

# Rôle des eaux souterraines dans le déclenchement du glissement de terrain des Eaux-Bonnes (Pyrénées-Atlantiques, France)

Frédéric Huneau<sup>1</sup>, Bruno Martins-Campina<sup>2</sup>, Richard Fabre<sup>3</sup>, Hélène Celle-Jeanton<sup>4</sup>.

## Introduction

Le glissement de terrain des Eaux-Bonnes, également connu sous le nom de glissement de Pleyssse, est localisé dans la zone axiale des Pyrénées de l'ouest, dans la vallée d'Ossau. Cette zone est caractérisée par la présence de nombreux glissements actifs, dont l'un des plus significatifs a débuté le 20 août 1982. De larges portions de terrain ont alors été déplacées avec un volume d'environ 5 millions de m<sup>3</sup>. En mars 1983, le glissement des Eaux-Bonnes s'est arrêté au bout de 130 m de déplacement, après avoir détruit plusieurs maisons, une ligne électrique, des routes, un pont, et dévié le cours du ruisseau Le Cély. Le glissement des Eaux-Bonnes est le plus grand glissement actif des Pyrénées avec celui du Petit Layens (Fabre *et al.*, 2000). Nous présenterons ici les différents facteurs potentiellement impliqués dans le déclenchement de ce glissement de terrain. Nous porterons une attention particulière aux conditions géologiques du site mais aussi à la surveillance hydrochimique des eaux superficielles et souterraines, afin de bien mettre en évidence leur rôle comme facteur de prédisposition au déclenchement du glissement.

## Cadre géologique et fracturation

Le glissement des Eaux-Bonnes se trouve en marge nord de la zone axiale pyrénéenne. Les unités géologiques de base sont composées de roches métamorphiques provenant de l'évolution tectonique polyphasée et des évolutions métamorphiques des orogénèses hercyniennes et pyrénéennes. L'orogénèse hercynienne a conduit à la formation de plis kilométriques NNW-SSE affectant les formations pré-permiennes. Les observations de terrain à proximité des Eaux-Bonnes ont montré l'existence de plis majeurs de direction NNW-SSE au niveau du glissement. On rencontre sur la zone d'étude des formations du Dévonien, du Crétacé et du Quaternaire (Würm) représentées par quatre unités lithologiques :

- entre 800 et 1200 m d'altitude, les schistes sériciteux du Dévonien inférieur (Coblencien) intercalés de niveaux gréseux et présentant localement des inclusions de grauwackes fossilifères. Un escarpement rocheux composé de calcaires gréseux du Dévonien supérieur

recouvre le sommet de ce groupe ;

- les calcaires du Dévonien moyen et supérieur, formant un escarpement majeur jusqu'au sommet de la zone d'étude entre 1 300 et 1 400 m. Ils sont composés de calcaires récifaux massifs, localement recouverts par des calcaires discontinus à texture rubanée. Ce groupe carbonaté massif rappelle les faciès « griotte » du Carbonifère inférieur. L'épaisseur de cette formation, qui affleure aussi en rive gauche du Cély au sud-est de la zone d'étude, ne dépasse pas 60 à 80 m ;
- recouvertes par les schistes du Dévonien (plan de chevauchement), les formations crétacées sont constituées de calcaires récifaux du Santonien moyen, comportant des niveaux massifs de dépôts gris graveleux à joints stylolithiques rouges et *Hippurites* ;
- les dépôts quaternaires composés de moraines glaciaires datées du Würm. Ces dépôts sablo-graveleux recouvrent la zone d'étude jusqu'à une altitude de 1 075 m et contiennent par endroits des blocs décimétriques à métriques de schiste, grès ou calcaire. L'épaisseur de cette formation ne dépasse pas 25 m.

Les schistes du Dévonien présentent une schistosité (So/S1) orientée N70°W avec un pendage de 20 à 60° vers le NE. La zone comporte de nombreux plis d'axe orienté N40°E à N60°W et à pendage de 20° ou plus vers le NE. Ces plis sont localisés au nord de la zone où les calcaires dévoniens et les schistes affleurent.

La zone des Eaux-Bonnes est caractérisée par la présence de quatre fractures majeures et de deux plis isoclinaux : (i) le synclinal des calcaires dévoniens d'axe N70°W, (2) l'importante crête anticlinale identifiée au niveau du glissement et qui affecte les schistes sériciteux du Dévonien inférieur. Au niveau de la zone d'étude, les orientations des fractures principales sont :

- N100°W-NS, failles normales à pendage ouest de 60° ;
- N50°W-N40°W, faille normale à pendage sud-ouest de 50° à 80°. Cette direction sépare d'ailleurs la pente du versant en deux blocs structuraux avec un rejet d'environ 100 m entre le bloc I et le bloc II (Fig. 1). Ces deux blocs montrent une différence dans les directions de foliation, avec une So/S1 variant de N80°E pour le bloc I à N40°W pour le bloc II ;

1. Auteur correspondant pour cet article. Université Bordeaux-1, GHYMAC Géosciences Hydrosociences, B18, avenue des Facultés, 33405 Talence, France. Tél. : 05 40 00 88 41. Fax : 05 40 00 31 13. Courriel. : f.huneau@ghymac.u-bordeaux1.fr

2. GHYMAC *idem* note 1.

3. GHYMAC *idem* note 1.

4. Université de Clermont-Ferrand, LMV-CNRS UMR 6524, 5 rue Kessler, 63038 Clermont-Ferrand, France. Courriel. : h.celle-jeanton@opgc.u-bpclermont.fr

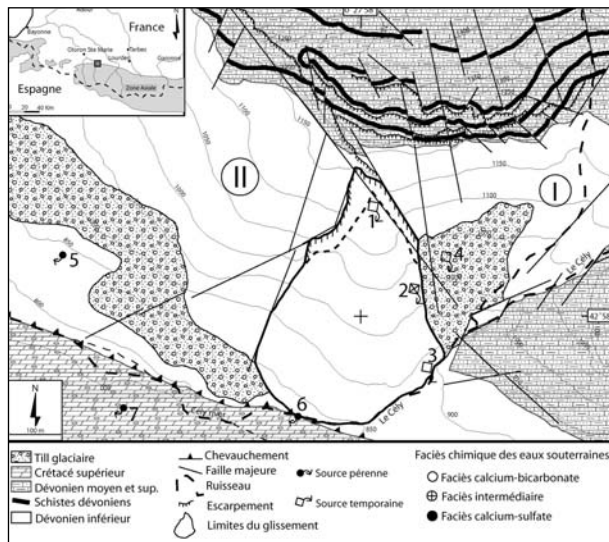


Figure 1. Carte géologique simplifiée du versant des Eaux-Bonnes, localisation du glissement.

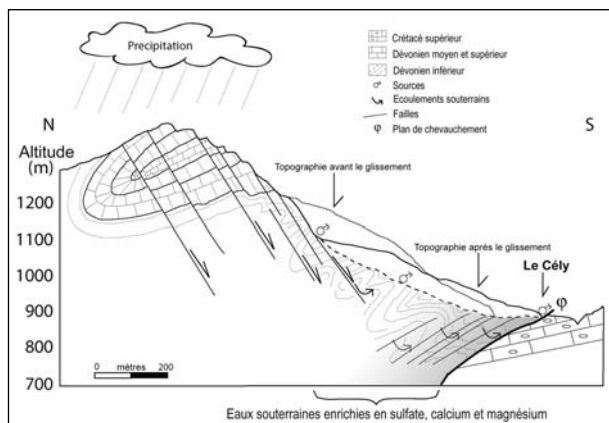


Figure 2. Coupe schématique du glissement des Eaux-Bonnes et localisation des sources. Les circulations d'eau souterraine sont indiquées par les flèches.

- N60°E-N70°E, faille normale à pendage sud de 60°, à l'origine d'un rejet de 200 m dans les calcaires du Dévonien supérieur ;
- N80° W pour une faille chevauchante entre les niveaux du Dévonien inférieur et ceux du Crétacé supérieur, située dans le sud de la zone d'étude ; son pendage se situe entre 15 et 40° vers le nord-est (Fig. 2).

## Caractéristiques du glissement

Le glissement des Eaux-Bonnes est situé sur le flanc droit de la Vallée d'Ossau. Il est limité au sud-est par le Céty et sa base se trouve à une altitude de 850 m. D'une largeur d'environ 300 m, il est constitué d'une masse rocheuse glissée de calcaires du Dévonien reposant sur

des dépôts alluviaux quaternaires et des tills glaciaires. Au sommet du glissement, à une altitude d'environ 1 150 m, se trouve un escarpement de 120 m de haut et 50 à 120 m de large. La zone d'arrachement du glissement atteint une profondeur d'environ 50 à 70 m et le volume de matériaux déplacé est estimé à environ cinq millions de m<sup>3</sup>.

La morphologie des dépôts se trouve contrainte par les nombreuses failles délimitant le périmètre. En fait, ce glissement est délimité par un polyèdre de fracturation suivant trois directions de fractures : N60°E-N70°E, N50°W-N40°W et N10°W-NS (Fig. 3). Le recul du glissement a été rapide et au moment de la phase paroxysmale (20 août 1982) il a atteint une vitesse d'environ 3m/jour. Une décélération brutale a ensuite été observée, en dépit de deux courtes périodes d'accélération les 21 septembre et 11 novembre 1982 (Fig. 4). En mars 1983, le glissement s'est finalement arrêté après avoir parcouru une distance d'environ 130 m.

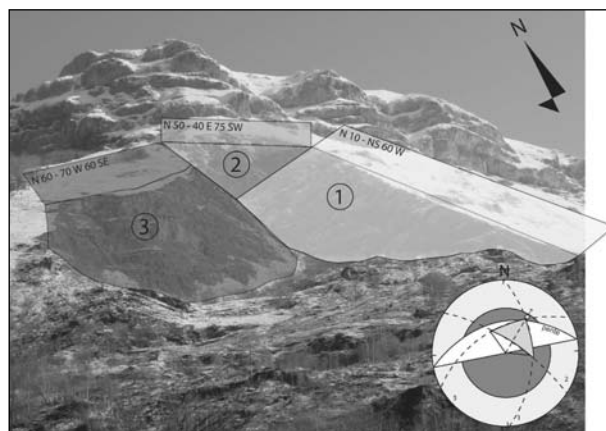


Figure 3. Polyèdre instable du glissement des Eaux-Bonnes, défini par trois directions de fracturation (projection de Wulff, hémisphère supérieure). Le cercle gris correspond à l'angle de friction des fractures, proche de 38°.

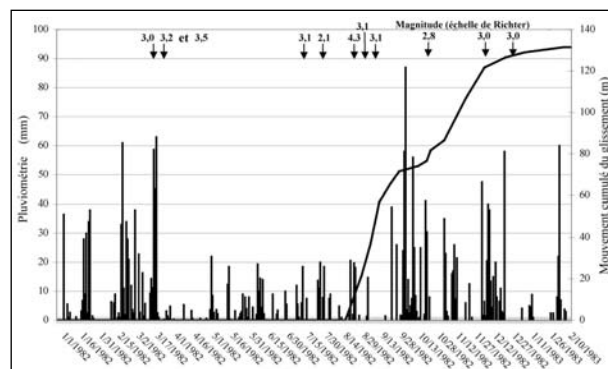


Figure 4. Pluviométrie (bâtonnets verticaux), sismicité et déplacement cumulé du glissement (courbe) en fonction du temps (1er janvier 1982 - 1er mars 1983).

## Facteurs de déclenchement

Le déclenchement d'un glissement de terrain dépend de plusieurs paramètres, à la fois complexes et interdépendants. Parmi ceux-ci on peut citer : (1) les épisodes de fortes pluies, (2) le cumul de précipitation précédant le départ du glissement, (3) la fonte des neiges, (4) les modifications du niveau des eaux souterraines. Sur le secteur d'étude, les facteurs potentiels de déclenchement principaux sont les tremblements de terre et les épisodes de fortes pluies, associés à une augmentation de la pression interstitielle au niveau des discontinuités majeures du sous-sol (voir Fig. 4).

## Tremblements de terre

Plusieurs tremblements de terre ont été enregistrés à proximité de la zone d'étude, tous présentant une magnitude comprise entre 2,0 et 4,3 (base de données RéNaSS). La figure 4 présente le déplacement cumulé du glissement en fonction de la chronologie des différents tremblements de terre enregistrés, de magnitude supérieure à 2,5, et dont l'épicentre est à moins de 50 km des Eaux-Bonnes. Il n'existe pas de corrélation évidente entre la vitesse du glissement (et en particulier les phases d'accélération) et les manifestations sismiques. En fait, aucun tremblement de terre ne s'est produit durant le mois précédent le début de la phase paroxysmale du glissement. De plus, les tremblements de terre qui se sont produits pendant le mouvement du glissement ne semblent pas avoir eu d'influence sur sa vitesse de déplacement. En conclusion, bien que la sismicité puisse avoir potentiellement induit une accélération des phases du mouvement, le départ global du mouvement ne peut être expliqué par les tremblements de terre, relativement faibles et distants, enregistrés dans la région.

## Précipitations

La région des Eaux-Bonnes est caractérisée par un régime des précipitations typiquement montagnard, comportant des précipitations neigeuses devenant très importantes à partir de 1 100-1 200 m d'altitude. La pluviométrie est caractérisée par une variabilité interannuelle très importante et bien que la moyenne annuelle des précipitations sur la période 1963-1998 soit de 1 276 mm, en 1981 et 1982 elle a pu atteindre respectivement 2 428 et 2 128 mm (Martins-Campina, 2005 ; Martins-Campina *et al.*, 2008). Le détail des observations pluviométriques montre que des pluies importantes ont affecté le secteur environ huit mois avant la phase paroxysmale du glissement. Toutefois, il n'a pas plu pendant les quinze

jours précédant le début du glissement.

Bien qu'une relation directe entre précipitations et glissement puisse être exclue, le rôle des abondantes pluies de 1981 et 1982 ne peut être ignoré car l'infiltration de ces eaux météoriques a pu contribuer à l'augmentation de la pression interstitielle au niveau des fractures pré-existantes. En effet, la fracturation des schistes dévoniens facilite de façon incontestable les circulations d'eau, comme l'atteste l'existence de cinq sources au niveau du glissement. Contrairement à d'autres études du même type (Méneroud, 1983 ; Alfonsi, 1997), le mouvement du glissement n'a pas été influencé uniquement par la quantité de précipitation (voir Fig. 4).

À ce stade, deux facteurs de prédisposition majeurs au départ du glissement peuvent donc être identifiés :

- l'existence de trois directions de fracturation majeures délimitant un polyèdre de rupture (voir Fig. 3) ;
- la circulation du Cély, à la base du glissement : le Cély a potentiellement eu une influence néfaste sur la stabilité du versant car, avant 1982, il avait développé un important canyon d'environ 20 m de profondeur à la base du versant des Eaux-Bonnes.

## Hydrogéologie et hydrogéochimie

Une étude hydrogéologique du site a révélé l'existence de cinq sources en divers endroits du glissement et à différentes altitudes par rapport au plan de glissement. Il était donc important d'étudier la chimie de ces eaux ainsi que leur évolution, dans l'objectif d'identifier leur origine et d'évaluer leur rôle potentiel dans le déclenchement du glissement. Une étude hydrogéochimique a été réalisée d'avril 2003 à avril 2004 sur les cinq sources principales à proximité immédiate du glissement, ainsi que sur les eaux du Cély. Les paramètres physico-chimiques de terrain ont été mesurés (pH, température, conductivité électrique - CE - et alcalinité) et les ions majeurs dosés à un pas de temps mensuel.

Les eaux souterraines ont été collectées dans deux flacons de 50 ml en polyéthylène (un pour les anions et un pour les cations) après filtration au travers d'une membrane de 0,45 µm ; le prélèvement pour le dosage des cations a été ensuite acidifié jusqu'à atteindre un pH < 2. Les échantillons ont été conservés réfrigérés et analysés rapidement par HPLC. L'alcalinité a été mesurée sur le terrain par dosage colorimétrique (Titrimètre digital HACH). Le pH, la CE et la température ont été respectivement mesurés par un pH-mètre WTW 330i et un conductimètre WTW 330i.

Bien que la géochimie des eaux soit dominée par les ions calcium et bicarbonate, quelques sources montrent une tendance à l'enrichissement en sulfate (Tabl. 1). La chimie des eaux thermales de la station des Eaux-Bonnes (EB) est également présentée dans le tableau 1, les eaux émergeant au niveau de cette source ayant une origine très profonde (Crétacé supérieur).

Le diagramme de Schoeller de la figure 5 illustre clairement les différentes origines des eaux souterraines et leur gamme de minéralisation. Nous pouvons y définir **trois types d'eau** principaux en fonction du contenu en ions sulfates. Un premier groupe inclut les sources Cône (1), le Cély (3) et la source Tra (4) pour lesquelles le faciès des eaux est bicarbonaté calcique avec peu de sulfate. Un groupe intermédiaire est constitué par les sources Mig

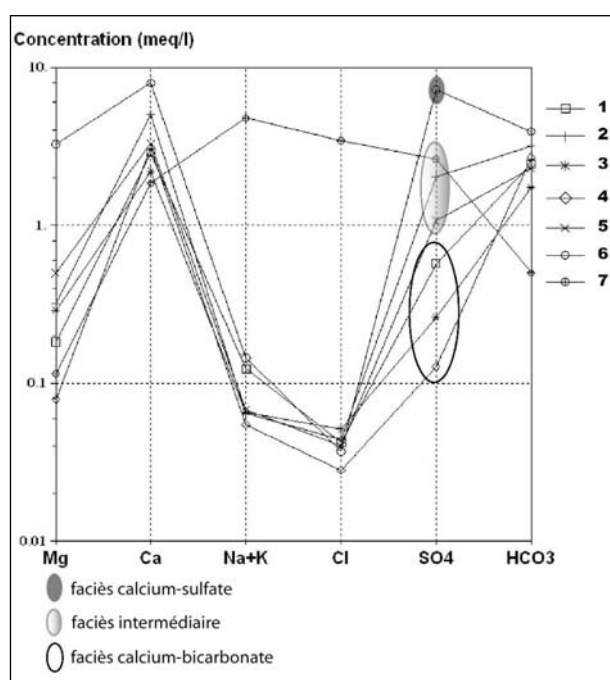


Figure 5. Diagramme de Schoeller représentant la chimie des eaux souterraines du versant des Eaux-Bonnes.

(5) et l'eau thermale des Eaux-Bonnes (7) avec des concentrations en sulfate comprises entre 1,06 et 3,10 meq/l. La source Bou (6) est très minéralisée en calcium et sulfate avec des teneurs allant jusqu'à 8,33 meq/l en  $\text{SO}_4^{2-}$  et jusqu'à 10,20 meq/l en  $\text{Ca}^{2+}$ . Les eaux thermales des Eaux-Bonnes, d'origine profonde, présentent une signature géochimique très différente, avec un faciès sodi-chloruré-sulfaté.

Ainsi, les concentrations en sulfate nous apportent une information importante sur la circulation des eaux à l'intérieur du versant des Eaux-Bonnes. En effet, bien que ces concentrations soient importantes dans les eaux de la source Bou (6), la plupart des eaux échantillonnées présentent un profil bicarbonaté calcique avec des teneurs en magnésium notables, autour de 3,29 meq/l. Ceci est en accord avec la géologie des terrains à proximité du glissement et notamment avec la composition des sédiments dévoniens, constitués majoritairement de calcaires et de bancs dolomitiques assez fins. La teneur en magnésium est un bon indicateur du temps de séjour des eaux souterraines dans les milieux carbonatés en raison de sa cinétique de dissolution assez lente (Edmunds et Smedley, 2000). Ceci nous conduit à la proposition de deux hypothèses : 1) les eaux souterraines ont circulé, au moins un temps lors de leur parcours souterrain, dans des niveaux carbonatés, 2) leur temps de résidence est important. En conséquence, les eaux de la source Bou (6) ne peuvent être considérées comme des eaux de surface et leur géochimie traduit un parcours complexe dans des terrains de nature variée.

Les concentrations en sulfate dans l'eau des sources augmentent du haut vers le bas du glissement. Au sommet de l'arrachement, le faciès bicarbonaté calcique des eaux indique une infiltration et une circulation dans les calcaires francs du Dévonien moyen constituant le sommet du versant.

L'augmentation graduelle des concentrations en sulfate ainsi que la forte teneur mesurée à la source Bou

| Sources<br>(cf. Fig.1) | Altitude<br>(m) | Débit* (l/s) |       | Faciès chimique                                                    | Régime     | Réponse<br>aux pluies | Encaissant |
|------------------------|-----------------|--------------|-------|--------------------------------------------------------------------|------------|-----------------------|------------|
|                        |                 | Été          | Hiver |                                                                    |            |                       |            |
| (1) Cône               | 1100            | 0            | 1     | $\text{HCO}_3^- - \text{Ca}^{2+}$                                  | Irrégulier | Forte                 | Schiste    |
| (2) Mig                | 1000            | 0            | 5     | $\text{HCO}_3^- - \text{Ca}^{2+} - \text{SO}_4^{2-}$               | Irrégulier | Modérée               | Schiste    |
| (4) Tra                | 1020            | 0            | 5     | $\text{HCO}_3^- - \text{Ca}^{2+}$                                  | Irrégulier | Modérée               | Moraine    |
| (5) Fis                | 830             | 5            | 10    | $\text{HCO}_3^- - \text{Ca}^{2+}$                                  | Régulier   | Faible                | Schiste    |
| (6) Bou                | 850             | 10           | 25    | $\text{HCO}_3^- - \text{Ca}^{2+} - \text{SO}_4^{2-}$               | Régulier   | Faible                | Schiste    |
| (3) Cély               | 870             | 0            | 100   | $\text{HCO}_3^- - \text{Ca}^{2+}$                                  | Irrégulier | Forte                 | Calcaire   |
| (7) EB                 | -               | -            | -     | $\text{HCO}_3^- - \text{Ca}^{2+} - \text{Cl}^- - \text{SO}_4^{2-}$ | Régulier   | Pas de réponse        | Calcaire   |

Tableau 1. Liste des sources étudiées (localisation : voir fig. 1), signature géochimique des eaux souterraines, réponse aux pluies et encaissant géologique. Légende : \* : estimation ; - : pas de données.

(6), de l'ordre de 8,33 meq/l, peuvent être expliquées de plusieurs façons :

1. les sulfates proviennent de l'oxydation de la pyrite ( $\text{FeS}_2$ ) que l'on rencontre en petite quantité dans les schistes du Dévonien. Néanmoins, une augmentation des teneurs en sulfate liée à des phénomènes d'oxydation de ce type ne permet en général d'enrichir l'eau souterraine que de quelques dizaines de mg/l (Pauwels *et al.*, 2000), ce qui est bien insuffisant pour expliquer des teneurs atteignant 8,33 meq/l soit près de 400 mg/l. De plus, l'oxydation de la pyrite se produit en général dans un milieu à tendance acide (Appelo et Postma, 1999), ce qui n'est pas le cas ici : l'ensemble des pH mesurés présentent une forte tendance à la basicité ;
2. les eaux souterraines de la source Bou (6) proviennent des unités carbonatées du Crétacé supérieur. Ces formations sont connues pour conférer aux eaux une signature géochimique riche en sodium et en chlorure, comme le sont les eaux thermales des Eaux-Bonnes. Cette hypothèse est invalidée par le fait que les eaux thermales des Eaux-Bonnes sont pauvres en sulfate et que les eaux de la source Bou(6) sont presque dépourvues de chlorure et de sodium. Il n'existe donc aucun mélange entre ces deux types d'eau souterraine ;
3. une dernière hypothèse correspond à un lessivage de niveaux gypsifères par les eaux souterraines émergeant à Bou (6). Il existe en effet une forte corrélation entre les ions calcium et sulfate (Fig. 6). Une dissolution de gypse est en effet à même de provoquer un enrichissement concomitant des eaux souterraines pour ces deux espèces. Il doit également être remarqué que les concentrations en sulfate sont maximales pour la source Bou (6), mais également importantes pour la source Mig (2). Le diagramme de Schoeller de la figure 5 montre clairement un mélange progressif entre des eaux à

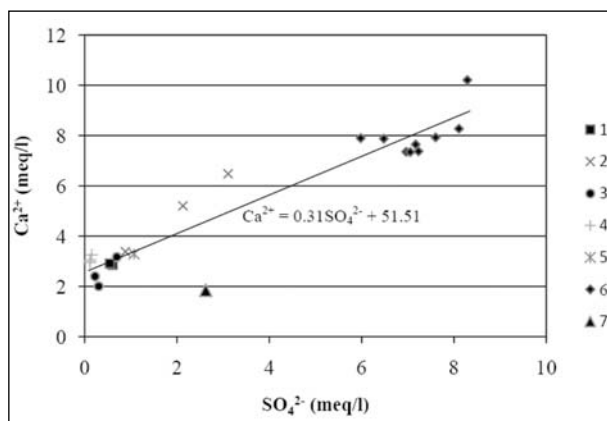


Figure 6. Corrélation entre les concentrations en calcium et en sulfate dans les eaux souterraines du versant des Eaux-Bonnes.

faciès bicarbonaté-calcique témoins d'eaux circulant dans des formations carbonatées, avec des eaux riches en sulfate originaires de niveaux riches en gypse.

## Eaux souterraines et déclenchement du glissement

La présence de gypse dans la région des Eaux-Bonnes est hautement probable, même si aucun affleurement n'est connu à proximité immédiate du glissement. Plusieurs niveaux de roches sédimentaires triasiques peuvent être reconnus à proximité du plan de chevauchement, entre les niveaux du Dévonien inférieur et ceux du Crétacé supérieur dans la région de Laruns (Ternet *et al.*, 2003). Ces dépôts triasiques, qui comportent des niveaux gypsifères, apparaissent sous forme de lentilles discontinues. Par analogie avec la région de Laruns, des niveaux à gypse pourraient être localisés à faible profondeur à la base du versant des Eaux-Bonnes et donc à la base du glissement.

Comme il n'existe pas d'évaporites à l'affleurement à proximité du glissement, ces dernières sont situées en profondeur et lessivées par les eaux souterraines. D'autre part, la source est peu sensible aux variations de la pluviométrie.

Cette étude hydrogéochimique a permis de comprendre l'organisation et l'origine des écoulements souterrains du versant des Eaux-Bonnes. Une augmentation progressive de la concentration en sulfate est observée du sommet vers la base du versant. Les concentrations en bicarbonate, calcium et magnésium indiquent des circulations d'eau au travers des calcaires du Dévonien moyen et supérieur. Ces eaux s'infiltrent ensuite au travers des schistes du Dévonien inférieur par l'intermédiaire de la fracturation. Au final, l'augmentation des teneurs en sulfate est le résultat d'un mélange de ces eaux avec des eaux souterraines d'origine plus profonde qui remontent vers la surface à la faveur du plan de chevauchement. Les concentrations en sulfate sont maximales à la base du glissement, à proximité immédiate du plan de chevauchement et sont fortement corrélées à des fortes concentrations en calcium. L'origine de ces deux éléments est la dissolution de gypse présent sous forme lenticulaire le long du plan de chevauchement (voir Fig. 2).

L'étude hydrogéologique du versant des Eaux-Bonnes a montré l'existence de plusieurs sources, en particulier à la base du glissement. L'étude de la source Bou (6), menée durant la totalité d'un cycle hydrologique, a démontré qu'elle était capable de contribuer à la saturation complète de la base du glissement. Ainsi, la

conjonction de très fortes pluies et la saturation continue de la base du versant des Eaux-Bonnes par des eaux souterraines d'origine profonde émergeant le long du plan de chevauchement, ont contribué de façon certaine au déclenchement du glissement. La présence de gypse en profondeur, ne semble pourtant pas avoir influencé la stabilité mécanique du versant. En effet, les lentilles triasiques de gypse sont principalement localisées le long du plan de chevauchement (Ternet *et al.*, 2003) et peuvent donc se trouver à des distances très variables du plan de glissement.

### Conclusion

L'origine du glissement de terrain des Eaux-Bonnes est complexe à déterminer en raison de la très importante fracturation de la zone. Ce glissement est associé à plusieurs facteurs de prédisposition, comme l'existence de failles majeures délimitant un polyèdre potentiellement instable ou encore la sape de la base du versant par le Cély. Les très fortes pluies des années 1981 et 1982 ont également joué un rôle majeur en ayant favorisé une accumulation d'eau au niveau du versant, saturant ainsi les diverses fractures et discontinuités existantes. Bien que la sismicité locale ne puisse avoir déclenché de façon directe le départ du glissement, l'effet cumulé de nombreux épisodes sismiques de faible intensité ne peut être négligé car ils peuvent être à l'origine de déstabilisations mineures du versant.

L'étude hydrogéologique et hydrochimique du versant a permis d'apporter un élément nouveau et souligné le rôle des circulations souterraines d'origine profonde, caractérisées par leur forte minéralisation et leur forte teneur en sulfate. Ces eaux circulent le long du plan de chevauchement à la base du glissement et assurent une saturation continue des terrains dans cette zone. Ainsi, la conjonction de très fortes pluies en 1981 et 1982, associée à une saturation permanente des parties les plus basses du versant, a certainement contribué à sa déstabilisation. Cependant, si plusieurs facteurs de prédisposition ont été clairement identifiés, il est encore difficile de définir un facteur unique à l'origine du départ du glissement.

Les résultats de cette étude ne peuvent contribuer à la prédiction de futurs départs de glissements, mais plusieurs facteurs de prédisposition particuliers à la région des Pyrénées-Occidentales peuvent être soulignés. Il apparaît, en effet, qu'une attention minutieuse doit être portée à la stabilité des versants intensément fracturés composés de schistes du Dévonien, qui représentent un

gros risque d'instabilité pour la vallée des Eaux-Bonnes en particulier. Ceci est bien confirmé par le grand nombre de petits départs de glissement, de seulement quelques mètres de longueur existant dans le secteur. La surveillance de ces sites doit être assurée et ce particulièrement lorsqu'il existe des indices de saturation de la base des versants par les eaux souterraines. Dans de telles circonstances, une déstabilisation de l'ensemble du versant est à redouter et à anticiper.

### Références bibliographiques

- Alfonsi P., 1997 : Relation entre les paramètres hydrologiques et la vitesse dans les glissements de terrain. Exemple de La Clapière et de Séchilienne (France). *Revue Française de Géotechnique*, 79, 3-18.
- Appelo C.A.J., Postma D., 1999 : *Geochemistry, groundwater and pollution*. Balkema, Rotterdam, 536p.
- Edmunds W.M., Smedley P.L., 2000 : Residence time indicators in groundwater: the east Midland Triassic sandstone aquifer. *Applied Geochemistry*, 15, 737-752.
- Fabre R., Desreumaux, C., Lebourg T., 2000 : Les glissements rocheux du versant sud du Layens (Vallée d'Aspe, Pyrénées occidentales). *Bull. Soc. Géol. France*, 4, 407-418.
- Martins-Campina B., Huneau F., Fabre, R., 2008 : The Eaux-Bonnes landslide (Western Pyrenees, France): overview of the possible triggering factors with emphasis on the role of groundwater. *Environmental Geology*, 55, 397-404.
- Martins-Campina B., 2005 : Le rôle des facteurs géologiques et mécaniques dans le déclenchement des instabilités gravitaires : exemple de deux glissements de terrain des Pyrénées Atlantiques (Vallée d'Ossau et Vallée d'Aspe). *Thèse de doctorat, Université Bordeaux-1*, 269 p. [ <http://tel.archives-ouvertes.fr/tel-00324072/fr/> ]
- Méneroud J.P., 1983 : Relations entre la pluviosité et le déclenchement des mouvements de terrain. *Bulletin de Liaison des Laboratoires des Ponts et Chaussées*, 124, 89-100.
- Pauwels H., Foucher J.-C., Kloppmann W., 2000 : Denitrification and mixing in a schist aquifer: influence on water chemistry and isotopes. *Chemical Geology*, 168, 307-324.
- RéNaSS (Réseau National de Surveillance Sismique) [ <http://renass.u-strasbg.fr/> ]
- Ternet Y., Barrere P., Canerot J., Majesté-Menjoulas C., 2003 : Carte géologique de Laruns-Somport 1/50000. BRGM, Orléans.