Recherche morphologique, géologique et géophysique d'indices de surface confirmant le risque lié au fonctionnement d'une faille active dans le massif de Belledonne.

Etude présenté au

Pôle Grenoblois d'Etudes et de Recherche pour la Prévention des Risques Naturels

par

S. Schwartz [(1)], D. Jongmans [(1)], J.F. Gamond [(2)], O. Leroux [(1)], C. Delacourt [(3)] et P. Allemand [(3)]

---

(1) Laboratoire Interdisciplinaire de Recherche Impliquant la Géologie et la Mécanique

(EA 3111 – Université Joseph Fourier – Grenoble I)

(2) LGIT Université Joseph Fourier – Grenoble I

(3) Laboratoire des Sciences de la Terre UCB et ENS Lyon

Résumé

L'agglomération grenobloise est exposée à plusieurs types de risques naturels tels que les séismes, les glissements de terrains et les inondations. Dans un tel contexte, l'aléa sismique est augmenté depuis la mise en évidence, par surveillance sismique, d'une concentration de tremblements de terre le long d'un axe parallèle à la bordure occidentale du massif de Belledonne. Cet alignement de séismes de magnitudes inférieures à 3,5 et situés à faible profondeur (moins de 10 kilomètres) est observé sur plus de 50 kilomètres. Cette activité sismique est interprétée comme le fonctionnement d'une faille active appelée Faille Bordière de Belledonne (FBB). Cependant la FBB n'a jamais été identifiée par des observations géologiques ou morphologiques, ni cartographiée en surface. L'objectif principal de ce projet est la recherche d'indices en surface de l'activité de la Faille Bordière de Belledonne par une approche pluridisciplinaire couplant imagerie aérienne et spatiale, études géologiques, analyses morphologiques et données géophysiques de sub-surface. Cette première étape de reconnaissance et de caractérisation géométrique de cette structure est fondamentale pour une meilleure évaluation des risques que son activité pourrait induire dans la région de Grenoble.

Lirigm
Géologie et Mécanique *Laboratoire Interdisciplinaire de Recherche Impliquant la Géologie et la Mécanique*
Adresse Postale : BP 53 – 38041 Grenoble cedex 9 – France
Téléphone : (+33) 476 828080 - **Fax** : (+33) 476 828070

SOMMAIRE

1. Introduction 3

2. Analyse microstructurale 7

2.1. Objectif et principe 7

2.2. Méthode 8

2.3. Résultats 9

2.4. Interprétation 10

3. Géomorphologie au niveau de la faille bordière de Belledonne 12

3.1. Etude de la morphologie de surface 12

3.2. Analyse de la morphologie des principales rivières 14

3.2.1. Profils des rivières 15

3.2.2. Orientation des rivières 19

3.3. Conclusions partielles et perspectives 20

4. Prospection géophysique au niveau de la faille de la Romanche 21

4.1. Localisation et méthodes 21

4.1.1. Tomographies électriques 21

4.1.2. Mesures de bruit de fond - rapport H/V 22

4.1.3. Profils simiques 23

4.2. Etude de la profondeur du bassin 24

4.2.1. Rapport H/V 24

4.2.2. Profil sismique 26

4.2.3. Interprétation 27

4.3. Position de l'accident médian de Belledonne (AMB) 28

4.3.1. Mise en évidence du contact 28

4.3.2. Recherche de la position du contact au Sud 29

4.3.3. Interprétation 33

5. Conclusion 35

6. Références 37

1. Introduction

L'agglomération grenobloise montre un très fort dynamisme économique comme l'atteste le développement des installations industrielles dans la vallée du Grésivaudan, la cluse de l'Isère et le Sud de Grenoble. Une grande partie de la zone urbanisée et industrialisée s'étend dans une cuvette allongée Nord Est – Sud Ouest, bordée à l'Ouest par les hautes falaises des massifs subalpins de Chartreuse et du Vercors et à l'Est par le massif cristallin externe de Belledonne (figure 1). Elle est également le siège d'une activité sismique faible mais récurrente comme le montre les données de surveillance sismique [Thouvenot et al., 2003]. Compte tenu de cette situation géographique particulière, l'agglomération grenobloise est donc exposée à plusieurs types de risques naturels tels que glissements de terrains et inondations.

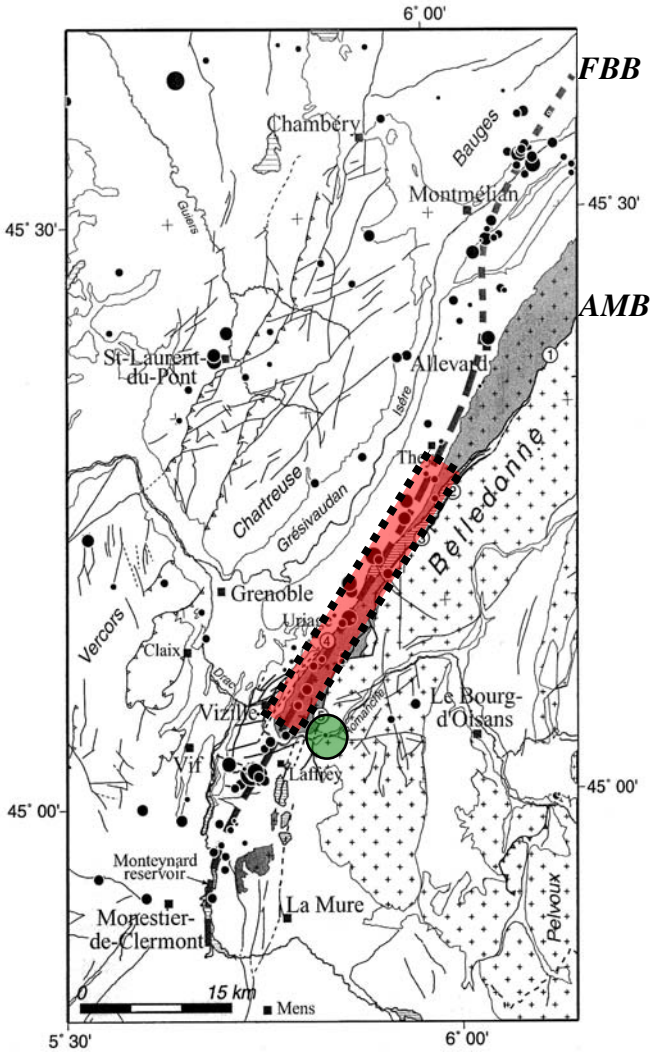


Figure 1 : Carte tectonique simplifiée avec la sismicité instrumentale pour la période 1989-2000 (modifié d'après Thouvenot et al., 2003. Croix : Rameau interne. Zone grise avec croix : Rameau externe. AMB : Accident médian de Belledonne. FBB : Faille bordière de Belledonne. Zone rouge : bande sismique déduite de l'analyse statistique des séismes. Zone verte : Bassin de Séchilienne.

En particulier, le massif cristallin de Belledonne montre de nombreux phénomènes d'instabilité gravitaire dont l'exemple le plus célèbre est le mouvement de Séchilienne [Antoine *et al.,* 1994] localisé le long de La Romanche. Les déformations actuelles les plus importantes concernent un volume estimé à environ 3 millions de m^3, mais des déformations faibles affectent un volume plus important, de l'ordre de plusieurs dizaines de millions de m^3. Un éboulement de grande ampleur du versant de Séchilienne est susceptible de barrer la vallée de La Romanche, créant un lac en amont avec un risque induit d'inondation vers Grenoble en cas de rupture de ce barrage naturel.

Dans ce contexte, la compréhension des déformations tectoniques et gravitaires de la partie Sud du massif de Belledonne et de leur éventuelle relation avec la sismicité constitue un facteur important dans la compréhension des mouvements de terrain.

Le massif de Belledonne appartient aux massifs cristallins externes de la zone dauphinoise et s'étend sur près de 100 km selon une direction NE-SW (figure 1). Il est affecté par l'accident médian de Belledonne (AMB) qui sépare le rameau externe constitué de micaschistes à l'Ouest du rameau interne constitué de gneiss, d'amphibolites et de gabbros à l'Est [Lory, 1892]. Les balcons de Belledonne, constituant un plateau surplombant le Grésivaudan représente la couverture sédimentaire du massif cristallin de Belledonne (ville d'Uriage, de Theys et d'Allevard figure 1). Cette couverture est composée de roches marno-calcaires du Bajocien [Gidon et Barféty, 1996].

Le massif de Belledonne est le siège de processus actifs de déformation, comme en témoignent la sismicité historique et l'acquisition de récentes données de surveillance sismique et géodésique. Les localisations des sources sismiques fournies depuis plus de dix ans par le réseau sismologique Sismalp montrent une concentration des tremblements de terre le long d'un axe parallèle à la bordure occidentale du massif [Thouvenot *et al.*, 2003].

Cet alignement de séismes de magnitudes inférieures à 3,5 et situés à faible profondeur (moins de 10 kilomètres) est observé sur plus de 50 kilomètres (figure 1). Les solutions focales calculées traduisent un régime sismo-tectonique décrochant dextre cohérent avec la cinématique globale en raccourcissement E-W observée à l'échelle des zones externes et mise en évidence par les données de GPS continu [Martinod *et al.,* 2001]. Cette activité sismique localisée sous la bordure occidentale de Belledonne est supposée correspondre au fonctionnement d'une faille active que Thouvenot et al., (2003) proposent d'appeler Faille Bordière de Belledonne (FBB) dont la trace est montré sur la figure 1. Cette structure n'a cependant jamais été mise en évidence en surface à partir d'observations géologiques ou morphologiques excepté d'une zone en dépression [Thouvenot et al., 2003].

L'analyse statistique des séismes (annexe 1) enregistrés par le réseau Sismalp permet, sur une zone où ceux-ci s'alignent sur une droite (de Vizille au Sud à Theys au Nord) de procéder à une régression linéaire sur les épicentres. La structure étant sub-verticale [Thouvenot et al., 2003], épicentres et hypocentres sont quasiment confondus et la droite obtenue correspond alors à la localisation moyenne de la position en surface de la faille bordière de Belledonne. En supposant que la distribution des séismes suit une loi Normale, il est alors possible de définir une bande sismique de 3,5 km de large correspondant à l'intervalle de confiance à 90% ($\pm$ 1,28 écart type) de la position en surface de cette structure (figure 1), un séisme ayant une probabilité de 90% de se produire à l'intérieur de cette bande.

Jusqu'à présent aucun indice morphologique lié à l'activité de la FBB n'a pas été observé en surface, cependant la déformation active du massif de Belledonne se caractérise par une morphologie particulière dans la vallée de la Romanche au niveau de la ville de Séchilienne (figure 1). En effet, un bassin de forme losangique apparaît avec une nette rupture de pente de près de 15 m dans un cône de déjection quaternaire (figure 2). Ces observations ont été interprétées par Pothérat (2000) comme un bassin en pull-apart (BPA) lié à l'activité d'une faille décrochante senestre appelée par la suite faille de la Romanche (FR) (figure 2).

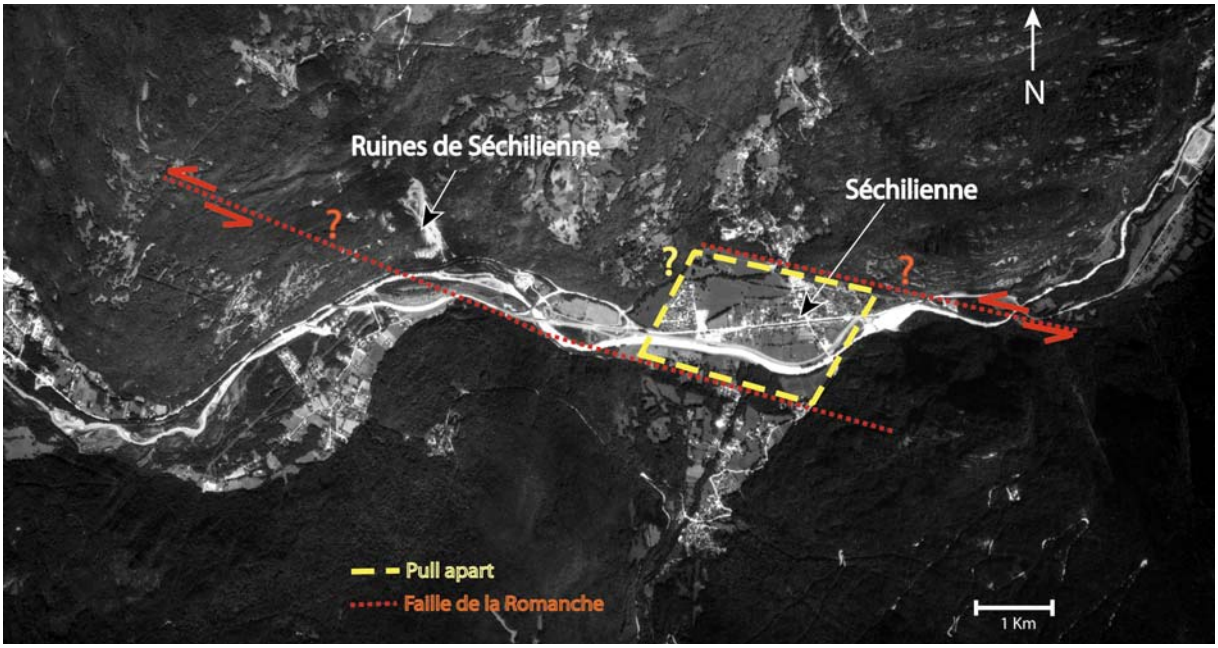


Figure 2 : Photographie aérienne de Séchilienne. La forme losangique suggère un bassin de type pull apart représenté en trait pointillé jaune lié à l'activité de la faille de la Romanche représenté en trait pointillé rouge).

L'association des données sismiques et morphologiques liées à la déformation active et/ou héritée du massif de Belledonne permet de définir un cadre structural cohérent avec la présence d'une structure décrochante dextre de direction N30° le long du flanc Nord Ouest du

massif [Thouvenot et al, 2003] et la présence d'une structure décrochante senestre de direction N110° dans la vallée de la Romanche [Pothérat, 2000]. Dans un contexte de raccourcissement Est-Ouest de la croûte européenne et de son avant pays [Martinod et al., 2001 ; Sue, 1998], ces deux failles majeures peuvent être interprétées comme des structures conjuguées en réponse au raccourcissement (figure 3).

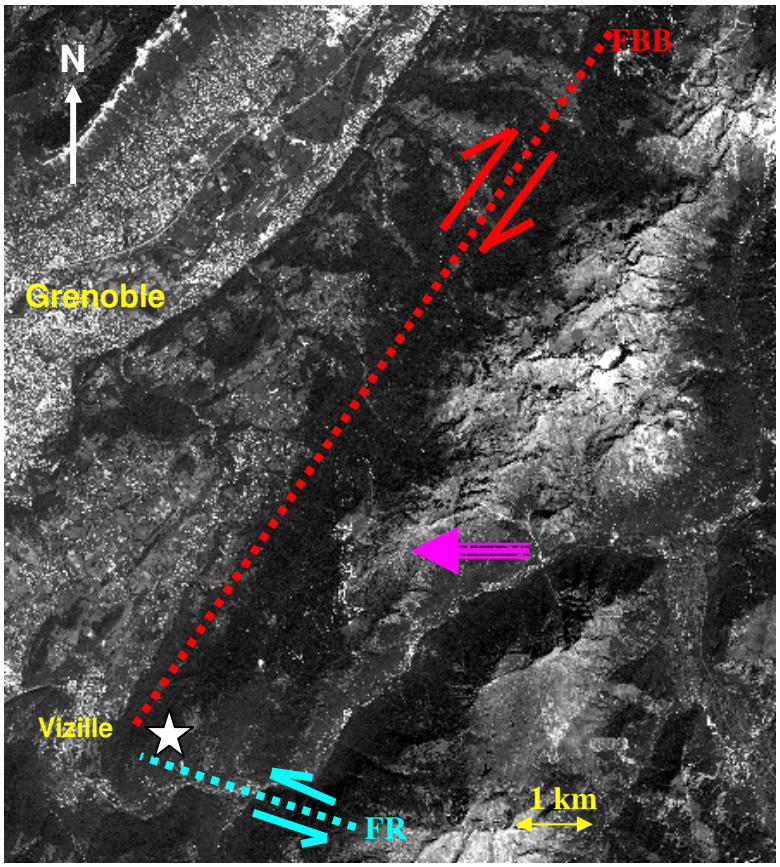


Figure 3 : Schéma structural de principe du massif de Belledonne sur fond d'image SPOT 5. FBB : Faille bordière de Belledonne (trait rouge). FR : faille de la Romanche (trait bleu). Flèche rose : raccourcissement Est-Ouest du massif déterminé par géodésie Etoile : localisation du mouvement de terrain de Séchilienne.

Le but de ce travail est de confirmer ou d'infirmer ce schéma tectonique simple en apportant de nouvelles observations et mesures. Dans une première étape, une analyse microstructurale a été réalisée de manière à déterminer l'orientation des paléocontraintes le long de la vallée de la Romanche en supposant que les déformations mesurées ont été générées par le même tenseur de contraintes. Dans une seconde phase, des indices géomorphologiques ont été recherchées au niveau de la bande sismique de la faille bordière de Belledonne et des essais géophysiques ont été réalisés au niveau de la faille de la Romanche afin de mettre en évidence un éventuel épaississement du bassin et un possible décalage de l'accident médian de Belledonne.

2. Analyse microstructurale

2.1. Objectif et principe

L'acquisition des récentes données sismologiques [Thouvenot et al, 2003] combinées aux observations géologiques et morphologiques héritées [Pothérat, 2000 ; Sue, 1998] montrent l'importance d'un régime sismotectonique décrochant et compressif dominant dans le massif de Belledonne (figure 3). Afin de comprendre le rôle et l'importance d'un tel régime dans la structuration du massif, nous avons mené une analyse microtectonique basée sur l'analyse des paléo tenseurs déduits de l'inversion de plans striés. Le but de cette étude microstructurale est de déterminer si les nombreuses données de plans striés valident ou non ce schéma en supposant que le tenseur des contraintes est resté identique depuis la formation de ces stries jusqu'à la période actuelle.

La détermination des axes de paléo contraintes est basé sur l'inversion de population de plans striés [Bott, 1959 ; Wallace, 1951]. Cette méthode considère que la direction de la strie portée par le plan de faille est parallèle à la direction de la contrainte tangentielle sur ce plan. La méthode d'inversion directe [Angelier, 1990] a été utilisée pour résoudre le problème inverse. Cette méthode permet de caractériser le tenseur réduit des contraintes [σr], c'est-à-dire l'orientation des axes de contraintes principaux ($\sigma 1 > \sigma 2 > \sigma 3$) ainsi que le paramètre de forme $R = (\sigma 2 - \sigma 3)/(\sigma 1 - \sigma 3)$ et donc l'état de contrainte régnant dans le massif [Ritz et Taboada, 1993] (tableau 1).

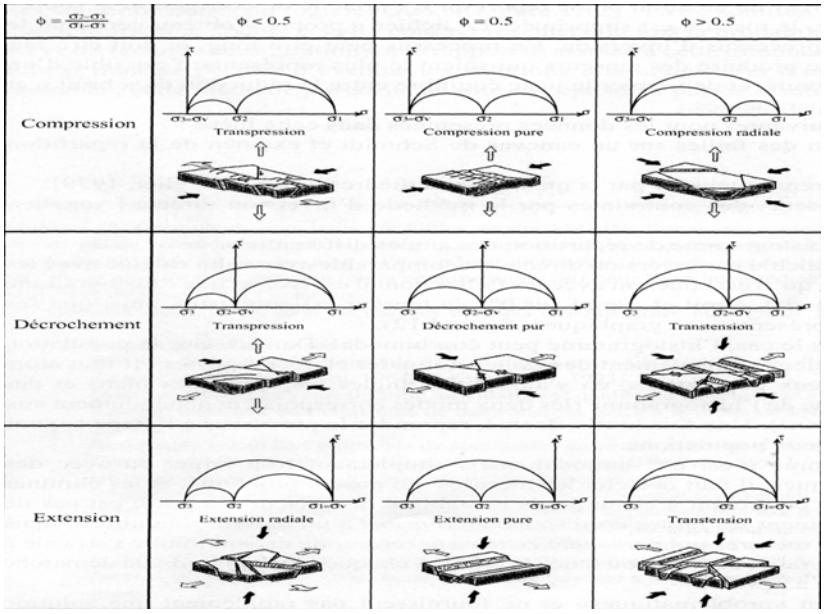


Tableau 1 : Tableau récapitulatif des états de contraintes en fonction du rapport R et du cercle de Mohr correspondant pour des régimes compressif, extensif et décrochant [Ritz et Taboado, 1993].

L'inversion directe est basée sur la minimisation d'une fonction croissante des angles différentiels (angle entre la strie mesurée et la strie théorique recalculée à partir de la solution [σr]). Les données ont été analysées à partir du logiciel *TectonicsFP* [Sperner et al, 1993].

2.2. Méthode

Dans un premier temps, un travail de terrain consistant à rechercher et localiser des plans de failles tardi-schistes verts présentant des stries soulignées par des minéraux tardi schistes verts (chlorite, épidote, quartz …) a été entrepris. Du fait de la forte érodabilté des terrains (marno-calcaire du Bajocien) et du couvert végétal dense sur les balcons de Belledonne, cette recherche s'est avérée difficile dans cette zone. C'est pourquoi nous avons concentré nos mesures dans la dans la partie Sud de Belledonne le long de la vallée de la Romanche là ou le socle est accessible et où les conditions d'affleurement sont optimales. Quatre affleurements où un nombre suffisant de plans striés a pu être mis en évidence ont été étudiés. Les mesures sur chaque plan strié ont été : l'azimut de la ligne de plus grande pente du plan et son pendage, l'orientation du plan vertical contenant la strie, son plongement (α) et le sens de cisaillement (figure 4).

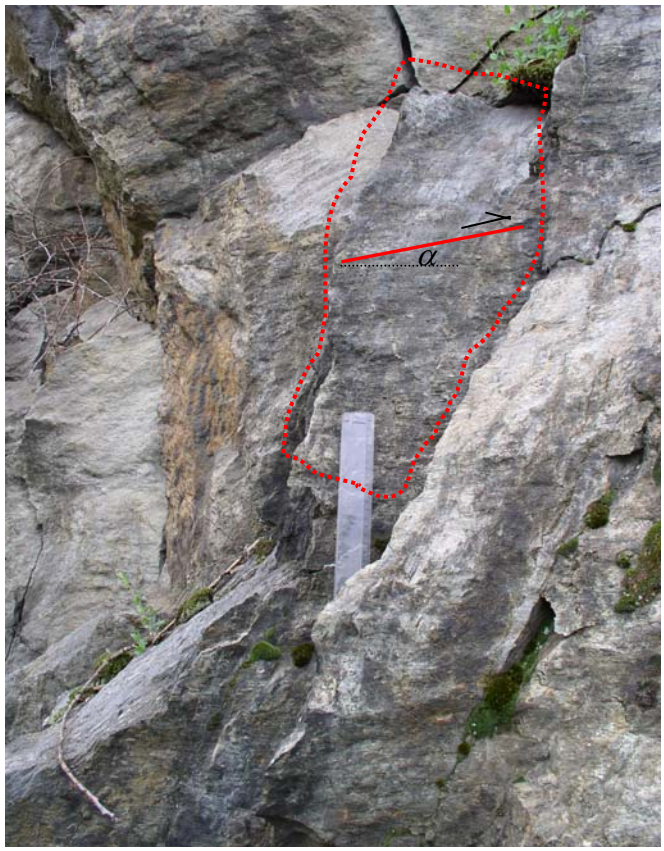


Figure 4 : Photo d'un plan striée (orientation de la strie en trait rouge) avec le mouvement relatif du plan indiquée par la flèche (ici sens de cisaillement dextre) pour le site Les Rivoirands (site 1) (micaschiste).

Les données ont ensuite été introduites dans *TectonicsFP* qui corrige les mesures en projetant la strie sur le plan en lui attribuant une nouvelle orientation. Si l'angle entre la strie mesurée et la strie projetée est trop grand (supérieur à 10°), la mesure n'est pas considérée lors de l'inversion.

2.3. Résultats

Nous avons étudié 4 sites localisés dans la vallée de la Romanche (figure 5).

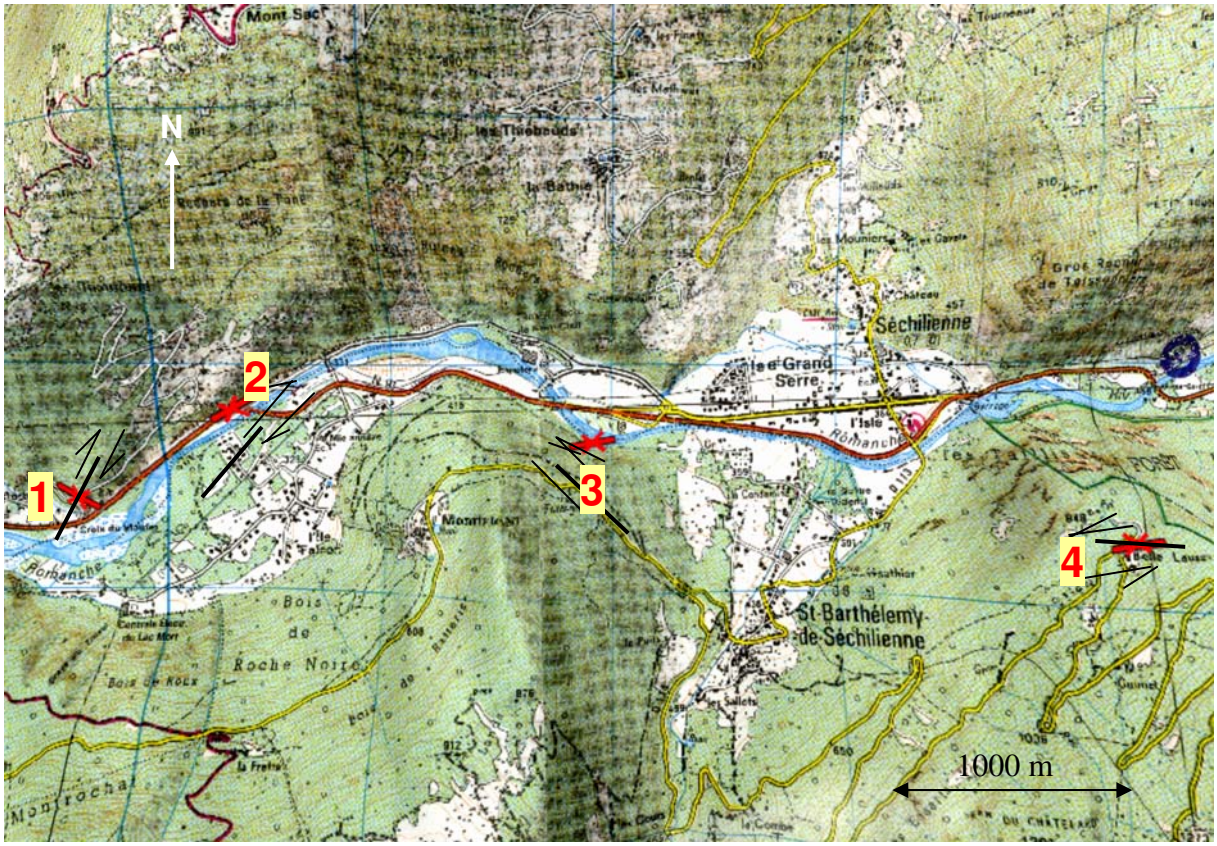


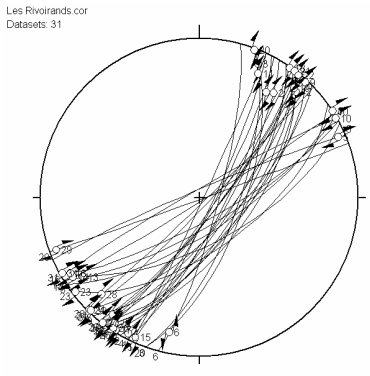
Figure 5 : Carte de localisation des affleurement étudiés 1 : Les Rivoirands 2 : N91-Ile Falcon 3 : Galerie 4 : Belle Lauze. Flèche rouge : directions de la paléocontrainte principale majeure. Etat de contrainte décrochant (contrainte principale médiane sub-vertical). Trait noir : orientation moyenne des plans et sens de cisaillement.

Les résultats pour le site des Rivoirands (site 1) sont détaillés sur la figure 6 qui représente la répartition des plans de failles en représentation stéréographique (figure 6.b.) qui permet un examen de la répartition spatiale de la population, le tenseur des contraintes inversé (figure 6.c.), le cercle de Mohr associé au rapport R (figure 6.d.), l'histogramme de répartition des angles différentiels (figure 6.e.) et un indicateur de la qualité du tenseur obtenu (figure 6.a.). L'histogramme doit être unimodal, étroit et centré sur 0°. Une note de qualité (bon, moyen ou mauvais) est attribuée aux résultats en fonction du nombre de failles mesurées, du nombre de failles écartées, de l'examen de l'histogramme des angles différentiels et de l'angle différentiel moyen [Champagnac, 2004].

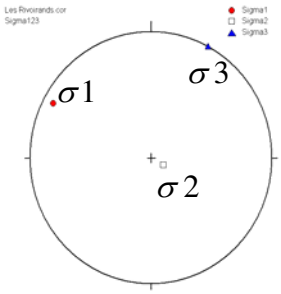
a. ***Site***

Nom : Les Rivoirands
Coordonnées UTM 31 :
X = 719 600
Y = 4 992 410
Z = 370
Nombre de faille : 31
Nombre de faille écartée : 0
Paramètre de forme R = 0.915
Orientation des axes :
σ1 = 298° / 09°
σ2 = 118° / 81°
σ3 = 028° / 00°
Angle différentiel moyen α = 3.2°
Qualité du tenseur : bon (1)

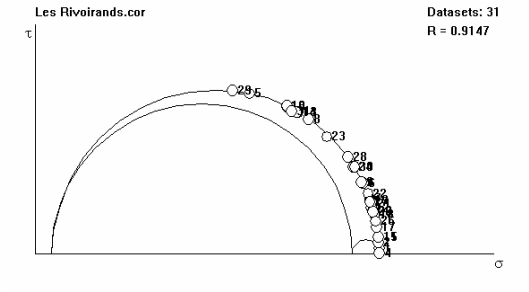
b. ***Représentation des failles***



c. ***Axes des contraintes (inversion directe)***



d. ***Cercle de Mohr***



e. ***Histogramme des angles différentiels***

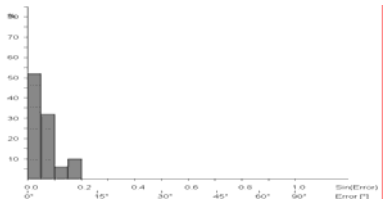


Figure 6 : Résultat de l'inversion pour le site des Rivoirand (site 1). a. Caractéristique du site. b. Représentation des plans striés. c. Axes des contraintes. d. Cercle de Mohr. e. Histogramme des angles différentiels. Toutes les représentations stéréographiques sont en canevas de Schmidt, hémisphère inférieur.

2.4. Interprétation

Pour chaque site, la contrainte principale médiane ($\sigma 2$) est subverticale avec un angle de plongement compris entre 72 et 81° (tableau 2). L'état de contrainte de la zone étudiée est donc essentiellement décrochant avec l'axe de la contrainte principale majeure ($\sigma 1$) orienté entre N240 et N298 (figure 5) et l'axe de la contrainte principale mineure ($\sigma 3$) orienté entre N333 et N28 (tableau 2).

L'orientation de la contrainte principale majeure (figure 5) est relativement homogène sur la zone d'étude avec une orientation sensiblement Est-Ouest mais avec une incertitude forte d'une quinzaine de degré En effet, l'ajout ou le retrait de plans striés peut modifier

sensiblement l'orientation des paléocontraintes (jusqu'à 15°). D'autre part, le nombre de sites investigués reste faible. Une multiplication du nombre de sites permettrait de vérifier cette homogénéité spatiale. Le rapport R est très variable (deux sites où il est proche de 0 et deux autres où il est proche de 1) et présente une incertitude très élevé avec une solution instable [Ritz et Taboada, 1993].

N°		***1***	***2***	***3***	***4***
Site		***Les Rivoirands***	***N91-Ile Falcon***	***Galerie***	***Belle Lauze***
coordonnée UTM 31N	***X (m)***	719 600	724 125	720 300	721 900
	Y (m)	4 992 410	4 992 250	4 992 800	4 992 650
Z (m)		370	325	350	940
lithologie		Micaschiste	micaschiste	micaschiste	amphibolite
σ1 (°)	***azimut***	298	256	240	257
	plongement	9	9	13	3
σ2 (°)	***azimut***	118	95	106	156
	plongement	81	81	72	76
σ3 (°)	***azimut***	28	346	333	348
	plongement	0	3	12	13
R		0.915	0.038	0.844	0.173
Nombre faille		31	15	10	12
α (°)		3.2	3.1	5.3	2.6
Qualité		1	2	2	2

Tableau 2 : Paramètre des paléocontraintes calculées sur les 4 sites.

Cette méthode permet donc d'indiquer le type de régime (ici décrochant) et donne une indication sur l'axe de la contrainte principale majeure : $N215 \pm 25°$. Cette orientation est compatible avec la direction de raccourcissement Est-Ouest mesurée sur la chaîne de Belledonne par mesures géodésiques [Martinod et al, 2001].

L'orientation moyenne des plans striés et leur sens de cisaillement (figure 5) permet également de vérifier le schéma structural (figure 3). Ainsi, sur la partie Ouest (site 1 et 2), proche de la faille bordière de Belledonne, les plans striés sont orientés $N30 \pm 5°$ avec un jeu essentiellement décrochant alors que sur la partie Est (site 2 et 3), proche de la faille de la Romanche, ils sont orientés $N110 \pm 10°$ avec un jeu essentiellement senestre, ce qui est cohérent avec l'orientation et le jeu attendus pour chacune de ces structures. Néanmoins, la datation de la phase de déformation à l'origine de ces plans n'est pas connue, nous savons seulement qu'il s'agit de la dernière, les autres ayant été effacées et que ses structures sont synchrones de la circulation de fluide tardi-schistes verts.

3. Géomorphologie au niveau de la faille bordière de Belledonne

3.1. Etude de la morphologie de surface

Les mouvements tectoniques récents liés à la présence d'une faille peuvent marquer morphologiquement le paysage ; ce signal tectonique affectant la topographie par une double action : action mécanique et physico-chimique.

Les photographies aériennes, les images satellitaires et les modèles numériques de terrain (MNT) sont donc des outils performants dans certaines conditions pour la détection d'indices de surface liés aux phénomènes tectoniques [Champagnac, 2004]. Cependant, la présence d'un couvert végétal dense sur la zone d'étude rend difficile l'observation et l'interprétation des indices morphologiques de surface.

Nous avons orienté nos recherches sur les informations contenues dans la topographie de surface obtenue par l'étude du MNT IGN au pas de 50m. Le traitement en terme de pente et d'orientation sur ce MNT effectué à l'aide du logiciel Mapinfo est présenté sur la figure 7.

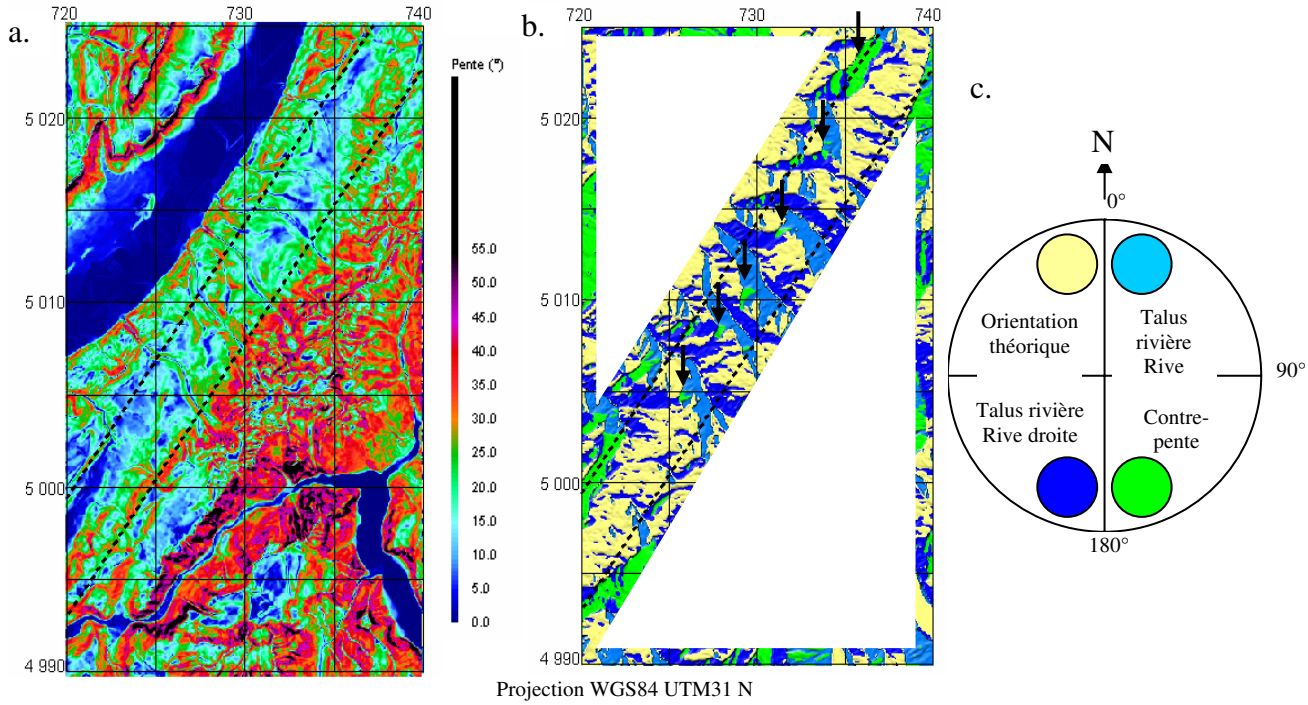


Figure 7 : a. Carte des pentes calculées à partir du MNT IGN 50. b. Carte des orientations calculées à partir du MNT IGN 50m. c. Stéréogramme des orientations découpées en 4 classes. Les droites en pointillées correspondent à la bande sismique de la FBB déduite de l'analyse statistique des séismes enregistrés par le réseau Sismalp [Thouvenot et al, 2003].

L'analyse de la figure 7.a. montre une zone de pente faible (<15° représenté en bleu) parallèle à la vallée du Grésivaudan et comprise dans la bande sismique. Cette caractéristique morphologique peut être interprété comme la signature d'une faille décrochante. En effet, ce type de structure provoque une zone en dépression de type vallée longitudinale car la zone de faille correspond à une zone broyée par le cisaillement offrant moins de résistance à l'érosion [Sébrier, communication personnelle]. Pour le vérifier, une analyse des orientations a été réalisée (figure 7.b.) afin de déceler les contre-pentes. L'orientation principale du massif étant Nord-Ouest avec des incisions perpendiculaires par les rivières, nous avons découpé le stéréogramme d'orientation en quatre parties (figure 7.c.). Les contres pentes correspondent donc aux orientations vers le Sud Est et apparaissent alors en vert (dans la zone non transparente). Nous en distinguons 6 (flèches sur la figure 7.b.) qui sont alignées. Ce linéament morphologique peut avoir plusieurs origines. Soit (i) il est lié à des contrastes lithologiques, soit (ii) il s'agit de surfaces glaciaires, soit (iii) son origine est strictement tectonique. Dans ce dernier cas les contre-pentes seraient alors des marqueurs morphologiques du fonctionnement de la FBB en surface. Afin de préciser et d'interpréter ce linéament de contre-pentes nous avons superposé la localisation des contre-pentes à un schéma litho-structural de la zone étudiée [Barféty et al., 2000] (figure 7D).

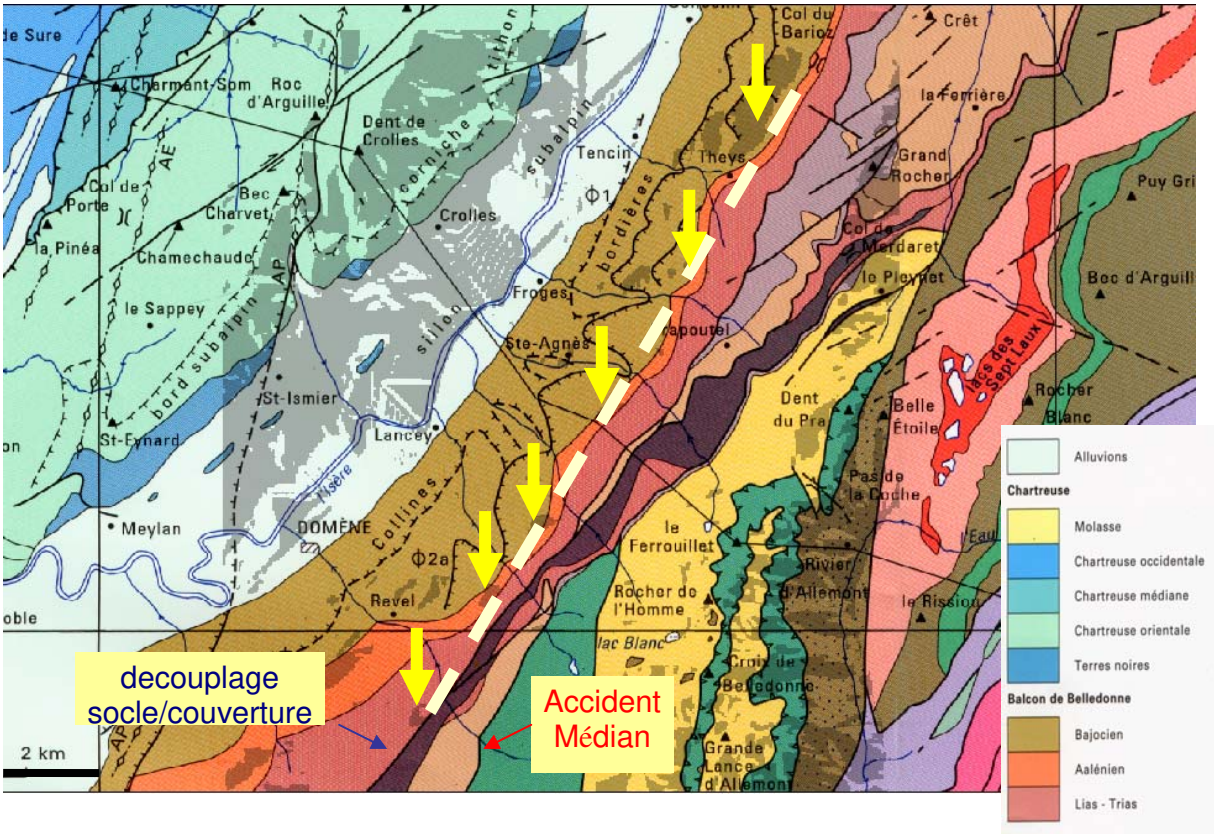


Figure 7D : Schéma litho-structural de la zone d'étude et localisation des contre-pentes (flèches jaunes).

La figure 7D montre clairement que les cinq premières contre-pentes (du Nord vers le Sud) se développent dans une bande d'Aalénien dont l'expression lithologique correspond à des argilites. Cette lithologie est moins compétente que les terrains encadrants (Bajocien et Lias) dont la lithologie est dominée par des marno-calcaires plus résistants. Dans un tel contexte la présence de ces cinq contre-pentes peut être liée à des processus d'érosion différentielle contrôlés par les variations de lithologies des terrains affleurants dans les balcons de Belledonne. Par contre la contre-pente plus au Sud ne se localise pas dans la bande d'argilites aaléniennes (figure 7D). Elle se positionne à l'avant de la zone de découplage socle/couverture (présence de Trias gypseux). Sa présence peut alors être interprétée comme une zone de faible résistance mécanique liée au découplage puis dégagée par l'érosion. L'ensemble de ces indices morphologiques n'est pas suffisant pour établir l'activité de la FBB en surface. En effet cette structure active se localise à plusieurs kilomètres de profondeur à l'aplomb de zones présentant des caractéristiques mécaniques faibles (Aalénien argileux) et tectoniquement très déformées (découplage socle/couverture). Dans un tel contexte la contribution aux indices morphologiques de l'activité de la FBB en surface est difficile à différencier des contributions litho-tectoniques.

3.2. Analyse de la morphologie des principales rivières

Le signal tectonique lié à la présence d'une faille peut également être enregistré dans le réseau hydrographique [Sue, 1998].

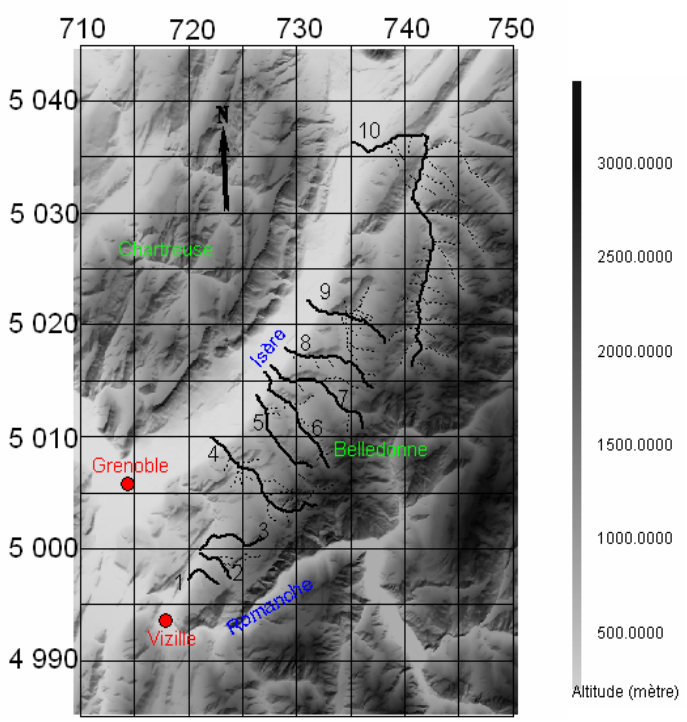


Figure 8 : Réseau hydrographique de la zone étudiée superposé au MNT IGN au pas de 50m. Projection WGS84 UTM31 N

N°	Rivière	Se jette dans	Longueur (km)
1	Ruisseau des Mailles	Romanche	3.75
2	Ruisseau de Prémol	Romanche	4.05
3	Ruisseau de Vernon	Romanche	7.30
4	Ruisseau du Doménon	Isère	14.00
5	Ruisseau de la Combe de Lancey	Isère	9.40
6	Ruisseau de Vorz	Isère	11.70
7	Ruisseau de Laval	Isère	12.15
8	Ruisseau des Adrets	Isère	10.00
9	Ruisseau de Merdaret	Isère	9.40
10	La Bréda	Isère	31.75

Tableau 3 : Réseau hydrographique de la zone étudiée.

En effet, une structure tectonique recoupant une rivière peut produire des perturbations sur le profil d'équilibre et sur l'orientation de la rivière [Brocard, 2002]. L'étude des rivières, en terme de profil et d'orientation peut donc s'avérer intéressant afin de détecter le passage d'une faille. Dans la zone d'étude, nous avons analysé 10 rivières majeures descendant du massif de Belledonne perpendiculairement à ce dernier (figure 8 et tableau 3).

3.2.1. Profils des rivières

Le profil d'équilibre d'une rivière dépend de plusieurs facteurs comme la pluviométrie, la nature des roches, la taille et la forme du bassin versant. Ces paramètres étant liés par des lois physiques, il a été démontré que le profil théorique d'une rivière à l'équilibre suit une loi de type exponentielle [Morris et Williams, 1997].

La comparaison entre les profils théoriques et réels permet de détecter des points d'inflexion pouvant être la conséquence d'une signature tectonique. En effet, ces derniers prouvent que le cours d'eau a quitté son profil d'équilibre [Baillie et Norbu, 2004].

Les profils en long des 10 rivières présentées figure 8 ont été extraits à partir du MNT IGN avec une résolution horizontale de 50 mètres. De manière à pouvoir détecter semi-automatiquement et à procéder à une étude semi-quantitative des anomalies, nous avons calculé la dérivée seconde du profil en long, c'est-à-dire à la variation de pente sur 250 m [Champagnac, 2004]. La figure 9 présente le résultat obtenu pour le ruisseau des Adrets. La première partie du ruisseau (>1200m) n'a pas été prise en compte. En effet, elle correspond à une succession de cascades et de replats lacustres ne correspondant pas à la dynamique de la rivière mais au surcreusement glaciaire [Champagnac, 2004].

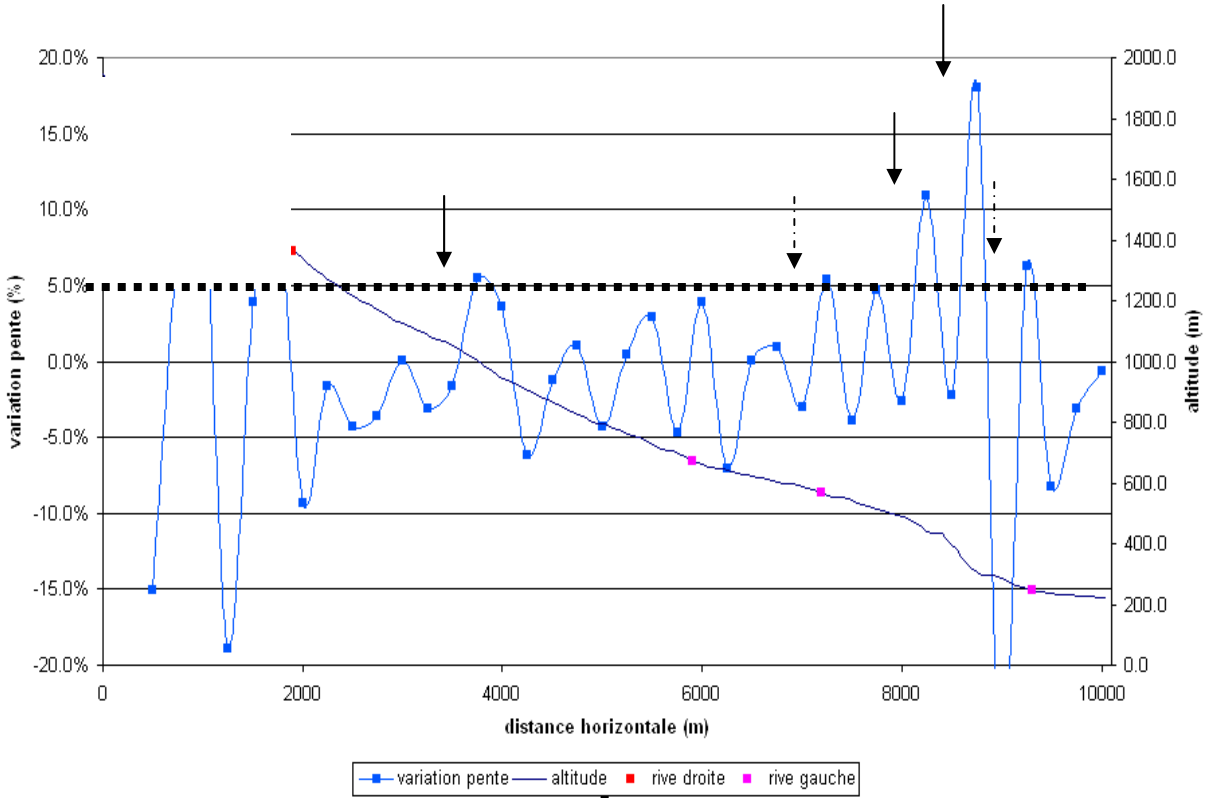


Figure 9 : Profil en long et variation de pente pour le ruisseau des Adrets (n°8). Les anomalies supérieures au seuil choisi sont représentées par une flèche. Celles en pointillées sont celles qui ont été supprimées. Les carrés rouge et rose correspondent à la confluence de rivières secondaires respectivement en rive droite et gauche.

Les profils obtenus montrent un certain nombre de points d'inflexions qui perturbent le profil théorique (figure 9). Ces points d'inflexion ressortent bien sur les variations de pente. Pour attribuer une origine tectonique aux anomalies, il convient de discriminer cet effet par rapport aux autres sources de perturbations : anthropique (barrage …), climatique, structurale, hydraulique. Les rivières incisent un substratum bajocien constitué de roches marno-calcaires [Barféty et al., 2000].

Nous avons considéré que ces terrains sont relativement homogènes, leurs érodabilités a donc été supposé constante sur notre zone d'étude. L'aspect climatique n'a pas non plus été pris en compte. En effet, l'altitude moyenne, l'orientation des bassins versants et le sens d'écoulement des rivières sont assez homogènes.

En revanche, les anomalies correspondant à la présence de barrage (sur le Bréda) et celles se trouvant à la confluence avec une rivière importante (pics 2 et 5 de la figure 9) ont été supprimés. Les anomalies supérieures à un seuil pertinent (5% sur 250 m) sont représentées sur la carte de la figure 10.

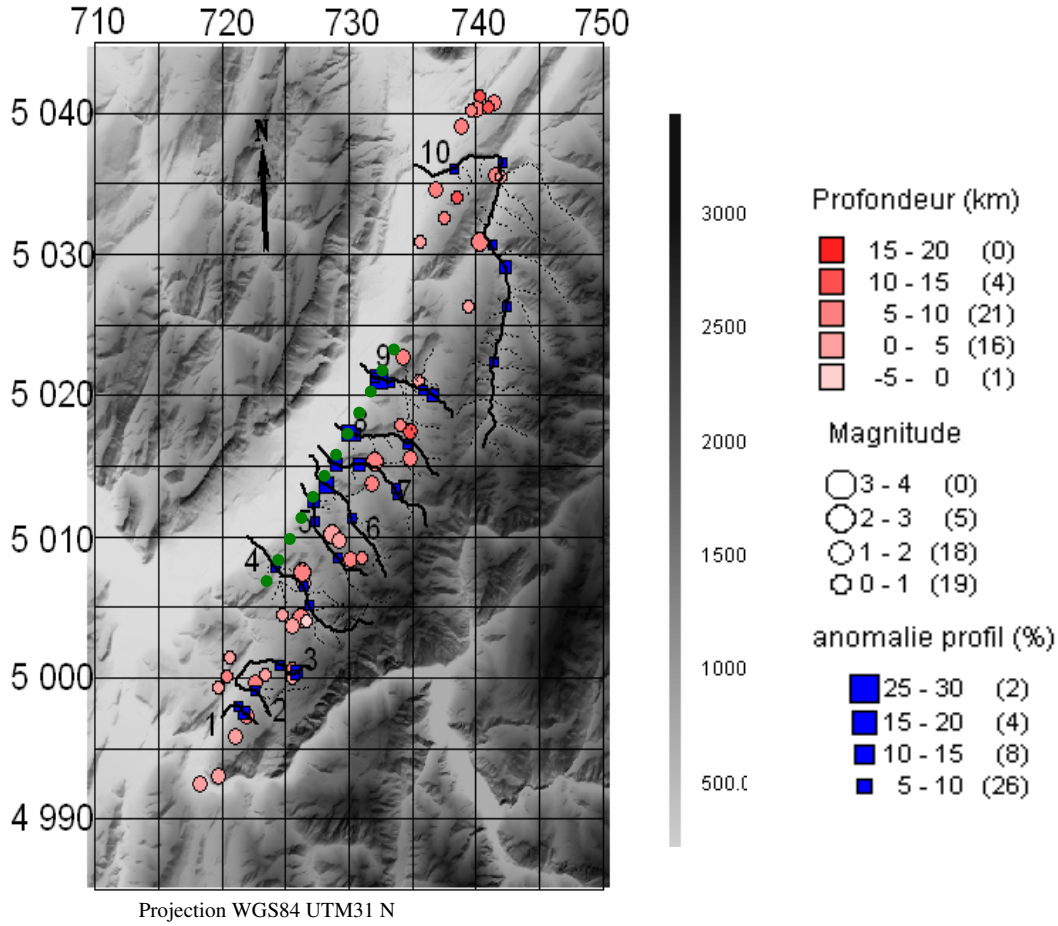


Figure 10 : Carte des anomalies dans les profils des rivières et des séismes enregistrés par le réseau Sismalp [Thouvenot et al, 2003] superposé au MNT IGN 50m. L'orientation de la principale rupture de pente est indiquée par la ligne pointillée verte.

L'examen de cette carte montre un alignement d'anomalies importantes en bordure Sud-Est de la vallée du Grésivaudan correspondant à une nette rupture de pente observable sur les profils en long à une altitude comprise entre 400 et 450m (ligne pointillée sur la figure 10). Deux hypothèses ont été avancées pour l'expliquer. Pour certains cela correspondrait à la présence de failles normales d'extension latérale kilométrique localisée en bordure orientale du Grésivaudan en réponse gravitaire à la surrection du massif de Belledonne [Darmendrail et al., 1994]. Cependant, l'alignement des mécanismes au foyer de la sismicité actuelle de type décrochant [Thouvenot et al, 2003] ne coïncide pas avec la structure de type faille normale. Pour d'autres, ils s'agiraient du paléo-niveau de base de la surface du lac interglaciaire Riss-Würm [Gidon et Barféty, 1996]. Ainsi, la reprise d'érosion suite à la baisse du niveau de base aurait provoqué cette rupture de pente. D'autres anomalies dans les profils de rivières sont présentes dans la bande sismique. Cependant, aucun alignement de replats relatifs au fonctionnement de la faille bordière de Belledonne ne peut être mis en évidence par cette étude. La présence de ces replats sont probablement la conséquence de phénomènes glaciaires (érosion, sédimentation) [Delacou, 1999] et non d'une signature tectonique.

La figure 11 présente les différences entre les profils de rivières observées et un profil à l'équilibre. Deux types d'anomalies sont présentes : une diminution non continue de la pente vers l'aval avec une pente importante entre 250 et 400 m environ lié à la reprise d'érosion suite à la baisse récente du niveau de base [Gidon et Barféty, 1996] et la présence de replats liés à l'érosion glaciaire [Delacou, 1999].

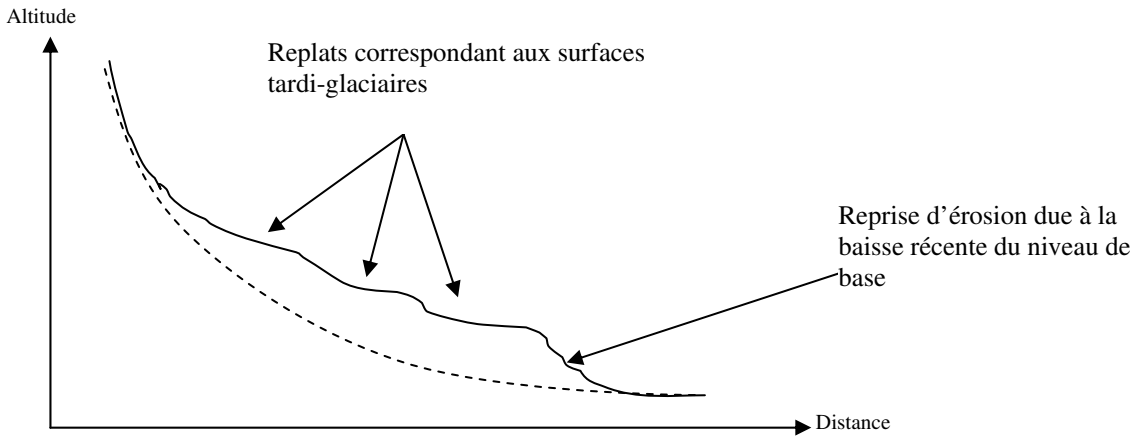


Figure 11 : Différence entre profil observé (trait plein) et profil d'équilibre (pointillé) d'après Delacou, 1999.

Il apparaît également, sur une majeure partie des profils de rivière (4-5-6-7-8), une convexité anormale (figure 11B) localisée dans les terrains secondaires des balcons de Belledonne.

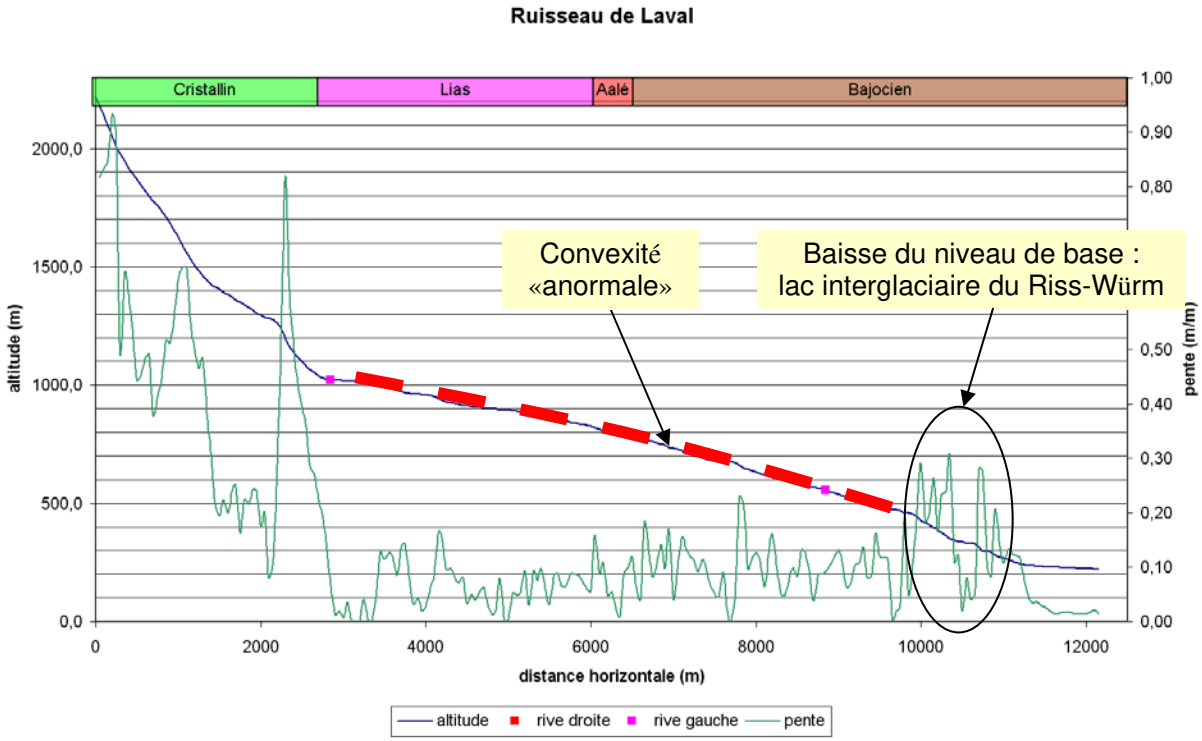


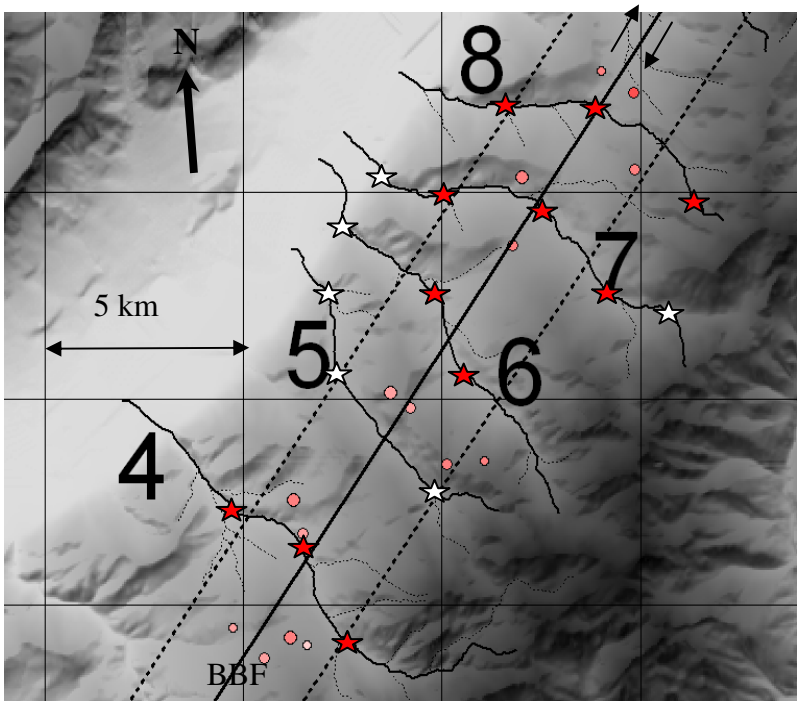
Figure 10B : Exemple de forme du profil et variations des pentes observé le long des principaux ruisseaux des Balcons de Belledonne (Ruisseau Laval. Présence systématique d'une convexité anormale interprétée comme la signature d'une zone instable.

Les profils des rivières lorsqu'ils sont à l'équilibre montrent une concavité liée au processus d'érosion qui permet d'obtenir une surface d'équilibre caractéristique calée sur le niveau de base. Sur la majeure partie des profils on n'observe pas cette concavité mais au contraire il apparaît un bombement anormal. Nous interprétons cette convexité comme la signature topographique d'un apport de matière contrôlé soit (i) par un processus de rééquilibrage gravitaire lié au décollement de la couverture sédimentaire sur le socle, soit (ii) lié à l'activité récurrente de la FFB.

3.2.2. Orientation des rivières

L'activité tectonique liée à une faille décrochante peut également provoquer une variation latérale du cours d'eau [McCalpin, 1996]. L'analyse de l'orientation des rivières met en évidence plusieurs variations brusques d'orientation. Ces anomalies sont représentées sur la carte de la figure 12 par des étoiles.

Figure 12 : Carte des anomalies d'orientation et de la bande sismique déduite de l'analyse statistique des séismes enregistrés par le réseau Sismalp [Thouvenot et al, 2003] superposé au MNT IGN 50m



Certaines variations sont cohérentes avec un jeu de décrochement dextre (étoiles rouges) et confirme donc l'activité sismique. Cependant, elles ne permettent pas d'affiner la zone de faille. En effet, la zone déformée est du même ordre de largeur que celle déterminée à partir de l'analyse statistique des séismes (2 à 4 kilomètres). Cette analyse ne permet donc pas d'améliorer la précision sur le passage de la faille bordière de Belledonne. Cette déformation diffuse pourrait traduire un mouvement lent et continu de la faille bordière de Belledonne [Van Der Beek, communication personnelle].

3.3. Conclusions partielles et perspectives

L'analyse morphologique dans la bande sismique montre l'existence de plusieurs types d'anomalies :

- linéament de contre-pentes;
- convexité anormale des profils des torrents;
- variation brusque des orientations des mêmes torrents.

Ces anomalies morphologiques observées dans la couverture sédimentaire des balcons de Belledonne et dans la bande sismique peuvent être interprétées comme liées à des phénomènes d'érosion différentielle contrôlés par des variations lithologiques de la série sédimentaire. Cependant, notre analyse montre que la morphologie peut être également interprétée comme liée à des processus tectoniques hérités et/ou actifs. Dans un tel contexte, il est actuellement impossible d'établir le rôle de la FBB et de son activité sismique récurrente sur les anomalies morphologiques détectées. Nous proposons dans le futur de resserrer latéralement la bande sismique en relocalisant l'ensemble des épicentres afin d'obtenir une bande sismique plus fine (<km) nous permettant alors l'utilisation de la prospection géophysique de surface afin de traquer les zones potentiellement endommagées par l'activité de la faille.

4. Prospection géophysique au niveau de la faille de la Romanche

4.1. Localisation et méthodes

La prospection géophysique a été utilisée afin de confirmer ou d'infirmer la présence d'une structure en pull-apart au niveau de Séchillienne (BPA) [Pothérat, 2000]. Deux objectifs distincts ont été recherchés : la mise en évidence d'un éventuel épaississement du bassin caractéristique d'une structure en pull-apart [van der Pluijm et Marshak, 1997, p398] et le possible décalage senestre par la faille de la Romanche (FR) d'un accident ancien, le synclinal médian de Belledonne (AMB).

Trois méthodes géophysiques ont été réalisées sur le site : tomographie électrique, profil sismique et mesure de bruit de fond (figure 13)

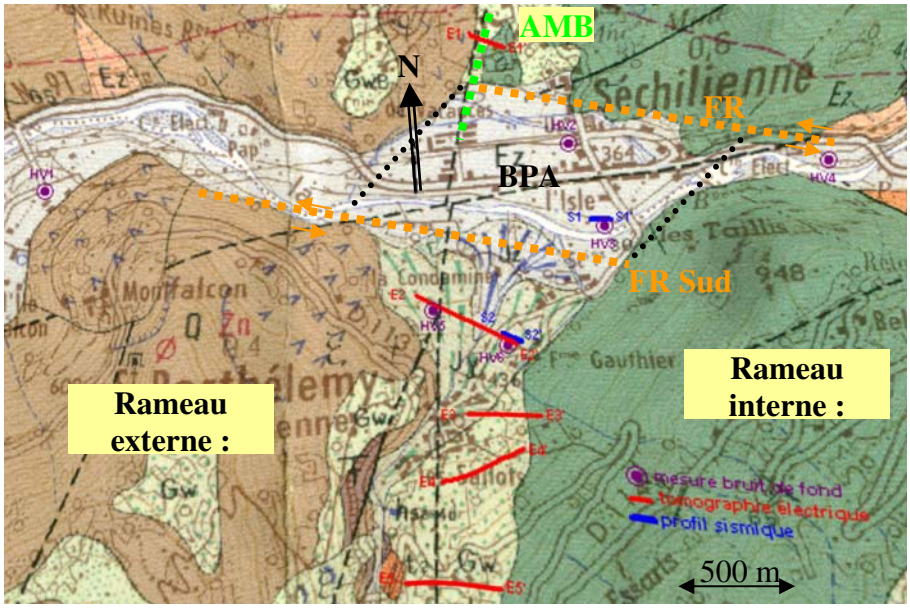


Figure 13 : Localisation de la prospection géophysique sur la carte géologique de Vizille, 1967. Profils électriques E1 à E5. Profils sismiques S1 et S2. Mesures de bruit de fond HV1 à HV6. AMB : Accident Médian de Belledonne. FR Faille de la Romanche. BPA : Bassin en Pull-Apart.

4.1.1. Tomographies électriques

La prospection électrique consiste à injecter du courant en surface entre deux électrodes et à mesurer la différence de potentiel induite entre deux autres électrodes. A partir de la loi d'Ohm, on peut en déduire la résistivité apparente du sous-sol ρa [Telford et al, 1990]. En répétant les mesures et en faisant varier l'espacement entre électrode et le point milieu commun, on obtient la pseudo-section [Barker, 1992], pressentant une « fausse » image 2D de la résistivité apparente du sol. Pour obtenir une image « réelle » (résistivité vraie

(ρ), il est nécessaire d'inverser les données (ρa). Le programme d'inversion utilisé dans le cadre de ce travail est le programme *Res2DInv* [Loke et Barker, 1995 ; Loke, 1998].

Cinq profils électriques (numérotés E1 à E5 figure 13) ont été réalisés dont les paramètres d'acquisition sont récapitulés tableau 4. Le traitement effectué avant inversion pour chaque profil a constitué à éliminer les quadripôles dont le facteur de qualité n'était pas nul et à appliquer un filtre médian sur la pseudo section développé par Ombeline Méric (thèse LIRIGM) en vue d'éliminer les erreurs locales de mesure. Lors de l'inversion, nous avons utilisé la norme L1 qui minimise la première puissance des corrections. Dans ce cas, les grands résidus de ρa ne sont pas plus pénalisés que les petits et le modèle résultant aura tendance à présenter des zones homogènes avec des transitions brusques [Loke, 1998].

Profil	Dispositif	Electrodes	Espacement (m) ≈ Résolution surface	Longueur (m)	Profondeur pénétration (m) ≈ Longueur / 6
E1	Wenner	64	2,5	160	25
E2	Wenner	80 + 16	5	480	65
E3	Wenner	64	5	320	55
E4	Wenner	80	5	400	65
E5	Wenner	80	5	400	65

Tableau 4 : Paramètres d'acquisitions des profils électriques.

4.1.2.Mesures de bruit de fond - rapport H/V

Compte tenu de l'origine du bruit de fond sismique : naturelle (écoulement d'eau, vent,…) ou anthropique (activité industrielle, trafic, machines…), les ondes sismiques le composant sont, pour l'essentiel, des ondes de surface [Bonnefoy-Claudet, 2004]. Leurs caractéristiques de propagation sont donc fortement influencées par les paramètres des sols de surface. La technique du rapport H/V consiste à faire le rapport spectral entre la composante horizontale et verticale du bruit de fond sismique [Nakamura, 1989]. L'expérience montre que, sur les sites rocheux, ce rapport est très généralement plat (indépendant de la fréquence), et est proche de 1, tandis que sur les sites alluviaux, il présente un pic marqué, centré sur la fréquence fondamentale de résonance du site. Pour un milieu à une couche, d'épaisseur h et de vitesse d'ondes de cisaillement Vs, surmontant le substratum rocheux, on a [Lachet et Bard, 1994] :

$$f_0 = \frac{V_S}{4.h}$$

Les mesures du bruit de fond sismique ont été effectuées au moyen de capteurs 3 composantes basses fréquences (5 secondes). Et les données ont été traitées par le logiciel *Géopsy* [Wathelet, 2004].

4.1.3.Profils simiques

Deux profils sismiques en ondes P de 60 m ont été réalisés en utilisant 24 géophones verticaux 4,5 Hz espacés de 2,5 m, avec une masse frappant une plaque. Nous avons interprété ces profils en terme de sismique réfraction et en inversant les ondes de surface en vue d'obtenir des profils de vitesse d'onde P (Vp) et S (Vs) en fonction de la profondeur.

Un exemple d'enregistrement sismique est présenté en figure 14.

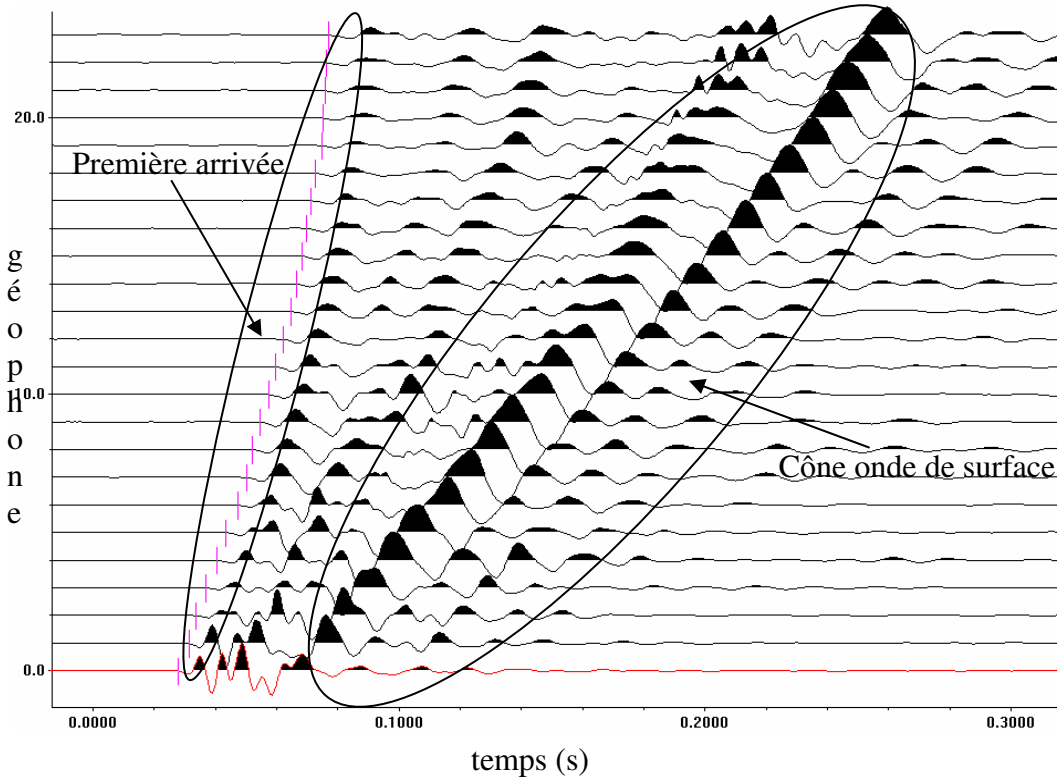


Figure 14 : Enregistrement d'un tir sismique le long du profil S1.

La sismique réfraction consiste à pointer les premières arrivées et à interpréter les hodochrones (temps d'arrivée en fonction de la distance à la source) avec le logiciel *Sardine* [Demanet, 2000].

Les ondes de surface sont des ondes dispersives : leur vitesse varie avec la fréquence. La courbe de dispersion peut être calculée avec le logiciel *Géopsy* et inversée par la méthode de voisinage avec le logiciel *Na_viewer* [Wathelet, 2003].

4.2. Etude de la profondeur du bassin

4.2.1. Rapport H/V

De manière à montrer un éventuel épaississement sédimentaire au niveau du bassin de Séchilienne, quatre mesures de bruit de fond, en amont, en aval et dans le bassin ont été réalisées. En effet, le pic de résonance du rapport H/V est inversement proportionnel à l'épaisseur de la couche de sédiment [Lachet et Bard, 1994] et peut servir d'indicateur de variation d'épaisseur. Un vent fort lors de notre première journée de mesures a rendu inexploitable ces mesures (figure 17).

- Aval du bassin : HV1 (figure 15)

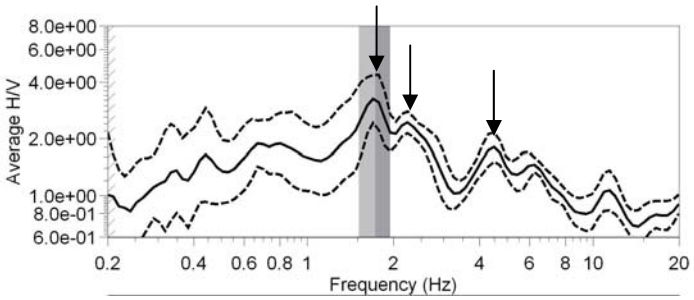


Figure 15 : Mesure de bruit de fond HV1 à l'aval du bassin de Séchilienne. Courbe en gras : valeur moyenne du rapport H/V. Courbes en pointillées : valeurs à ± un écart type du rapport H/V.

Plusieurs pics de résonance ressortent (flèches sur la figure 15) avec une amplitude > 2 dont le premier entre 1,5 et 2 Hz peut correspondre à la résonance de l'ensemble de la couche de sédiment et les suivants à des variations lithologiques à l'intérieur des sédiments ou à des modes supérieurs [Bonnefoy-Claudet, 2004]. Nous ne constatons aucune amplification à basse fréquence (<1 Hz).

- Bassin de Séchilienne: HV2 et HV3 (figure 16)

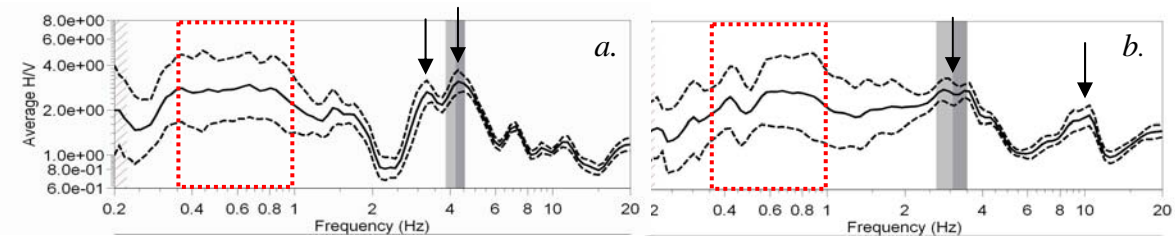


Figure 16 Mesures dans le bassin de Séchilienne. a. HV2. b. HV3. Même légende que pour la figure 3.3.

Nous constatons une amplitude de près de 3 à basse fréquence entre 0,35 et 1 Hz (partie vert sur la figure 16) suivie par des pics plus étroits à plus haute fréquence (flèche sur la figure 16) mais du même ordre de grandeur. Cette amplification à basse fréquence peut être interprété comme la résonance de l'ensemble de la couche de sédiment sur le substratum alors

que les pics secondaires peuvent correspondre à des contrastes lithologiques à l'intérieur des sédiments.

Lors de nos mesures, un paramètre important à été mis en évidence : l'effet du vent sur les résultats. En effet, les mesures effectuées avec un vent fort (figure 17.a.) ont montré une amplification plus importante à basse fréquence (< 1 Hz) ainsi qu'une très forte augmentation de l'incertitude. De plus, il masque les pics qui ressortent à plus haute fréquence sans vent (figure 17.b.). Des résultats comparables ont été trouvé dans la littérature [Bard, 1998]. Ces premiers résultats nous ont laissé pensé que la méthode n'était pas adaptée à notre site (très forte amplification à basse fréquence). Nous avons alors refait les mesures lors d'une journée où le vent était faible, ce qui a donné des résultats interprétables. La figure 17 compare pour un même site (HV2), les résultats obtenus avec et sans vent.

a. b.

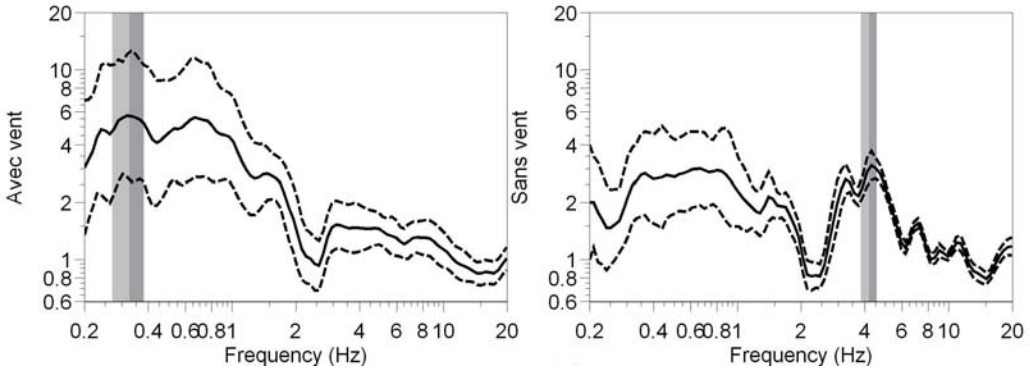


Figure 17 : Mesures H/V réalisées sur un même site (HV2). a. Avec vent. b. Sans vent. Même légende que pour la figure 4.3.

- Amont : HV4 (figure 18)

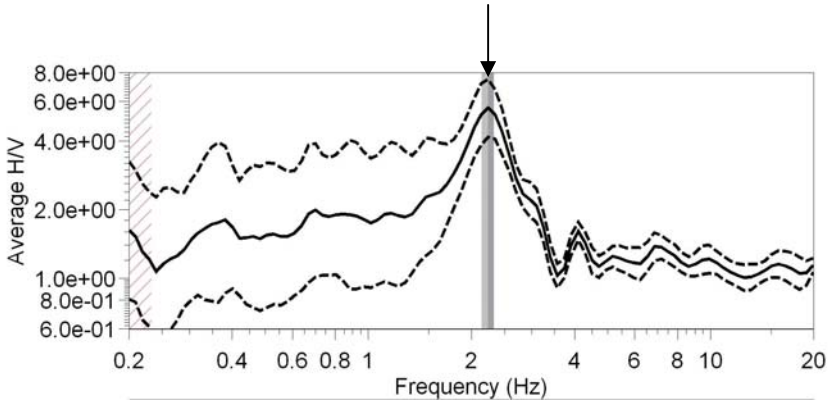


Figure 18 : Mesure bruit de fond HV4 à l'amont du bassin de Séchilienne. Même légende que pour la figure 4.3.

Un pic de résonance apparaît entre 2 et 2,5 Hz (flèche sur la figure 18) ; il peut correspondre à la résonance de l'ensemble de la couche de sédiment. Aucune amplification n'est visible à basse fréquence (<1 Hz).

4.2.2.Profil sismique

Suite aux mesures du bruit de fond, profil de sismique de 60 m a été réalisé dans le bassin (profil S1) afin de déterminer à partir de l'inversion des ondes de surface la vitesse des ondes S sur les premiers mètres (figure 20) ce qui à partir de la fréquence de résonance du rapport H/V nous donnera une épaisseur (en faisant une hypothèse sur l'homogénéité de Vs avec la profondeur). Avec la sismique réfraction onde P (figure 19), nous espérons également comprendre les pics hautes fréquences obtenus par un contraste lithologique dans les sédiments. Ce profil ne nous permettras évidemment pas d'obtenir l'interface sédiment – substratum, car la profondeur de pénétration de notre profil est trop faible (au mieux, nous pouvons espérer descendre à une quinzaine de mètre).

- Sismique réfraction onde P (figure 19)

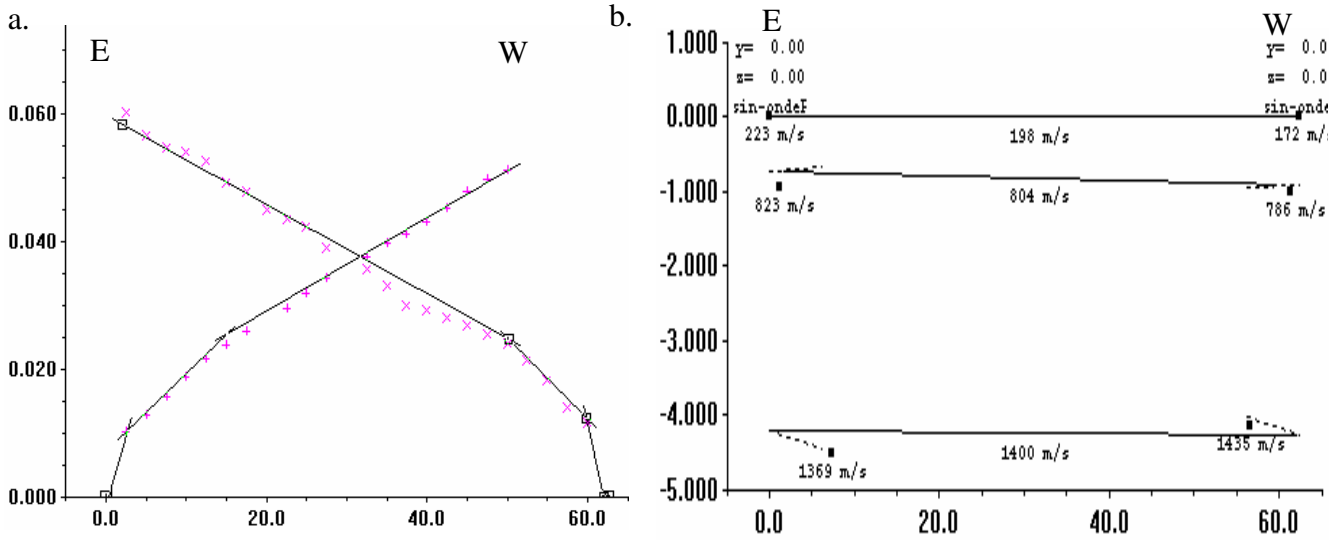


Figure 19 : Sismique réfraction onde P du profil S1-S1'. a. Tracé des hodochrones. b. Interprétation obtenue à partir du logiciel Sardine.

L'hodochrone (figure 19.a.) fait apparaître 3 couches dont les caractéristiques sont données figure 19.b. La première hodochrone n'est tracée qu'avec un point et est donc très sensible à une erreur systématique sur le temps de déclanchement. Cette couche inférieure à 1 m de faible vitesse (200 m/s) correspond sans doute à la zone altérée et remaniée. La vitesse des ondes P est ensuite de 800 m/s jusqu'à 4 m de profondeur où elle augmente jusqu'à 1400 m/s. Cette interface correspond certainement à la position de la nappe alluviale.

- Inversion des ondes de surface (figure 20)

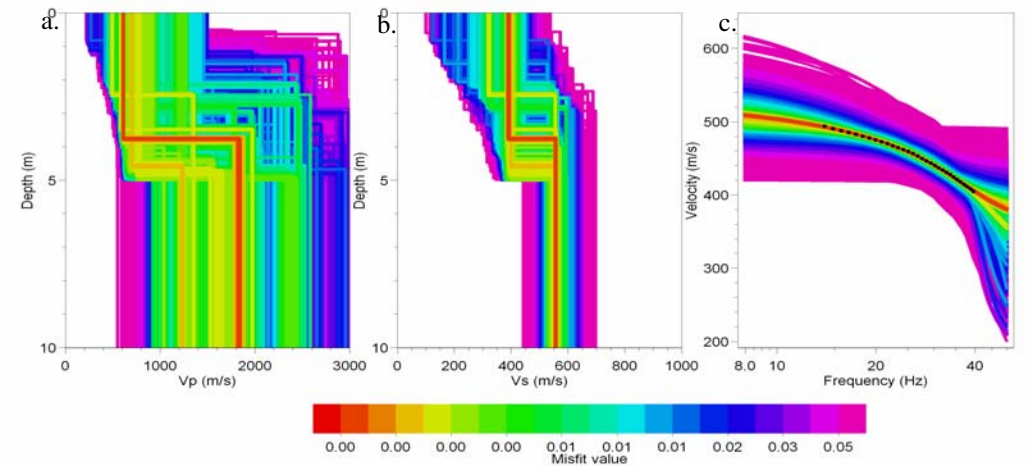


Figure 20 : Résultat de l'inversion des ondes de surface sur le profil S1. a. Profil de Vp en fonction de la profondeur. b. Profil de Vs en fonction de la profondeur c. Courbe de dispersion.

Les ondes de surface ont été inversées en utilisant un modèle bicouche. Le profil des vitesses en onde P est nettement moins bien contraint que celui des vitesses en onde S mais est cohérent avec la sismique réfraction. Le profil de Vs fournit jusqu'à une profondeur de 4 ± 1 m une vitesse Vs comprise entre 300 et 450 m et de 500 à 600 m/s au-delà. En moyenne sur les dix premiers mètres, la vitesse des ondes S se situe entre 500 et 600 m/s. A partir de cette valeur, le pic à 10 Hz sur le point de mesure HV3 correspondant donne une profondeur comprise entre 12.5 et 15 m. Malheureusement, la profondeur de pénétration de notre profil sismique (réfraction en onde P) n'est pas suffisante pour pouvoir le mettre en évidence.

4.2.3.Interprétation

A partir des intervalles de fréquence de résonance et de vitesse des ondes S déterminées, un ordre de grandeur de l'épaisseur du bassin à l'amont, au niveau et à l'aval du bassin de Séchilienne est indiqué dans le tableau 5.

Site	fo (Hz)	Vs (m/s)	H (m)
Amont	[2 ; 2.5]	[500 ; 600]	[50 ; 75]
Bassin	[0.4 ; 1]	[500 ; 600]	[125 ; 375]
Aval	[1.5 ; 2]	[500 ; 600]	[60 ; 100]

Tableau 5 : Estimation de l'épaisseur de sédiment à l'amont, au niveau et à l'aval du bassin de Séchilienne à partir des mesures H/V et du profil sismique.

L'épaisseur de sédiment paraît augmenter au niveau du bassin de Séchilienne ce qui pourrait confirmer une structure en pull-apart. Cependant et vu le faible nombre de mesures, il faut rester prudent quant à l'interprétation des mesures H/V, en particulier l'amplification basse fréquence au niveau du bassin de Séchilienne. L'épaisseur de bassin pourrait être validé par une autre méthode, en particulier par un profil de sismique réflexion.

4.3. Position de l'accident médian de Belledonne (AMB)

Le socle cristallin du massif de Belledonne est divisé en deux par un accident ancien : l'accident médian de Belledonne (AMB) qui sépare le rameau externe à l'Ouest constitué de micaschistes, du rameau interne à l'Est constitué d'amphibolites (figure 13) (carte géologique Vizille, 1967). Au Nord de Séchilienne, le contact entre micaschistes et amphibolites est cartographiable avec une précision d'une dizaine de mètres par l'observation des affleurements. En revanche, au Sud du bassin, la présence de moraine et d'un cône de déjection torrentielle masque ce contact. Son tracé sur la carte géologique est donc très incertain (figure 13). Le but de notre étude a donc été d'imager ce contact au Sud du bassin de Séchilienne par tomographie électrique afin de mettre en évidence et de quantifier son éventuel décalage senestre qui confirmerait l'activité de la faille de la Romanche (figure 13).

4.3.1. Mise en évidence du contact

Notre démarche a été, dans un premier temps, de vérifier la faisabilité de la méthode électrique dans notre objectif d'imager l'AMB. Pour ce faire, nous avons choisi un site au Nord du bassin de Séchilienne où le contact était observable en surface (profil E1, figure 13).

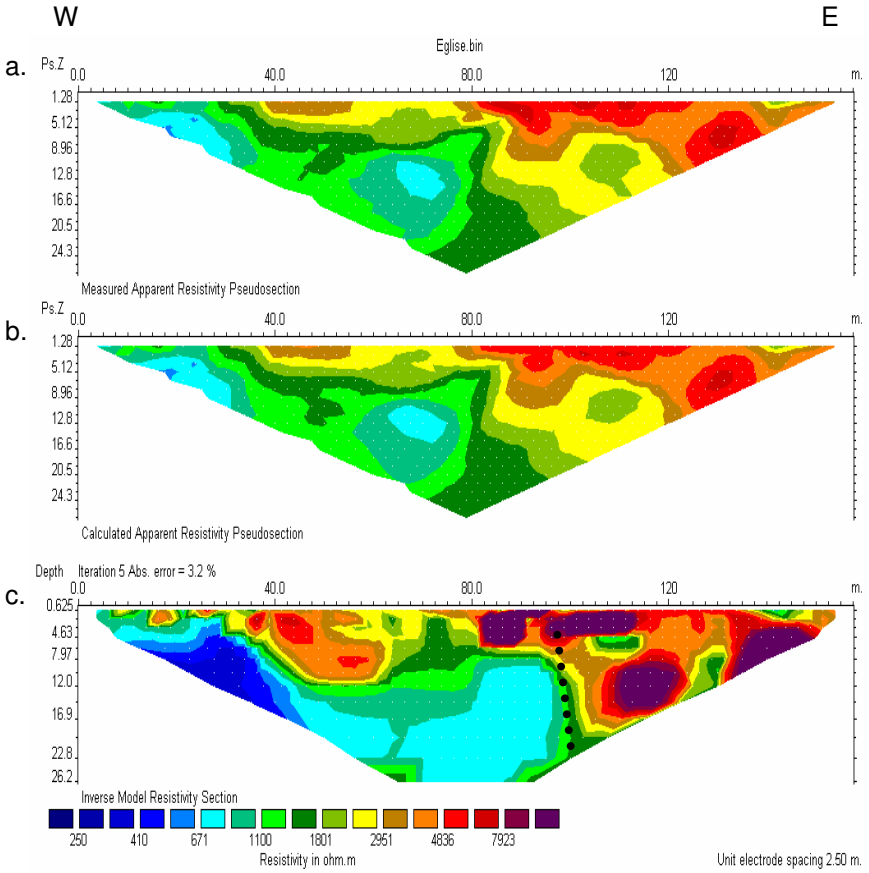


Figure 21 : Tomographie électrique E1 au Nord du bassin de séchilienne. a. Pseudo section mesurée. b. Pseudo section calculée. c. Image de la résistivité vraie RMS = 3,2%.

La figure 21 présente la pseudo section mesurée, celle calculée et l'image de la résistivité vraie. Le RMS (Root Mean Squared) est une mesure de la différence entre la pseudo section mesurée et calculée. En règle générale, pour un RMS inférieur à 5% on considère que le modèle trouvé explique bien les données. Tous nos profils ont un RMS du même ordre de grandeur inférieur à 5% pour 5 itérations.

L'image obtenue (figure 21.c.) montre un net contraste latéral de résistivité (trait pointillé). Ce contraste correspond au contact géologique observé entre les micaschistes à l'Ouest (résistivité comprise entre 400 et 600 ohm.m, ce qui est cohérent avec la valeur de résistivité trouvée dans les micaschistes au niveau de la zone saine du glissement de Séchilienne [Meric et al, in press]) et les amphibolites à l'Est (résistivité comprise entre 3000 et 8000 ohm.m) et confirme la validité de la méthode pour imager l'AMB.

4.3.2.Recherche de la position du contact au Sud

- Profil E2 (figure 22)

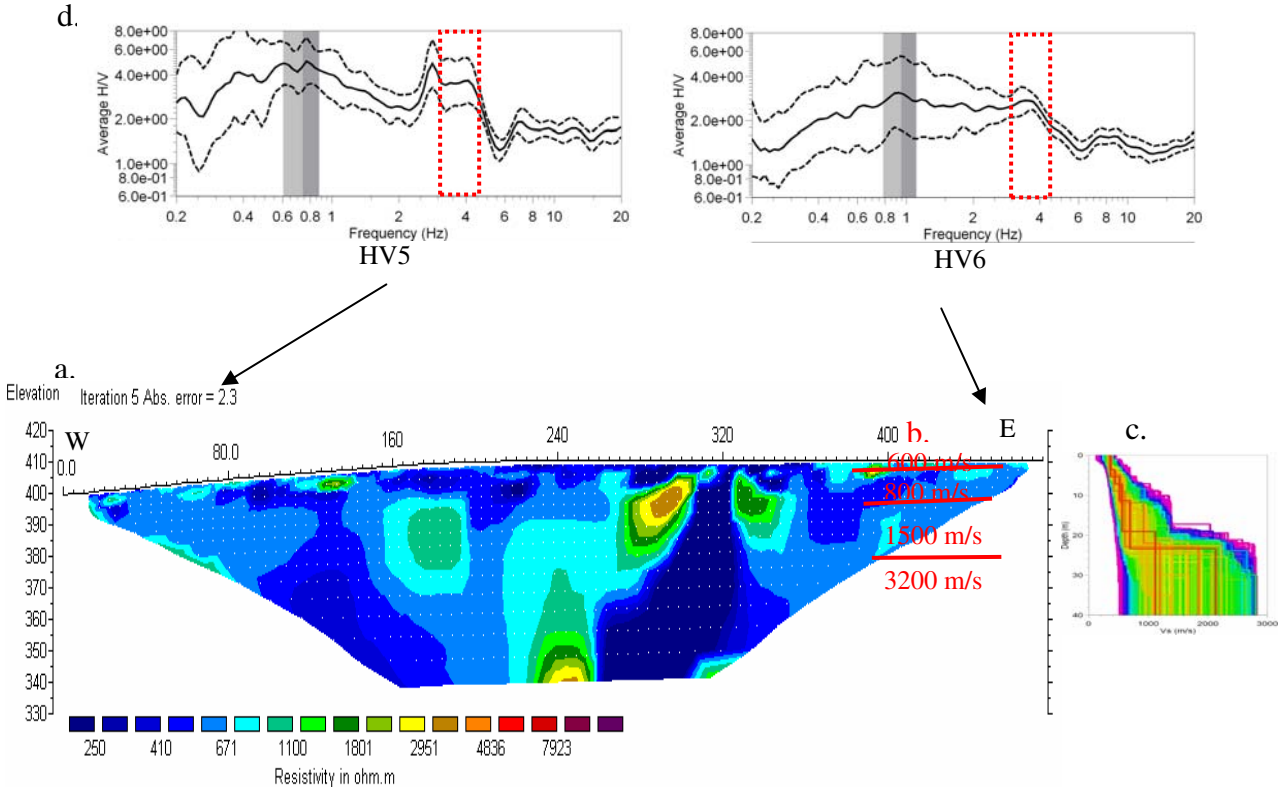


Figure 22 : Résultats géophysiques au niveau du cône de Saint Barthélémy de Séchilienne. a. Tomographie électrique E2 RMS = 2,3%. b. Pofil de Vp issu de l'interprétation de la sismique réfraction du profil S2. c. Profil de Vs issu de l'interprétation de l'inversion des ondes de surface du profil sismique S2. d. Rapport H/V des mesures bruit de fond HV5 et HV6 montrant un pic souligné par le rectangle vert.

Au niveau du cône de déjection dont l'épaisseur est inconnu situé à Saint Barthélémy de Séchilienne, trois types d'essais géophysiques ont été effectués : un profil électrique (E2), un profil sismique (S2) et deux mesures de bruit de fond (HV5 et HV6).

La tomographie électrique indique une résistivité relativement homogène comprise entre 400 et 800 ohm.m,. Vers 320 m, au passage d'un ruisseau, la résistivité chute à moins de 150 ohm.m (figure 22.a.). L'interprétation du profil sismique indique à 30 m de profondeur une couche avec une vitesse des ondes P de 3200 m/s (figure 22.b.). Cette valeur élevée est la signature de la présence du substratum rocheux. Combiné avec la valeur de la résistivité (environ 600 ohm.m), nous en déduisons qu'il s'agit des micaschistes. Ceci est confirmé par le fait que cette valeur de Vp est identique à celle trouvée dans les micaschistes au niveau de la zone saine du glissement de Séchilienne [Meric et al, in press]. Les deux mesures de bruits de fond réalisés sur ce cône indiquent une fréquence de résonance comprise entre 3,5 et 4,5 Hz (figure 22.d.). Avec la valeur de Vs comprise entre 400 et 700 m/s déduite de l'inversion des ondes de surface (figure 22.c.), l'épaisseur du cône est estimée entre 25 et 50 m ce qui est cohérent avec la sismique réfraction. En conclusion, ces essais indiquent une épaisseur du cône de 30 m environ reposant sur les micaschistes avec une absence de contraste de résistivité entre le cône et les micaschistes.

Les amphibolites n'ont donc pas été imagées lors de notre profil. De manière à donner une limite Ouest de la position de l'AMB, nous avons procédé à une modélisation numérique avec le logiciel *Res2dmod* [Loke, 1996] d'un cône de 30 m (600 ohm.m) reposant sur le substratum constitué à l'Est par des amphibolites (5000 ohm.m) et à l'Ouest par des micaschistes (600 ohm.m). Ce contact est mis vertical. Nous recherchons la position du contact à partir de laquelle l'effet des amphibolites n'est plus observable sur l'image obtenue. La figure 23 présente le modèle de départ (figure 23.a.), la pseudo section calculée (figure 23.b.) et l'image après inversion (figure 23.c.) pour un contact mis à 325 m du profil.

Nous observons le début d'une zone plus résistive à l'Est (figure 23.c.) qui n'apparaît pas sur l'image obtenue (figure 22.a.). Cette zone disparaît lorsque le contact est mis plus à l'Est (figure 23.d.) et augmente lorsque ce dernier est positionné plus à l'Ouest (figure 23.e.). Nous en déduisons donc que l'AMB est situé plus à l'Est que l'abscisse 325 m de notre tomographie électrique.

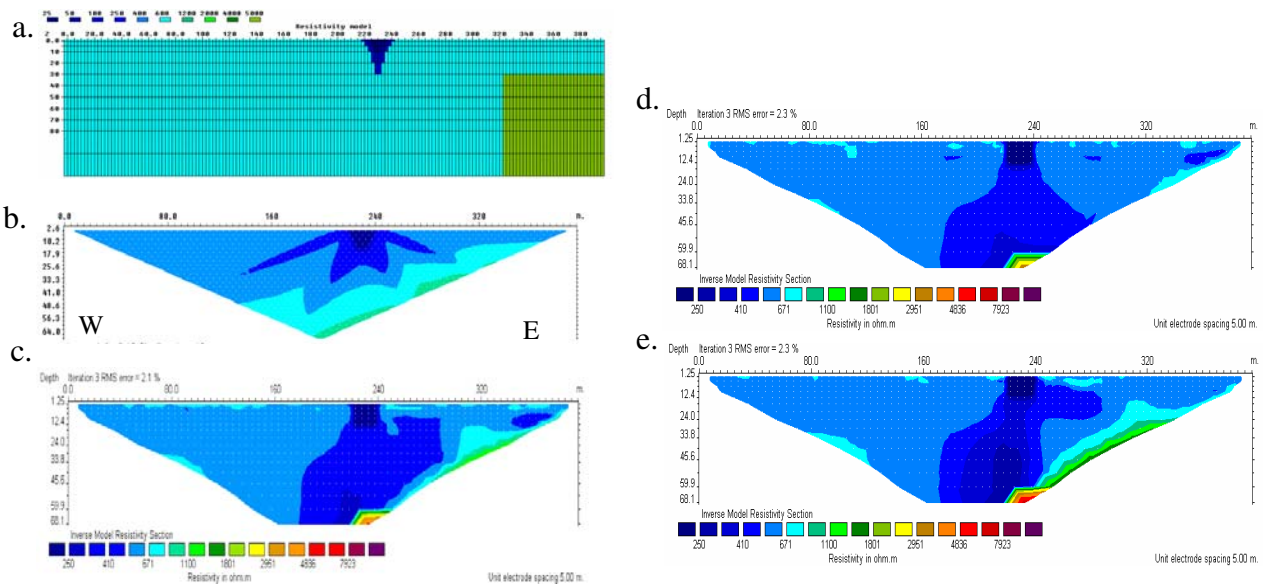


Figure 23 : Résultat de la modélisation pour un contact situé à 325 m. a. modèle de départ. b. Pseudo section calculée. c. Image obtenue après inversion. d. Image obtenue après inversion pour un contact situé à 350 m. e. Image obtenue après inversion pour un contact situé à 300 m.

- <u>Profil E3 (figure 24)</u>

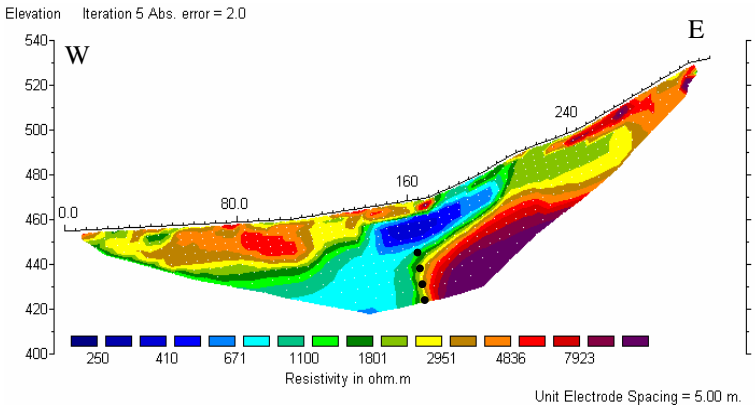


Figure 24 : Tomographie électrique E3 RMS = 2%.

L'image du profil E3 situé vers l'Eglise de Saint Barthélémy de Séchilienne, plus au Sud que le profil E2 montre à 160 m de distance et à partir de 15 m de profondeur un net contraste latéral de résistivité (trait pointillé sur la figure 24) mettant en contact un terrain conducteur à l'Ouest (600 ohm.m) et un terrain résistif à l'Est (> 5000 ohm.m). Ces valeurs correspondent à celles déterminées sur le profil E1 (figure 21) respectivement pour les micaschistes et pour les amphibolites. Ce contact électrique correspond probablement à l'AMB qui coïncide, en surface, avec la présence d'une source captée, ce qui explique la zone très conductrice en surface.

- Profil E4 (figure 25)

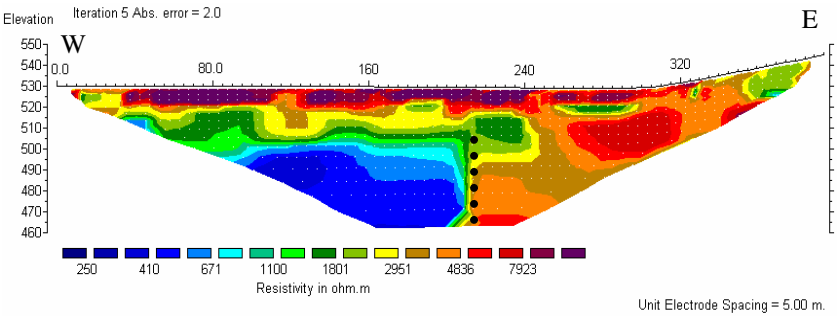
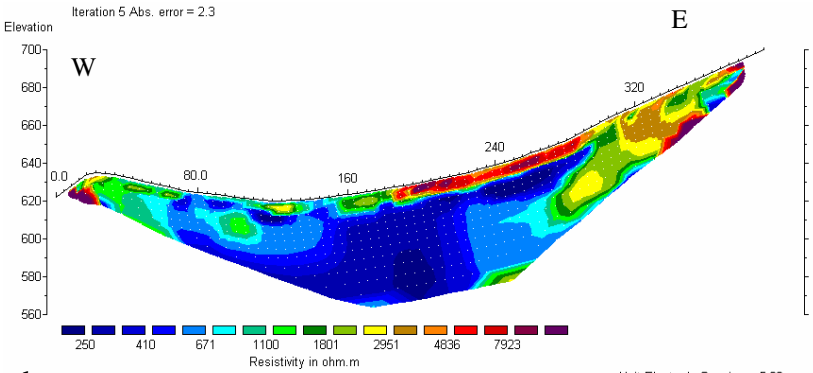


Figure 25 : Tomographie électrique E4-E4' RMS = 2%.

L'image du profil E4 situé vers le lieu dit « Les Sallots » à Saint Barthélémy de Séchilienne, plus au Sud que le profil E3 montre également un net contraste latéral de résistivité (500 ohm.m à l'Ouest et > 4000 ohm.m à l'Est) correspondant probablement à l'AMB (trait pointillé sur la figure 25).

- Profil E5 (figure 26)

a.



b.

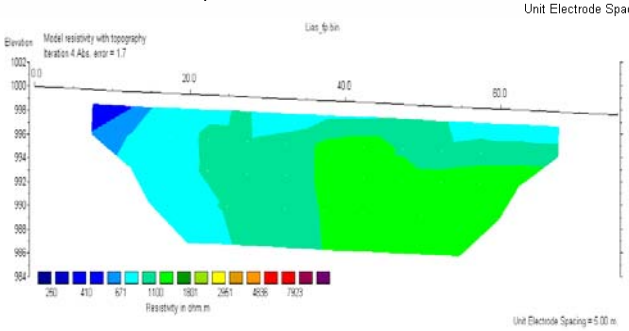


Figure 26 : a. Tomographie électrique E5 RMS = 2%. b. Tomographie électrique dans le Lias RMS =1.7%.

L'image du profil électrique E5 situé au Sud de Saint Barthélémy de Séchilienne (figure 26.a.) montre une zone résistive à l'Est de notre profil (> 2500 ohm.m) et de 0 à 250 m de distance, à 5 m de profondeur, sous une zone très résistive correspondant à des éboulis, un terrain conducteur (300 à 1000 ohm.m). Dans un premier temps, nous avons supposé qu'il

s'agissait du contact amphibolithes – micaschistes (AMB). Cependant, le contact n'est pas vertical et son pendage (45° vers l'Ouest) correspond à la mesure de la foliation des amphibolites effectuée une centaine de mètre plus à l'Est. La présence d'une importante couverture liasique juste au-dessus de notre profil (carte géologique Vizille, 1967), suggère que le terrain résistif correspond peut être à cette couverture sédimentaire. Afin de confirmer cette hypothèse, nous avons effectué une tomographie électrique dans le Lias de manière à connaître la valeur de résistivité de ce terrain (figure 26.b.). Ce profil localisé plus au Sud sur le versant Nord du Grand Serre indique une résistivité du Lias comprise entre 500 et 1200 ohm.m. Cette gamme de valeur est légèrement plus élevée mais du même ordre de grandeur que celle rencontré sur le profil E5. Le contraste observé sur la figure 26.a. serait alors un contact socle - couverture et non l'AMB

4.3.3.Interprétation

Sur la base des tomographies électriques réalisées, sur le fond de la carte géologique de Vizille, 1967, la position de l'AMB a été reportée (figure 27). L'orientation de l'AMB de part et d'autre du bassin de Séchilienne semble identique (N20°).

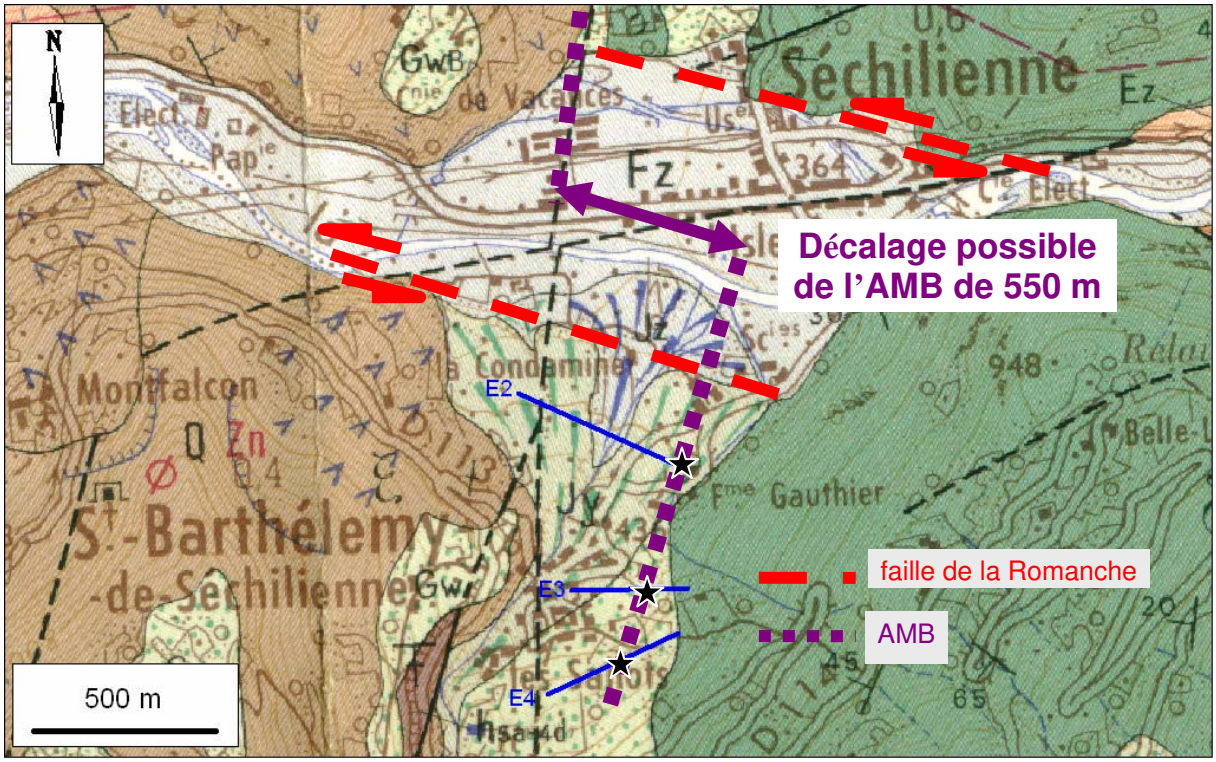


Figure 27 : Interprétation de la position de l'AMB issue de la tomographie électrique. Les étoiles indiquent la position de l'AMB révélée par la tomographie électrique. Au Sud du bassin de Séchilienne, le prolongement de façon rectiligne l'AMB vers le centre du bassin permet de proposer un décalage de550m.

Compte tenu de la relative linéarité des tronçons de l'AMB au Nord et au Sud de la Romanche le prolongement rectiligne de l'accident semble une hypothèse convenable. Ainsi le prolongeant des deux branches de l'AMB vers le centre du bassin impose un décalage de 550 ± 50 m dans le sens senestre. Ce résultat est en faveur de l'hypothèse du fonctionnement en pull-apart du bassin engendré par le coulissage senestre de la faille de la Romanche (voir schéma sur la figure 27).

5. Conclusion

L'objectif principal de ce travail a été la recherche d'indices de surface confirmant la présence de deux structures dans le massif de Belledonne par une approche pluridisciplinaire couplant études géologiques, analyses morphologiques et données géophysiques de sub-surface.

L'analyse microstructurale réalisée sur quatre sites au niveau de la vallée de la Romanche indique une orientation de la paléocontrainte principale majeure sensiblement Est-Ouest en accord avec la direction de raccourcissement mesurée par géodésie. De plus, l'orientation et le mouvement le long des plans striés sont cohérents avec le jeu des deux grandes structures décrochantes plurikilométriques : la faille bordière de Belledonne (N30°, dextre) la faille de la Romanche (N110°, senestre).

La recherche d'indices de surfaces morphologiques confirmant le fonctionnement récent de la faille bordière de Belledonne n'a pu préciser sa géométrie et sa position, en partie en raison d'un couvert végétal dense et d'une forte érodabilité des terrains marno-calcaires. Cependant, plusieurs indices morphologiques comme l'alignement de contre pentes, la convexité des profils et le décalage de rivières sont pas contradictoires avec une activité récente de la FBB.

Une prospection géophysique comprenant six mesures du bruit de fond sismique, deux profils sismiques et six tomographies électriques a été réalisée au niveau de la faille de la Romanche, au niveau de la ville de Séchilienne. Nos résultats montrent un possible épaississement du remplissage du bassin de Séchilienne, et suggèrent également l'existence d'un décalage senestre de plus de 500 mètres de l'Accident Médian de Belledonne (AMB).

Ces résultats géophysiques combinés aux données de paléocontraintes et à la forme losangique du bassin peuvent être interprétés comme la conséquence du fonctionnement d'un bassin de type « pull apart » dont l'ouverture serait commandée par le coulissage senestre de la faille de la Romanche.

L'ensemble de ces interprétations n'est pas en désaccord avec le schéma structural régional simple présenté sur la figure 3. Dans ce schéma la FBB et la faille de la Romanche sont deux structures qui accommodent une compression Est-Ouest en limite du système.

Dans un tel cadre structural, la localisation de l'instabilité gravitaire de Séchilienne, pourrait être influencé par l'intersection de ces deux failles plurikilométriques.

Remerciements

Les résultats présentés dans ce rapport ont été acquis au cours du stage de Master 2 Recherche effectué par **Olivier Leroux** au LIRIGM durant l'année universitaire 2005 sous la direction de D.Jongmans, S. Schwartz et J.F Gamond.

Une partie de ce travail fera l'objet d'une communication à Vienna au congrès de l'EGU 2006 (*NH3.11 session*) sous le titre:

Origin and control of the gravitational movements affecting the southern part of the Belledonne massif (French Alps)

O. Le Roux[1], S. Schwartz[1], D. Jongmans[1], J-F. Gammond[2]

ABSTRACT

The Belledonne massif is located in the western Alps, North East of the town of Grenoble. It belongs to the crystalline external range which extends from the Aar massif in the North to the Argentera in the South. The Belledonne massif, which was affected by the Hercynian and the Alpine oregenies is divided by the near-vertical Belledonne Middle Fault (BMF) which separates a block made of micaschists to the West from a block of amphibolites, gneiss and gabbros to the East. Recently, a 50 km long alignment of earthquakes, running in a N30°E direction, was pointed out on the western flank of the Belledonne massif, suggesting the presence of an active seismic fault (called BBF: Belledonne Border Fault). In the Southern part of the Belledonne massif, the examination of satellite images and aerial photos reveals the presence of a significant number of active or past large slope movements concentrated on a surface of less than 30 km² in the micaschists. Most of these landslides are located along the Romanche river. Of major concern is the large Sechilienne landslide which affects the right south-facing bank of the Romanche river and whose active part (3 10^6 m^3) threatens to dam the valley. Upstream the Sechilienne landslide, the valley widens into a diamond-shape 1 km wide basin which suddenly narrows at the vicinity of the BMF which juxtaposes micaschists and amphibolites. South of the basin, the sediments are covered by a quaternary alluvial fan which is cut by a linear 400 m long and 20 m high scarp of unknown origin. In order to better understand the relations between these morphological features, tectonics and slope activity, a multi-field study coupling geophysical experiments, geomorphology analysis and geological observations has been initiated in this area. A geophysical campaign including electrical resistivity tomography profiles, seismic refraction and microtremor measurements, was performed in the basin and on the alluvial fan. The results showed that the near-vertical north oriented BMF crossing at right angle the Romanche valley is horizontally displaced by about 500 m in the basin with an apparent sinistral strike slip movement and that the sediment thickness increases in the basin comparing to the valley upstream. The fault responsible for this displacement, N110 oriented, does not show any sign of recent activity. The eastward shift of the amphibolites South of this fault explain the diamond shape and the greater thickness in the basin, which both probably result from the glacial erosion of the micaschists. The location of some of the slope movements suggests that they could be linked to the basin formation, although the influence of the BBF can not be discarded.

6. Références

- **Angelier J** *(1990)*: Inversion of field data in fault tectonics to obtain the regional stress – A new rapid direct inversion method by analytical means – Geophysical Journal International, 103, 363-376.
- **Antoine P – Giraud A – Evrard H – Rochet L** *(1994)* : A huge slope movement at Séchilienne, Isère, France - Landslide News, 8, 15-18.
- **Baillie I-C et Norbu C** *(2004)*: Climate and other factors in the development of river and interfluves profiles in Bhutan, Eastern Himalayas - Journal of Asian Earth Sciences, 22, 539-553.
- **Bard P-Y** *(1998)*: Microtremor measurements: a tool for site effect estimation? – Proceeding of the Second International Symposium on the Effects of Surface Geology on Seismic Motion, Yokohama, Japan, 3, 1251-1279.
- **Barfety et al.** *(2000)*: Carte géologique au 1/50.000 feuille de Domène n°773, BRGM.
- **Barker R-D** *(1992)*: A simple algorithm for electrical imaging of the subsurface - First Break, 10, 53-62.
- **Bonnefoy-Claudet S** *(2004)*: Nature du bruit de fond sismique: implications pour les études des effets de site – Thèse de doctorat, Université Joseph Fourier, Grenoble, 240pp.
- **Bott M-H** *(1959):* The mechanism of oblique slip faulting, Geol. Mag., 96, 109-117.
- **Brocard G** *(2002)*: Origine, variabilité spatio-temporelle et signature morphologique de l'incision fluviale dans les Alpes dauphinoises (SE France) – Thèse de doctorat, Université Joseph Fourier, Grenoble.
- **Champagnac J-D** *(2004)*: Tectonique cassante de l'arc interne des Alpes occidentales – Thèse de doctorat, Universités de Neuchâtel et Joseph Fourier, Grenoble, 222 pp.
- **Darmandrail X – Ménard G – Tardy M** *(1994)* : Interprétation néotectonique d' « anomalies » géomorphologiques dans une grande vallée des Alpes nord-occidentales : le Grésivaudan – C.R Acad.Sci.Paris, t.318, série II, 815-821.
- **Delacou B** *(1999)* : Etude géomorphologique des collines bordières de Belledonne : implication néotectonique – Mémoire de maîtrise, Université Joseph Fourier, Grenoble, 28pp.
- **Demanet D** *(2000)* : Tomographies 2D et 3D à partir de mesures géophysiques en surface et en forage – Thèse de doctorat, Université de Liège, 153pp.
- **Gidon M et Barféty J-C** *(1996)* : La structure des collines bordières du Grésivaudan et des secteurs adjacents, à l'est de Grenoble – Géologie Alpine, 72, 5-22.
- **Lachet C et Bard P-Y** *(1994):* Numerical and theoretical investigations on the possibilities and limitations of Nakamura's technique – Journal of Physics of the earth, 42-4, 377-397.
- **Loke M-H** *(1996)*: Res2dMod, version 2.10 - User's manual.
- **Loke M-H** *(1998)*: Res2dInv, Rapid 2D Resistivity and IP inversion using the least squares method - User's manual.

- **Lory P** *(1892)*: Etudes géologiques dans la chaîne de Belledonne – Trav. Lab. Géol., Grenoble, 2, 1-42.
- **Loke M-H et Barker R-D** *(1995)*: Least-squares deconvolution of apparent resistivity pseudosections - Geophysics, 60-6, 1682-1690.
- **Martinod J – Roux L – Gamond J-F – Glot J-P** *(2001)*: Déformation actuelle de la chaîne de Belledonne (Massifs cristallins externes alpins, France) : Comparaison triangulation historique – GPS – Bulletin de la Société Géologique de France, 172-6, 713-722.
- **McCalpin J** *(1996)*: Paleoseismology – Academic press, 284pp.
- **Meric O – Garambois S – Jongmans D – Wathelet M – Chatelain J-L – Vengeon J-M** *(in press)*: Application of geophysical methods for the investigation of the large gravitational mass movement of Séchilienne, France – Can. Geotech. Journal.
- **Morris P.H. et Williams P.F** *(1997)*: Exponential longitudinal profiles of streams - Earth Surface Processes and Landforms, 22, 143-163.
- **Nakamura Y** *(1989)*: A methode for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremor on the ground surface – Quaterly Report Railway Tech. Res. Inst, 30-1, 25-30.
- **Pothérat P** *(2000)*: Mouvement de versant de Séchilienne, étude morphostructurale – rapport LCPC.
- **Ritz J-F et Taboada A** *(1993)*: Revolution stress ellipsoids in brittle tectonics resulting from an uncritical use of inverse methods - Bulletin de la Société Géologique de France, 164, 519-531.
- **Telford W-M - Geldart L-P – Sheriff R-E** *(1990)*: Applied Geophysics, second edition - Cambridge University Press.
- **Thouvenot F – Fréchet J – Jenatton L – Gamond J-F** *(2003)*: The Belledonne Border Fault: identification of an active seismic strike-slip fault in the western Alps – Geophysical Journal International 155, 174-192.
- **Sperner B – Ott R – Ratschbacher L** (1993): Fault-striae analysis: a turbo pascal program package for graphical presentation and reduced stress-tensor calculation - Computers & Geosciences, 19, 1361-1388.
- **Sue C** *(1998)*: Dynamique actuelle et récente des Alpes occidentales internes - Approche structurale et sismologique - Thèse de doctorat, Université Joseph Fourier, Grenoble, 299pp.
- **Van der Pluijm B et Marshak S** *(1997):* Earth structure: an introduction to structural geology and tectonics – WBC/McGraw-Hill, 495pp.
- **Wallace R-E** *(1951)*: Geometry of shearing stress and relation to faulting - Journal of Geology, 59, 118-130
- **Wathelet M** *(2003)*: Report on the inversion of velocity profile and version 0 of the inversion software – SESAME report D14.07.
- **Wathelet M** *(2004)*: Array recordings of ambient vibrations: surface-wave inversion - Thèse de doctorat, Université de Liège, 161pp.