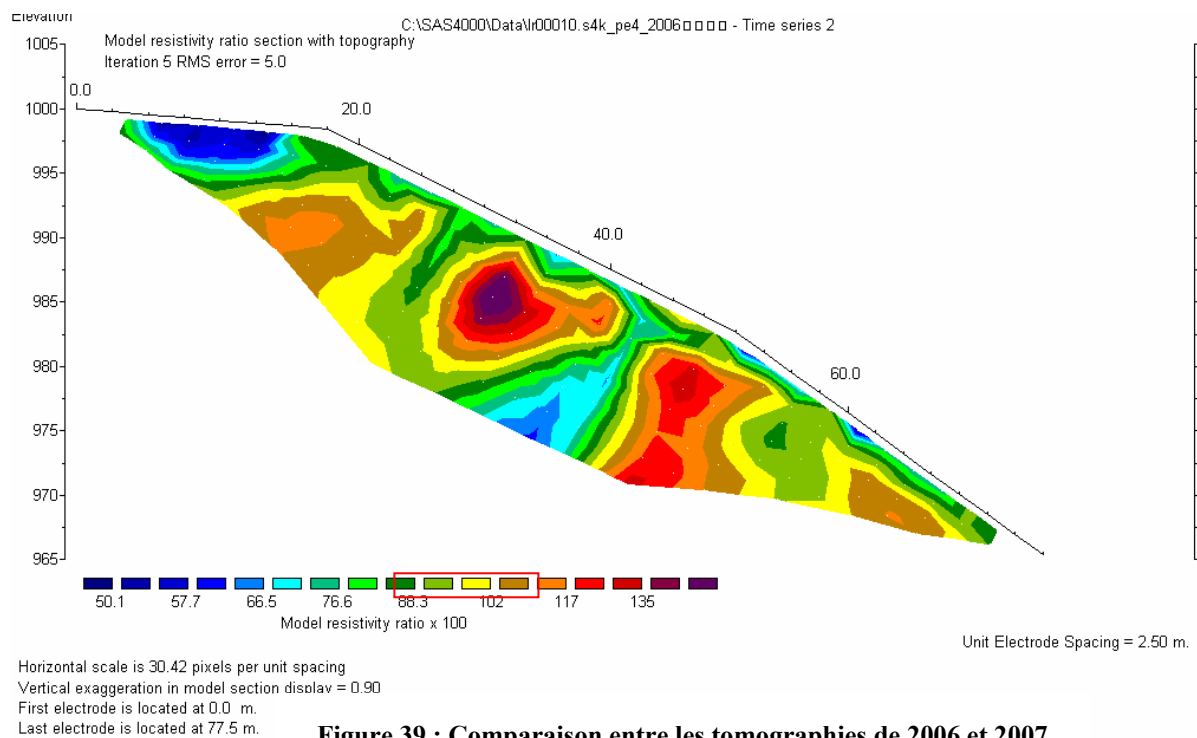
Les résistivités rencontrées sont du même ordre de grandeur que sur les autres profils.

- on trouve en surface et sur 5 m d'épaisseur, des résistivités supérieures à 180 $\Omega.m$ qui peuvent correspondre aux terrains de surface décomprimés ;
- entre les abscisses 20 et 32.5 m, on rencontre une structure pseudo-verticale, de résistivité comprise entre 140 et 350 $\Omega.m$ qui pourrait correspondre à une zone plus fracturée ou plus riche en calcaire, d'autant qu'on la trouve aussi sur le profil PE2.

En ce qui concerne l'évolution temporelle, on peut noter :

- Approfondissement en 2007, de 2m au maximum, d'une zone à forte résistivité en surface entre les abscisses $x=40$ m et $x=57.50$ m ;
- Disparition progressive d'une lentille de forte résistivité à l'amont du profil :
Hypothèse : → Présence d'eau plus importante en 2007
→ Remplissage progressif des fractures par des fines
- Homogénéité des résistivités en profondeur ;

Une comparaison numérique a été réalisée sur ce profil, afin de bien visualiser les différences de résistivités entre les tomographies du 06/2006 et du 07/2007.



Les différences sont assez faibles. C'est en surface que l'on observe le plus de changements, confirmant les remarques précédentes :

- apparition en 2007 d'une zone plus conductrice en amont du profil ;
- apparition d'une lentille plus résistive entre les abscisses $x=30$ et 40 m en surface ;

Si l'on reporte sur une vue en plan (figure 40) les anomalies de résistivités subverticales comprises entre 140 et 350 $\Omega.m$ on observe que les anomalies rencontrées dans le secteur amont s'alignent dans l'axe de la ligne de crête ; on peut supposer que ces résistivités plus fortes correspondent à une ouverture (type fauchage) dans l'axe de la falaise.



- **Synthèse de la prospection électrique :**

Les tomographies permettent de bien imager les variations latérales (anomalies subverticales) et en profondeur des résistivités.

Une interface apparaît sur l'ensemble des profils, correspondant globalement à l'interface mise en évidence par la réfraction (plus/moins), avec des terrains plus résistifs au-dessus. Cette interface se situe à 5m de profondeur en moyenne.

Les anomalies subverticales rencontrées sur les profils PE2 et PE4 peuvent être reliées aux plans de fractures N55°. Ceci recoupe une des conclusions des mesures sismiques en rosace, qui montraient le rôle important joué par ces fractures.

De plus, l'évolution de ces anomalies (figure 39) paraît significative d'une ouverture dans l'axe de la falaise.

L'évolution temporelle n'est cependant pas probante et le décalage des profils électriques à cause du grillage n'a pas facilité les comparaisons.

C'est en surface (5 premiers mètres) que l'on observe le plus de changements avec soit une diminution ou une augmentation des résistivités dans le temps.

CONCLUSION GENERALE

Le couplage des prospections électrique et sismique reste un élément essentiel dans la détermination de masse rocheuse potentiellement mobilisable.

En associant les tomographies sismiques et électriques, on obtient une répartition géométrique des vitesses et des résistivités sur l'ensemble des profils, qui nous renseignent sur l'épaisseur de terrain déstructuré, son état de fracturation et les variations latérales de nature de terrain.

Pour les deux sites étudiés, ces prospections ont mis en évidence une géométrie analogue des terrains :

- une première couche de 5m d'épaisseur environ de rocher très fracturé et fortement mobilisable ;
- un rocher fracturé jusqu'à 15 – 20 m de profondeur. Dans le cas des Echarennnes, les profils de vitesse ont en effet montré qu'ils étaient proches des limites du fuseau des sols sans cohésion, jusqu'à cette profondeur, indiquant le risque à long terme d'une importante épaisseur de terrain mobilisable. Dans le cas de Charmonetier, le risque semble moins important, les profils de vitesse s'éloignant rapidement des limites du fuseau dès 7 m de profondeur ;
- un rocher plus sain à partir de cette limite.

Le profil en rosace est également intéressant dans la détermination de direction de plans de fracturation majeurs, mais il peut ne fournir des renseignements que sur une épaisseur limitée.

De plus, on a montré comment on peut, à partir de tomographies sismiques en ondes P, réalisées au même endroit à des périodes différentes :

- ⇒ apprécier jusqu'à quelle profondeur la cohésion globale du massif rocheux est en train d'évoluer, donc quels sont les volumes potentiels d'éboulements,
- ⇒ apprécier qualitativement si certaines parties du massif ont des vitesses qui s'approchent de celles du fuseau des sols sans cohésion, ce qui signifie qu'elles évoluent vers un éboulement probable. On peut, lors d'une même prospection, apprécier en quel endroit du massif on se situe le plus près de la perte totale de cohésion.

La comparaison temporelle est plus difficile à interpréter et il est nécessaire de prendre en compte l'incertitude afin de quantifier les changements significatifs.

Dans les deux sites, si on tient compte des incertitudes, les variations d'une année sur l'autre paraissent limitées attestant d'une évolution assez lente.

Il serait intéressant de garder un site et de venir y refaire des mesures une fois par an afin de suivre les variations sur un temps assez long.

Pour avoir des résultats plus probants sur l'évolution temporelle des valeurs des paramètres géophysiques, plusieurs dispositions sont à prévoir :

- Il faudrait connaître l'état d'humidité des terrains (lié aux précipitations) qui influe sur les valeurs de résistivités et les vitesses des ondes, à chaque campagne. La mise en place d'un pluviomètre sur chaque site serait une première amélioration mais il faudrait pouvoir coupler à des mesures de résistivités en continu.
- Le placement des géophones et des tirs devra être réalisé avec minutie. Le mieux serait de laisser le dispositif sur le terrain, mais ceci est très lourd dans des sites peu accessibles.
- Le pointage des premières arrivées devra être effectué par une même personne. Il faut en effet minimiser au maximum les sources d'incertitudes

Bibliographie

- Azimi, C., Biarez, J., Desvarreux, P., and Keime, F. Prévision d'éboulement en terrain gypseux: 531-536.
- Blaa, P. 2002. Seismic velocity fields and landslide conditions. *In* Landslides. *Edited by* J.R.J.S.P. Wagner. Prague, CZECH Republic. A.A. Balkema publishers, pp. 493-499.
- Caloi, and Spadea 1961. Etude g osismique effectuée en décembre 1960 à l'amont du barrage du Vajont et sur la rive gauche.
- Desvarreux, P. 1970. Recherche d'une méthode d'étude des mouvements de terrains et applications pratiques, Université de Grenoble, Grenoble.
- Dussauge, C., Garambois, S., Giraud, A., Hantz, D., Jeannin, M., Jongmans, D., Meric, O., Vengeon, J.M., and Wathelet, M. 2002. Etude des processus d'instabilité des falaises et versants rocheux par prospection géophysique, P le Grenoblois d'Etudes et de Recherche pour la Prévention des Risques Naturels.
- Dussauge-Peisser, C., Wathelet, M., Jongmans, D., Hantz, D., Couturier, B., and Sint s, M. Seismic tomography and ground penetrating radar applied on fracture characterisation in a limestone cliff, Chartreuse massif, France.
- Fabre, D., Gamond, J.F., Giraud, A., and F., T. 1983. L'anisotropie des vitesses sismiques dans les massifs rocheux. Bulletin of the international Association of ENGINEERING GEOLOGY, **26-27**: 235-241.
- Federico, A., Popescu, M., Fidelibus, C., and Interno, G. 2004. On the prediction of the time of occurrence of a slope failure: a review. *In* Landslides: Evaluation and Stabilization. London. Taylor and Francis Group.
- Ferrucci, F., Amelio, M., Sorriso-Valvo, M., and Tansi, C. 2000. Seismic prospecting of a slope affected by deep-seated gravitational slope deformation: the Lago Sackung, Calabria, Italy. Engineering Geology, **57**: 53-64.
- Hack, R. 2000. Geophysics for slope stability. Surveys in Geophysics, **21**: 423-448.
- Hantz, D., and Dussauge, C. 1999. Evaluation des risques d'éboulements rocheux: bilan et perspectives, P le Grenoblois Risques Naturels.
- Jongmans, D., Hemroulle, P., Demanet, D., Renardy, F., and Vanbrabant, Y. 2000. Application of 2D electrical and seismic tomography techniques for investigating landslides. European Journal of Environmental and Engineering Geophysics, **5**: 75-89.
- Lapenna, V., Lorenzo, P., Perrone, A., and Piscitelli, S. 2003. High-resolution geoelectrical tomographies in the study of Giarrossa landslide (southern Italy). Bulletin of Engineering Geology and the Environment, **62**: 259-268.
- Pettinelli, E., Beaubien, S., and Tommasi, P. 1996. GPR investigations to evaluate the geometry of rock slides and bulking in a limestone formation in northern Italy. European Journal of Environmental and Engineering Geophysics, **1**: 271-286.
- Pyrrack-Nolte, L.J. 1996. The seismic response of fractures and the interrelations among fracture properties. International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences, **33**: 785-802.
- Zou, D.H., and Wu, Y.K. 2001. Investigation of blast fracture in rock mass using reversed vertical seismic profiling. Journal of Applied Geophysics, **48**: 153-162.

