



HAL
open science

Fonctionnement hydrogéologique et processus de transfert dans le massif fissuré instable de Séchilienne (Alpes françaises) : apports du couplage de traceurs naturels et isotopiques

Pierre Nevers

► **To cite this version:**

Pierre Nevers. Fonctionnement hydrogéologique et processus de transfert dans le massif fissuré instable de Séchilienne (Alpes françaises) : apports du couplage de traceurs naturels et isotopiques. Sciences de la Terre. Université Bourgogne Franche-Comté, 2021. Français. NNT : 2021UBFCD043 . tel-03663336

HAL Id: tel-03663336

<https://theses.hal.science/tel-03663336>

Submitted on 10 May 2022

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

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



Université de Bourgogne Franche-Comté - École doctorale environnement santé
Laboratoire Chrono-Environnement (UMR 6249 CNRS/UBFC)

Thèse de Doctorat

Spécialité : Structure et évolution de la Terre

**FONCTIONNEMENT HYDROGÉOLOGIQUE ET
PROCESSUS DE TRANSFERT DANS LE MASSIF
FISSURÉ INSTABLE DE SÉCHILIENNE
(ALPES FRANÇAISES)**

Apports du couplage de traceurs naturels et isotopiques

Présentée en vue de l'obtention du titre de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ DE BOURGOGNE FRANCHE-COMTÉ

par

Pierre NEVERS

Soutenue le 28 mai 2021 à Besançon, devant le jury composé de :

| | |
|--|--------------------------------|
| Mme. Christelle GUILHE-BATIOT (MCF HDR, Université de Montpellier) | <i>Rapporteuse</i> |
| M. Christian FRANCE-LANORD (DR, CRPG-CNRS Nancy) | <i>Rapporteur</i> |
| Mme. Hélène CELLE-JEANTON (Prof., Université de Franche-Comté) | <i>Présidente/Examinatrice</i> |
| M. Luc AQUILINA (Prof., Université de Rennes 1) | <i>Examineur</i> |
| Mme. Catherine BERTRAND (MCF HDR, Université de Franche-Comté) | <i>Directrice</i> |
| M. Jérôme GAILLARDET (Prof., Institut de Physique du Globe de Paris) | <i>Co-Directeur</i> |

Remerciements

Mes remerciements vont tout d'abord à Catherine Bertrand, qui a dirigé ce travail de recherche et qui a su croire en moi malgré toutes les péripéties par lesquelles peut passer la préparation d'une thèse de doctorat et encore plus la mienne. Merci pour ta patience, ton aide, tes conseils et ta présence à n'importe quel moment pour me remettre sur les rails. Tu as largement contribué à développer mon intérêt pour l'hydrogéologie, et ce depuis mes années de licence. Et dire que j'ai hésité entre géotechnique et hydrogéologie pour mon master ... quel bon choix !

Je tiens également à adresser mes remerciements à Jérôme Gaillardet, qui a co-dirigé cette thèse et qui a su comme Catherine, faire preuve de patience à mon égard, et ce jusqu'aux derniers instants de ce travail. Tu as su me transmettre ton intérêt pour la géochimie et les processus d'altération à la surface de la Terre, un monde aussi intéressant que vaste !

D'autre part, je tiens également à remercier Christelle Guilhe-Batiot et Christian France-Lanord pour avoir rapporté mon travail avec intérêt. Merci également à Hélène Celle-Jeanton et Luc Aquilina pour leur contribution en tant qu'examinateurs de ce travail.

Merci également à toutes les personnes avec qui j'ai pu travailler tout au long de ces années.

Merci à Julien Bouchez pour son aide très précieuse dans les analyses de mes échantillons ainsi que dans le traitement de données et l'élaboration de ce très bel article présent dans ce manuscrit. Merci pour ton accueil lors de mes passages à l'IPGP ainsi que pour ta présence, malgré la distance, à travers skype et autres moyens de communication afin de m'éclairer lorsque j'en avais besoin. Merci à Christophe Thomazo, pour son accueil au laboratoire Biogéosciences de Dijon, ses analyses et son aide dans mon travail et à la réalisation de mon article. Je tiens également à remercier les chercheurs du laboratoire Chrono-environnement, avec qui j'ai pu échanger et demander aide et conseil, je pense notamment à Sophie Denimal, Hélène Celle-Jeanton et Marc Steinmann pour leur connaissances en hydrogéologie. Ces remerciements s'adressent également aux géophysiciens de l'EOST de Strasbourg dont Myriam Lajaunie et Jean-Philippe Malet, qui m'ont et que j'ai accompagné sur les pentes de Séchilienne. Je remercie également Julien Gance, avec qui j'ai participé à de belles campagnes géophysique à Séchilienne et qui a également su m'aider dans mon apprentissage de l'utilisation d'outils géophysique lors de ma semaine passée dans les locaux d'IRIS Instruments à Orléans. Je remercie également ses collègues, qui ont également contribué à ces investigations géophysiques. Ce travail de recherche a été ponctué d'un séjour de deux mois en Italie, à Modène, au sein de l'Università di Modena e Reggio Emilia. Merci à Francesco Ronchetti pour son intérêt et son accueil. Merci également à Diego Arosio et Marco Taruselli pour leur sympathie, leur accueil et les journées passés sur le glissement de Ca' Lita.

Tout ce travail n'aurait été possible sans l'indispensable contribution de Vanessa Stefani, Christophe Loup et Thibaut Garin. Christophe, merci pour ces innombrables analyses et cette ambiance musicale au labo, qui rend le travail bien plus agréable. Thibaut merci pour ton aide lors de ces campagnes de terrain, et ce même si la géophysique n'était pas vraiment ton truc ... Ce fut un plaisir de travailler avec toi sur ces nombreuses missions de terrain, même si parfois on serait bien restés tranquilles. Je te souhaite le meilleur pour la fin de ta thèse ! Vanessa, merci pour tous ces moments partagés sur le terrain, sur la route et au labo. Merci pour ces discussions, ton écoute et surtout merci pour ces moments à allier travail et plaisir lors de nos campagnes de terrain qui se terminaient en séance de ski de fond. Que du bonheur !

Merci également à Nadia Crini et Caroline Amiot pour leur contribution dans les analyses de mes nombreux échantillons.

Je remercie également tous les doctorants, post-doctorants, ATER, stagiaires et personnels que j'ai pu rencontrer au sein de Chrono-environnement, notamment mes collègues de bureau Mélanie et Maxime. Mélanie, merci pour ta présence, ces discussions, ces pauses et ton aide dans le traitement de mes données. Maxime, tu es arrivé après moi et a terminé avant moi ce travail, quel investissement et passion que tu as mis dans ton travail ! Merci pour tout ce temps passé ensemble au bureau (principalement...), toujours là pour discuter, m'encourager, boire un café, et râler ensemble sur un peu tout !

Merci également à un autre doctorant (qui ne l'est plus maintenant, félicitations) et pas des moindres : Arnaud. Nous nous sommes rencontrés au début de nos études, nous avons continué et terminé ensemble. Quel plaisir d'avoir traversé ces années de doctorat avec toi. Souviens-toi les premiers mois, assis sur mon canapé à s'imaginer la fin, ça y est nous y sommes. Tu m'auras été d'une présence précieuse, que ce soit dans mon travail (et ce jusqu'à la dernière minute) que dans la vie de tous les jours. Encore une aventure de plus parmi toutes celles que nous avons vécues et qu'il nous reste.

Je ne pourrais totalement parler d'Arnaud et moi sans y associer Louis, merci pour ton enthousiasme, ta motivation et ton sens de la fête. Je pense que dans les murs des 9 Grande Rue et Place du 8 Septembre on nous entend encore.

J'ai également vécu une bonne partie de cette aventure géologique avec une magnifique équipe. Merci à vous les Doms : Arnaud, Louis, Gaëtan, Jean, Gaudéric et Maxime. Qu'auraient été ces cinq premières années d'études sans vous. Écrire quelques mots sur nos moments passés ensemble prendrait sûrement plus de place que la suite de ce manuscrit, donc je m'abstiens. Qu'est-ce que je donnerai pour repartir en tournée rien qu'une année avec le FMC !

Merci à tous mes amis, j'en oublierai peut-être et je m'en excuse d'avance. N'hésitez pas à me le dire si je vous ai oublié, je pense à vous quand même ! Merci à Paul-Emile, pour toutes ces années, ces moments ensemble et ces verres de Suze partagés (3 glaçons et jusqu'au-dessus !). Merci Baptiste, pour nos discussions scientifiques, nos parties de jeux et nos sessions de skate, vivement les prochaines. Merci Jeanne, pour ta présence, ton amitié et ces soirées sans fin. Merci Émeline, quel plaisir de vous avoir rencontrées, toi et ta créativité débordante ! Merci à mes amis bisontins pour tous ces moments passés : (Paul-Emile, Baptiste), Alice, Clémence, Gaëtan, J-P, Maxime. Merci Zélie, pour énormément de choses je crois, mon simili, mon bro, tu seras obligée de m'apprécier jusqu'à la fin de ta vie je crois. J'espère que ça te convient, moi oui !

Merci toutes les personnes que j'ai croisé durant ces quatre années, et qui ont contribué de loin comme de près, à la finalisation de ce travail.

Je souhaite tout particulièrement remercier ma famille et surtout mes parents, Brigitte et Didier. Vos soirées passées à corriger mes devoirs et me faire réciter mes leçons d'école auront porté leurs fruits. Je n'en serais sûrement pas là sans vous, merci pour votre soutien de toujours. Merci à mes frères, vous êtes très importants pour moi ; Maxime, le skate, les amis, les soirées, on partage quand même pas mal de choses. Louis, merci pour tous ces week-end passés ensemble quand je revenais de Besançon, nos sorties et autres. Continuez comme ça.

Enfin je souhaite remercier une personne qui mérite toute l'attention dans la réussite de ce travail. Laura, tu es depuis bientôt 8 ans, d'un soutien indéfectible. Mon amour, mon meilleur ami, tu as toujours su être là quand j'en avais besoin et tu n'as jamais lâché, malgré tout ce que tu as pu subir. Pas facile de vivre le quotidien d'un doctorant, mais tu es encore là ! Merci d'être toi-même, honnête, curieuse, créative, enthousiaste, entière. Mon Troudi, merci pour tout ce que l'on partage, continuons ensemble à nous engager et nous battre pour tout ce qui nous touche et nous tient à cœur. Continuons, vivons, voyageons, découvrons. J'ai hâte de voir la suite, je t'aime.

Table des matières

| | |
|------------------------------------|----|
| <i>INTRODUCTION GÉNÉRALE</i> | 13 |
|------------------------------------|----|

PREMIÈRE PARTIE

CADRE THÉORIQUE ET CONTEXTE DE L'ÉTUDE DES INSTABILITÉS

CHAPITRE I

| | |
|---|----|
| <i>I. MÉCANISMES ET ORIGINES DES MOUVEMENTS DE TERRAIN</i> | 24 |
| 1.1. Nature des mouvements de terrain | 24 |
| 1.2. Causes des mouvements de versant..... | 33 |
| 1.3. Déclenchement et cinétique des mouvements de versant..... | 34 |
| 1.4. Influence de l'eau sur les instabilités de versant..... | 36 |
| <i>II. HYDROGÉOLOGIE DU MILIEU FRACTURÉ INSTABLE</i> | 41 |
| 2.1. Le milieu fissuré et fracturé..... | 41 |
| 2.2. Loi d'écoulement dans les milieux fissurés et fracturés | 42 |
| 2.3. Aquifères du milieu fissuré et fracturé | 47 |
| 2.4. Les aquifères de socle : propriétés, structure et fonctionnement..... | 49 |
| 2.5. Les aquifères de socle en milieu montagneux : hydrogéologie et hydrochimie du cristallin alpin..... | 52 |
| 2.6. Les aquifères de socle en milieu montagneux instable | 55 |
| <i>III. LES PROCESSUS D'ALTERATION</i> | 58 |
| 3.1. Liens entre l'altération des carbonates et silicates et le cycle du carbone..... | 63 |
| 3.2. Altération par l'acide carbonique | 64 |
| 3.2.1. Altération des carbonates par l'acide carbonique..... | 66 |
| 3.2.2. Altération des silicates par l'acide carbonique | 66 |
| 3.3. Altération par l'acide sulfurique..... | 68 |
| 3.3.1. Altération de carbonates par l'acide sulfurique | 68 |

| | | |
|---------------------|---|-----|
| 3.3.2. | Altération des silicates par l'acide sulfurique..... | 69 |
| 3.4. | Les processus d'altération en contexte instable..... | 70 |
| CHAPITRE II | | |
| <i>I.</i> | <i>PRÉSENTATION DU SITE : GÉOGRAPHIE & HISTOIRE</i> | 75 |
| 1.1. | Surveillance du site..... | 77 |
| 1.2. | Évaluation des risques..... | 80 |
| 1.3. | De la surveillance à la compréhension des mécanismes..... | 81 |
| <i>II.</i> | <i>GÉOLOGIE & STRUCTURE</i> | 85 |
| <i>III.</i> | <i>HYDROGÉOLOGIE DU MILIEU FRACTURÉ INSTABLE</i> | 91 |
| 3.1. | Fonctionnement hydrogéologique..... | 91 |
| 3.2. | Hydrochimie des eaux..... | 94 |
| CHAPITRE III | | |
| <i>I.</i> | <i>MÉTHODES D'INVESTIGATION HYDROGÉOLOGIQUE</i> | 102 |
| 1.1. | Hydrologie..... | 102 |
| 1.1.1. | Données météorologiques..... | 102 |
| 1.1.2. | Débits..... | 102 |
| 1.2. | Traceurs naturels..... | 103 |
| 1.2.1. | Suivi basse fréquence..... | 103 |
| 1.2.2. | Suivi haute fréquence..... | 103 |
| 1.2.3. | Analyse de la chimie de l'eau : plateforme analytique..... | 104 |
| <i>II.</i> | <i>OUTILS ISOTOPIQUES</i> | 105 |
| 2.1. | Isotopes stables du strontium : $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ | 105 |
| 2.1.1. | Principe & objectifs..... | 105 |
| 2.1.2. | Méthodologie..... | 106 |
| 2.2. | Isotope stable du soufre : $\delta^{34}\text{S}$ | 107 |
| 2.2.1. | Principe & objectifs..... | 107 |
| 2.2.2. | Méthodologie..... | 108 |
| 2.3. | Isotopes stables de la molécule d'eau $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^2\text{H}$ | 109 |
| 2.3.1. | Principe & objectifs..... | 109 |
| 2.3.2. | Méthodologie..... | 110 |
| <i>III.</i> | <i>MÉTHODES D'INVESTIGATIONS STATISTIQUES</i> | 112 |

| | | |
|--------|---|-----|
| 3.1. | Analyse des débits classés..... | 112 |
| 3.2. | Analyses corrélatoires | 114 |
| 3.2.1. | Corrélations simples..... | 114 |
| 3.2.2. | Corrélations croisées | 115 |
| 3.3. | Analyses en Composantes Principales | 116 |

DEUXIÈME PARTIE

ANALYSE GÉOCHIMIQUE ET HYDRODYNAMIQUE

CHAPITRE IV

| | |
|---|-----|
| <i>RESUMÉ DU CHAPITRE IV</i> :..... | 123 |
| <i>I. CADRE HYDROLOGIQUE ET CLIMATIQUE</i> | 125 |
| 1.1. Climat de la région de Séchilienne (massif du Pic de l'Oeilly) | 125 |
| 1.2. Pluie efficace..... | 129 |
| 1.3. Aire d'alimentation..... | 136 |
| 1.3.1. Analyse des débits..... | 137 |
| 1.3.2. Détermination de l'aire d'alimentation | 139 |
| <i>II. APPROCHE HYDRODYNAMIQUE</i> | 144 |
| 2.1. Fonctionnement pluriannuel..... | 144 |
| 2.1.1. Autocorrélations | 144 |
| 2.1.2. Débits classés..... | 145 |
| 2.2. Fonctionnement hydrologique à l'échelle de l'année hydrologique..... | 149 |
| 2.3. Fonctionnement hydrologique à l'échelle des hautes eaux et basses eaux | 150 |
| 2.3.1. Hautes eaux | 151 |
| 2.3.2. Basses eaux | 152 |
| 2.4. Fonctionnement hydrologique à l'échelle de la crue | 153 |
| 2.5. Bilan hydrodynamique : des comportements distincts | 154 |
| <i>III. APPROCHE HYDROGÉOCHIMIQUE</i> | 159 |
| 3.1. Corrélations croisées | 159 |
| 3.1.1. Année hydrologique | 159 |
| 3.1.2. Hautes eaux | 161 |
| 3.1.3. Basses eaux..... | 163 |

| | |
|---|------------|
| 3.1.4. Crue | 164 |
| 3.2. Bilan : hydrodynamisme et chimie..... | 166 |
| IV. ANALYSE DE LA RÉPONSE HYDROCHIMIQUE : ORIGINE DES MASSES D’EAU | 170 |
| 4.1. Signatures hydrochimiques caractéristiques | 171 |
| 4.2. Suivi temporel de la chimie..... | 179 |
| 4.3. Analyses en Composantes Principales | 184 |
| V. DISCUSSION..... | 195 |
| 5.1. Comparaison avec les signaux enregistrés dans un exutoire du milieu stable..... | 195 |
| 5.2. Contribution des isotopes stables de la molécule d’eau à l’étude hydrogéologique du versant de Séchilienne. | 205 |
| VI. CONCLUSION..... | 211 |
| CHAPITRE V | |
| RESUMÉ DU CHAPITRE V..... | 219 |
| I. INTRODUCTION..... | 220 |
| II. STUDY AREA..... | 221 |
| 2.1. Geological setting..... | 221 |
| 2.2. Hydrogeological setting..... | 224 |
| III. SAMPLES AND ANALYTICAL METHODS..... | 225 |
| IV. RESULTS | 227 |
| 4.1. Major elements..... | 228 |
| 4.2. Strontium isotopes | 230 |
| 4.3. Sulfur isotopes..... | 231 |
| V. DISCUSSION..... | 231 |
| 5.1. Identification of sources to dissolved species..... | 231 |
| 5.1.1. Atmospheric and anthropogenic sources | 231 |
| 5.1.2. The importance of silicate weathering..... | 234 |
| 5.1.3. Identifying sources to solutes in the springs of the Séchilienne massif..... | 234 |
| 5.1.4. Quantitative apportionment..... | 238 |

| | |
|---|------------|
| 5.2. Implications for hydrogeological processes at the Séchilienne site | 242 |
| 5.3. Role of landslides on silicate weathering and CO ₂ consumption | 244 |
| VI. CONCLUSION | 248 |
| CONCLUSION GÉNÉRALE & PERSPECTIVES | 251 |
| RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES | 263 |
| <i>Index des illustrations</i> | <i>278</i> |
| <i>Index des tableaux</i> | <i>285</i> |
| ANNEXE | 287 |
| STRUCTURE OF THE SÉCHILIENNE UNSTABLE SLOPE FROM LARGE-SCALE THREE- DIMENSIONAL ELECTRICAL TOMOGRAPHY USING A RESISIVITY DISTRIBUTED AUTOMATED SYSTEM (R-DAS). | 287 |

INTRODUCTION GÉNÉRALE

Dans le monde, les glissements de terrain sont nombreux et variés, ils constituent l'un des principaux facteurs à l'origine de la dénudation des chaînes de montagne. En France, le risque de mouvement de terrain est également important, il est supérieur au risque sismique. Les instabilités de versant peuvent provoquer d'importantes catastrophes engendrant des dégâts matériels et humains parfois conséquents. Comprendre le fonctionnement, les mécanismes et les processus en cause dans la déstabilisation des versants apparaît donc essentiel afin de mieux maîtriser le risque et protéger les populations face à cet aléa. La destruction des chaînes de montagnes sur le long terme pourra également être étudiée à partir d'une bonne compréhension des instabilités de versant et leurs mécanismes.

Le rôle de l'eau au sein des instabilités de versant s'est révélé être un élément majeur de la dynamique de fonctionnement et d'évolution de ces instabilités de versant (Tullen, 2002). Un lien existe entre l'instabilité gravitaire et l'eau qui y circule, cette dernière constituant un facteur aggravant et déclencheur (Cappa et al., 2004 ; Binet et al., 2006). Aggravant dans le sens où les réactions d'altération vont fragiliser la roche et donc le versant ; déclencheur car l'eau en occupant les pores de la roche constituant un versant montagneux, modifie la pression interstitielle et provoque le glissement. Par ailleurs, la composition chimique de l'eau au sein d'un versant instable renseigne sur l'état d'altération du versant (Binet et al. 2009), elle permet alors d'évaluer l'altération chimique que subit le matériau lorsque les eaux interagissent avec lui, processus susceptible de modifier ses propriétés mécaniques.

Dans les milieux rocheux fissurés, les écoulements ne sont pas homogènes et se font à la fois au travers des pores de la roche (écoulement matriciel) ainsi que le long des fractures. Les glissements de terrain profonds sont des milieux fortement déstructurés, complexes, anisotropes et à forts contrastes de perméabilité (Maréchal, 1998 ; Bogaard et al., 2007). Il est donc important de considérer les deux types d'écoulements lors de l'étude des transferts et transits au sein des instabilités de versant ; afin d'obtenir une bonne représentation du milieu considéré. Ces différences de mode de circulation sont notamment à l'origine de dynamiques différentes observées aux exutoires au sein d'une même instabilité. Il est important de comprendre les processus en cause dans le déclenchement des instabilités de versant et la connaissance des

processus hydrogéologiques et hydrochimiques constitue une base à la caractérisation des mécanismes de déformation qui contrôlent la déstabilisation d'un versant montagneux.

Par ailleurs, l'altération des roches joue un rôle clé dans l'évolution chimique et climatique de la surface de la Terre par son impact sur la concentration de CO₂ dans l'atmosphère. Lorsque l'acide carbonique est le fournisseur de protons, l'altération des silicates élimine le dioxyde de carbone de l'atmosphère (Lerman et al., 2007 ; Berner and Berner, 2012). Cependant, l'oxydation de sulfures (par exemple, la pyrite FeS₂) produit de l'acide sulfurique qui peut agir comme un autre fournisseur de protons pour les réactions d'altération chimique. L'altération de minéraux carbonatés par l'acide sulfurique entraîne à long terme la libération de CO₂ dans l'atmosphère (Lerman et al., 2007 ; Calmels et al., 2007 ; Torres et al., 2014).

Dans le cas des glissements de terrains, la production d'acide sulfurique est favorisée par la déstructuration du versant (Binet et al., 2009 ; Bertrand et al., 2014), ainsi l'altération des carbonates par cet acide sera favorisée (Torres et al., 2016 ; Blattmann et al., 2019) et la libération de CO₂ accentuée (Emberson et al., 2015, 2018).

Cette thèse vise à mieux comprendre et contraindre l'influence de versants instables sur le comportement hydrogéologique des aquifères et sur la chimie des eaux qui vont le traverser. Le fonctionnement hydrodynamique des aquifères de milieu instable sera également apprécié dans ce travail. Entre autres, nous nous intéresserons à la relation entre le milieu instable et les écoulements souterrains ainsi que les processus d'altération qui se produisent au sein de ces instabilités de versant : quels acides sont mis en jeu et quelle est la contribution des différents types de roches aux espèces chimiques en solution issues de l'altération au sein du glissement de terrain ? Le lien entre ces processus d'altération et leur impact global au sein des glissements de terrain vis à vis du CO₂ atmosphérique sera discuté.

Ce projet s'appuie sur le versant instable de Séchilienne, site expérimental du réseau OMIV : Observatoire Multidisciplinaire des Instabilités de Versants (OMIV) dont la mission est la surveillance de l'évolution à long terme des mécanismes de contrôle des glissements de terrain avec pour bases des observations multi sources, permettant de caractériser la cinématique, la sismicité, l'hydrogéologie, l'hydro-géophysique et les forçages météorologiques sur le versant instrumenté de Séchilienne.

Afin de répondre à ces problématiques, ce manuscrit sera constitué de cinq chapitres avec dans un premier temps un chapitre présentant les informations et définitions nécessaires à la bonne compréhension de ces travaux. Entre autres, les bases de la fracturation et de l'hydrogéologie des milieux fracturés seront reprises pour arriver ensuite aux processus d'altération, qui découlent directement de l'interaction eau-roche au sein des massifs rocheux fracturés (**Chapitre I**).

Le **chapitre II** sera consacré à la présentation du site d'étude (site de Séchilienne), ses contextes géographique, géologique (lithologie et structure) et hydrogéologique. Le **chapitre III** quant à lui présentera l'essentiel de la méthodologie utilisée pour l'acquisition des données ainsi que pour leur traitement.

Ensuite, le **chapitre IV** apportera les informations nécessaires à l'amélioration de la compréhension du comportement hydrogéologique d'un versant instable en s'appuyant sur l'utilisation d'analyses statistiques (analyses corrélatoires, débits classés, analyses en composantes principales) et de chroniques de données physico-chimiques acquises sur le long terme permettant un suivi temporel et multi échelle (année, période hydrologique, crue) du fonctionnement hydrogéologique du versant. Ces outils permettront l'analyse et la comparaison de deux exutoires séparés d'une centaine de mètres au sein même de l'instabilité et présentant des comportements hydrodynamiques différents. L'utilisation d'analyses corrélatoires et de débits classés sont un bon outil permettant de caractériser le comportement hydrodynamique des exutoires étudiés. L'apport des données hydrogéologiques recueillies sur le long terme permet une analyse temporelle fournissant de bonnes informations sur le fonctionnement, le dynamisme et les mécanismes de la recharge de l'aquifère à plusieurs échelles allant du cycle hydrologique à l'année. Ces méthodes se révèlent complémentaires. La chimie des éléments majeurs est indispensable, elle sera utilisée afin d'identifier les signatures hydrochimiques caractérisant le versant. Ces informations nous renseigneront sur l'état d'altération du versant ainsi que les phases minérales associées ; la composition chimique des eaux dépendant des interactions eau-roche. La discussion de cette partie sera ouverte sur la comparaison du fonctionnement hydrogéologique de l'instabilité vis-à-vis du versant stable du massif, dont la chimie et un suivi physico chimique sont également disponibles pour un exutoire. Cette comparaison permettra d'appuyer les effets de la déstabilisation du versant sur le fonctionnement hydrogéologique et la chimie des eaux transitant dans le massif. Elle reflètera

l'hétérogénéité des milieux instables et fracturés. L'apport complémentaire d'analyses des isotopes stables de la molécule d'eau dont nous montrerons l'utilité sera également introduit à la fin de ce chapitre.

Le **chapitre V** se concentre sur le couplage entre traceurs isotopiques (isotopes du strontium et du soufre) et chimie des éléments majeurs, afin de préciser l'amplitude des réactions d'altération chimique des phases minérales induites par les interactions eau-roche à l'intérieur du versant ; altération favorisée par la consommation d'acides. En ce sens, la composition chimique des eaux (hydrochimie) est d'un double intérêt : elle permet d'une part de mesurer des traceurs de l'eau et donc de contraindre l'origine des eaux, leur temps de séjour et leur mode d'écoulement dans un massif, et d'autre part, d'évaluer l'altération chimique que subit le matériau lorsque les eaux interagissent avec lui, un processus susceptible de modifier ses propriétés mécaniques.

L'objectif étant d'estimer, à partir d'un modèle de mélange, la contribution des différents types de roches aux espèces dissoutes produites par les réactions d'altération au sein du glissement de terrain. En particulier, nous estimerons le rôle relatif de différents types d'acides (carbonique vs. sulfurique) comme source de protons. Nous explorons ici l'hypothèse selon laquelle les instabilités de versant peuvent constituer un mécanisme favorisant la production d'acide sulfurique par l'oxydation de sulfures. L'altération des carbonates par l'acide sulfurique au sein des chaînes de montagne actives joue un rôle dans le cycle global du carbone (Raymo et Ruddiman 1992 ; Hilton et West, 2020). Par ailleurs, ce travail nous permettra également d'améliorer le modèle hydrogéologique existant et de mettre en évidence l'impact global des glissements de terrain sur l'accélération de l'altération chimique et physique des roches et sur les teneurs en CO₂ atmosphérique.

Ce travail de recherche fournit une analyse du fonctionnement hydrogéologique d'un versant instable, à partir de divers outils complémentaires et basée sur l'utilisation de séries de données acquises sur le long terme. Cette analyse permet de mieux comprendre les dynamiques des aquifères en milieu instable et de montrer l'intérêt du couplage d'outils hydrogéologiques et hydrochimiques dans la compréhension de ce système. Ce travail illustre également le couplage complexe entre l'érosion physique et chimique et leur impact sur le cycle du carbone et le climat mondial.

PREMIÈRE PARTIE

CADRE THÉORIQUE ET CONTEXTE DE L'ÉTUDE DES INSTABILITÉS

CHAPITRE I :
LES MILIEUX FRACTURÉS INSTABLES

Une zone instable est une partie ou totalité de versant affectée par un mouvement de terrain qui, par définition correspond à un déplacement gravitaire et rapide de masses de terrain, avec une forte composante horizontale (Foucault et Raoult, 2001). Les mouvements de terrain sont des phénomènes naturels dont les origines sont très diverses, ils peuvent être initiés par des sollicitations naturelles (précipitations intenses, fonte des neiges, séismes, ...) et anthropiques (exploitation des sols, vibrations, déforestation, ...) qui vont déformer, déplacer et entraîner la rupture du milieu.

Dans le monde, les fortes pentes comptent parmi les facteurs les plus importants des mouvements de terrain. D'autres facteurs tels que la déforestation, la présence de routes, la solidité du substratum rocheux et des sols, ainsi que le degré de fracturation du versant sont d'autres facteurs qui vont rendre un versant susceptible aux mouvements de terrain. Les régions de haute altitude ont tendance à être très sensibles aux glissements de terrain (Fig. 1), ces zones de forte susceptibilité se situent dans les chaînes de montagnes à fort relief telles que l'Himalaya, les Andes et les Alpes. Néanmoins, les zones à fort relief ne constituent pas les seules zones à forte susceptibilité. De nombreuses zones de basse altitude, comme par exemple dans les contreforts de l'Himalaya, sont hautement sensibles aux mouvements de terrain en raison des hautes densités de failles, de la présence de routes et activités anthropiques ainsi que d'une déforestation importante.

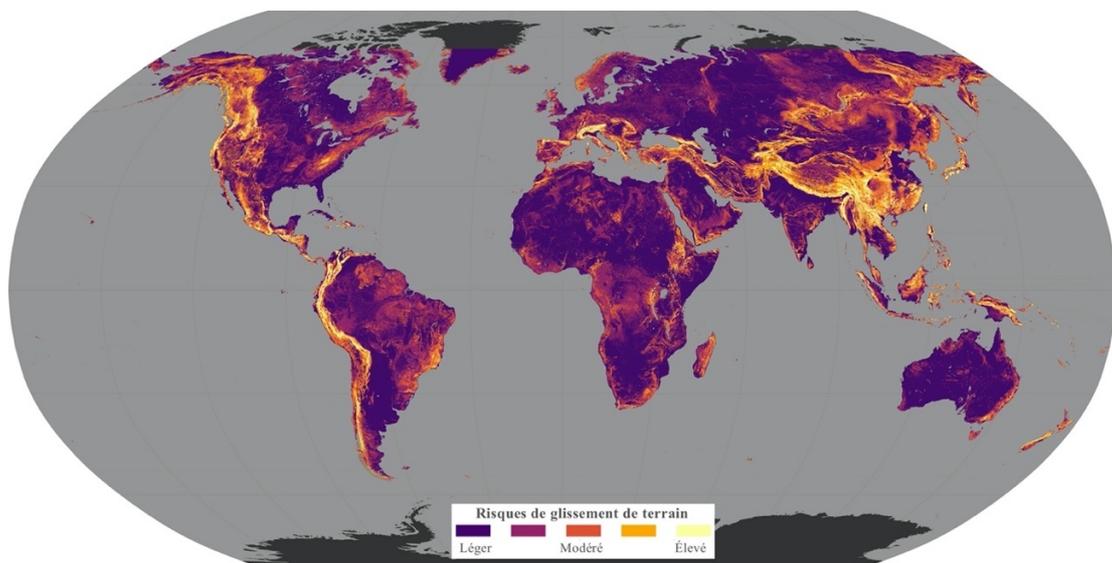


Figure 1: Cartographie du risque de glissement de terrain dans le monde (Robert Simmon, NASA adapté de Hong, Y et al. 2006) ; Les régions où le risque de glissement de terrain est le plus élevé sont en blanc cassé/orange, les zones à risque modéré sont en rouge orangé et les régions à risque léger sont violet à violet foncé.

En France, plus de 40% du territoire est concerné par un niveau élevé de susceptibilité aux mouvements de terrain (Fig. 2). Ces zones correspondent en majorité aux régions montagneuses. A l'opposé, la susceptibilité des versants aux mouvements de terrain est estimée faible ou très faible pour 30% de la France métropolitaine. Selon le ministère de l'Écologie, ce sont environ 7000 communes qui sont affectées par le risque de glissement de terrain, dont 10 % considérées comme prioritaires pour la mise en œuvre de mesures de prévention.

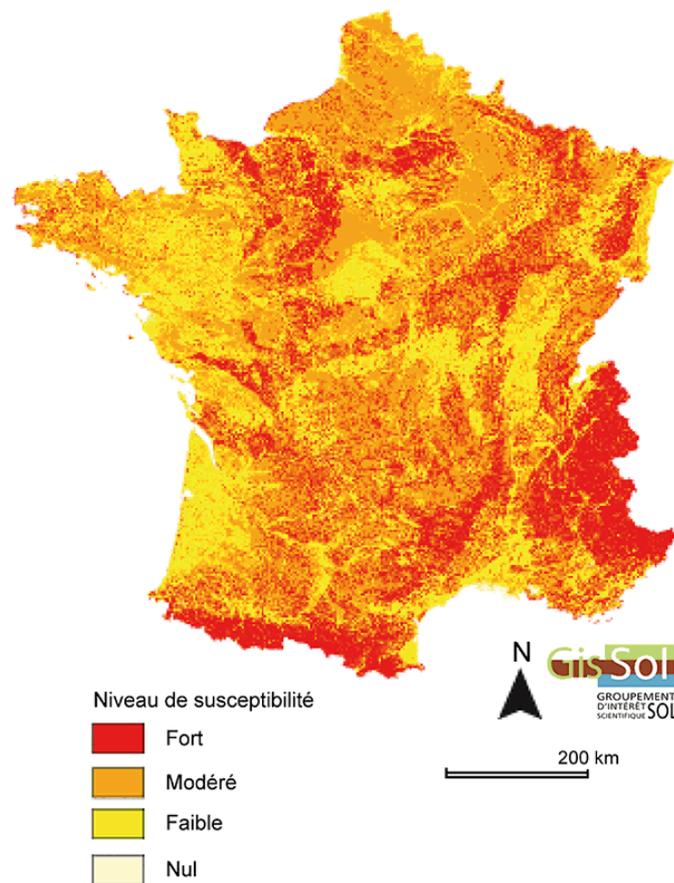


Figure 2 : Cartographie de la susceptibilité globale des terrains aux glissements et aux écoulements ; approche multicritères : pente et topographie, lithologie, occupation du sol (Gis Sol., 2011).

Deux tiers des communes sont exposés à ce risque parmi lesquelles 20 % sont munies du Plan de Prévention Rapproché (PPR) mouvements de terrain (Fig. 3).

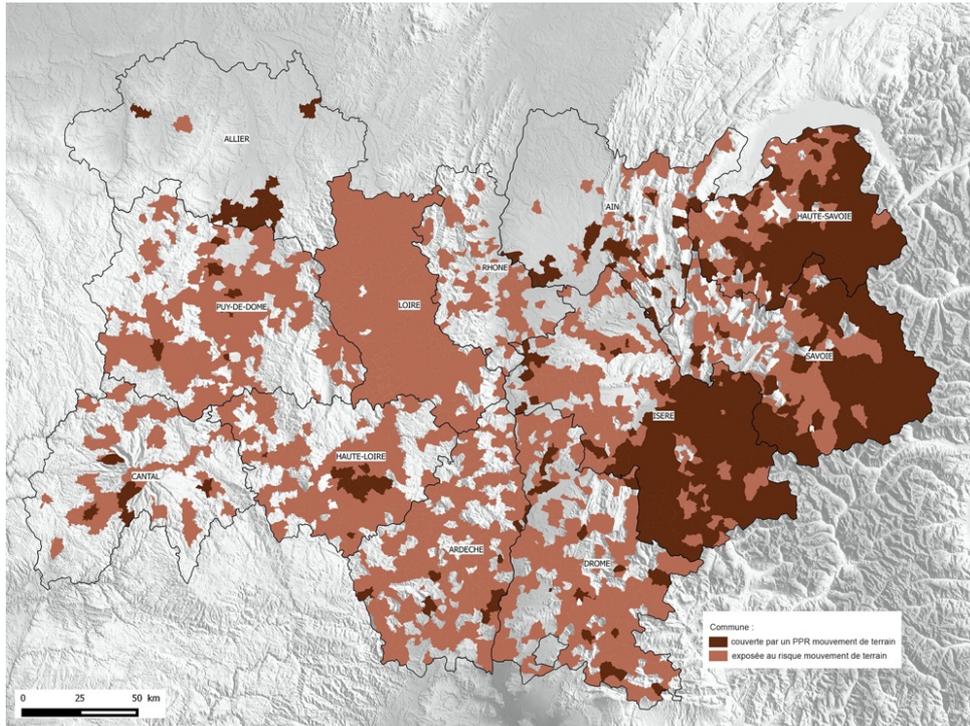


Figure 3 : Communes exposées au risque mouvement de terrain en Auvergne-Rhône-Alpes (DREAL Auvergne-Rhône-Alpes, 2016).

Les mouvements de terrain sont des phénomènes souvent destructeurs, ils sont une menace importante pour l'Homme, les bâtiments et infrastructures ainsi que l'environnement naturel (Petley, 2012). La diversité des mouvements et de leurs mécanismes de déclenchement va rendre ces phénomènes difficiles à prédire spatialement et temporellement.

I. MÉCANISMES ET ORIGINES DES MOUVEMENTS DE TERRAIN

1.1. Nature des mouvements de terrain

Un mouvement de terrain se définit comme étant un mouvement gravitaire de masse de roche, de débris ou de terre sur une pente (Varnes, 1978 ; Cruden, 1991 ; Cruden et Varnes, 1996), déstabilisés sous l'effet de sollicitations naturelles (fonte des neiges, pluviométrie anormalement forte, séisme, etc.) ou anthropiques (terrassement, vibration, déboisement, exploitation de matériaux ou de nappes aquifères, etc.). Les mouvements de terrain peuvent affecter des volumes allant de quelques m^3 à plusieurs milliers de m^3 , ce sont des déplacements qui peuvent être lents, avec des vitesses de quelques $mm.an^{-1}$, à très rapides et de l'ordre de quelques centaines de $m.jour^{-1}$ dans les cas extrêmes. La figure 4 montre une représentation d'un glissement de terrain de façon générale, dans sa conception la plus générique. On y retrouve les différents termes et terminologies associées aux mouvements de terrain.

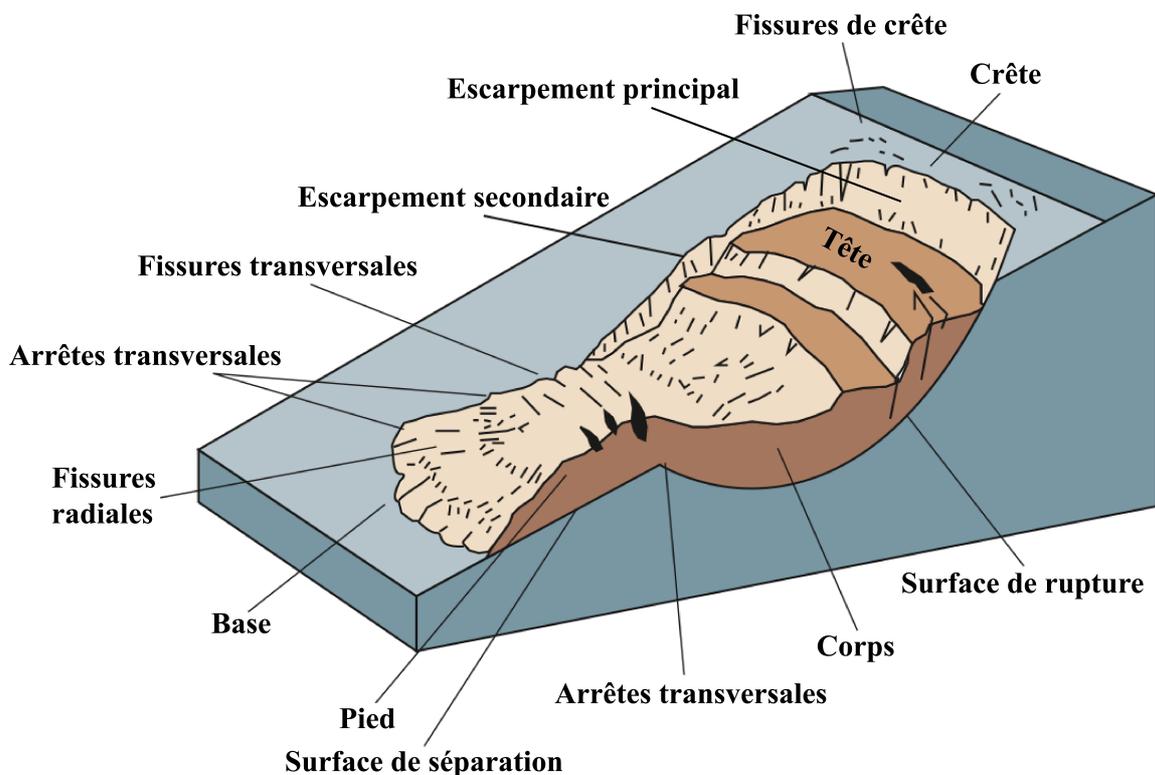


Figure 4 : Glissement de terrain « idéal », avec la nomenclature couramment utilisée pour définir les parties d'un glissement de terrain (source : <http://pubs.usgs.gov/fs/2004/3072> ; USGS, 2004).

Le terme mouvement de terrain regroupe une grande diversité de phénomènes initiés sous l'action de la gravité, cette diversité a entraîné l'existence de nombreux systèmes de classification tels que les systèmes de Varnes (1954, 1978), Hutchinson (1968, 1988), Cruden et Varnes (1996), EPOCH (1993) ainsi que Dikau (1996), qui sont les modèles les plus largement utilisés aujourd'hui. La majorité des classifications existantes sont basées sur les mécanismes de fonctionnement du glissement, les types de matériaux impliqués, la forme de la surface de rupture et le taux de déplacement. La plupart des classifications connues à ce jour repose sur la principale caractéristique du type de mouvement de terrain combinée à d'autres paramètres selon la catégorie, comme par exemple le type de mouvement et le matériau pour la classification de Varnes (1978). Un système de classification basé sur ces paramètres est présenté dans le tableau 1 et illustré dans la figure 5 où l'on retrouve les types de mouvements de terrain les plus communs.

Tableau 1: Différents types de glissements, adapté de la classification des mouvements de terrain de Varnes 1978 (Varnes 1978, USGS 2004) (la traduction des différents termes est disponible au Tableau 2 dans la suite du chapitre).

| TYPE OF MOVEMENT | | TYPE OF MATERIAL | | |
|------------------|---------------|--|----------------------|----------------------------|
| | | BEDROCK | ENGINEERING SOILS | |
| | | | Predominantly coarse | Predominantly fine |
| FALLS | | Rock fall | Debris fall | Earth fall |
| TOPPLES | | Rock topple | Debris topple | Earth topple |
| SLIDES | ROTATIONAL | Rock slide | Debris slide | Earth slide |
| | TRANSLATIONAL | | | |
| LATERAL SPREADS | | Rock spread | Debris spread | Earth spread |
| FLOWS | | Rock flow (deep creep) | Debris flow | Earth flow (soil creep) |
| COMPLEX | | Combination of two or more principal types of movement | | |

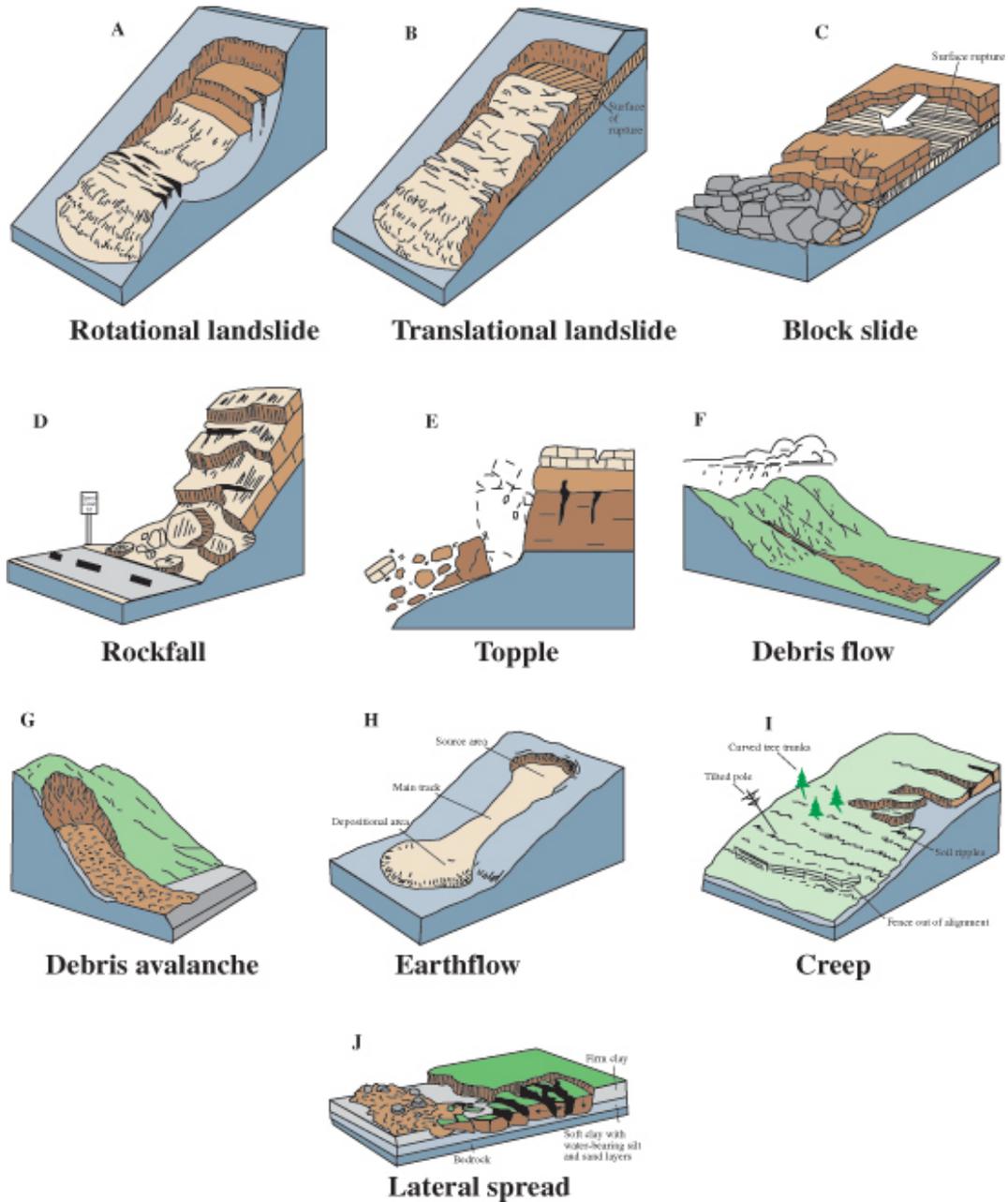


Figure 5 : Représentations schématiques des différents types de glissement de terrain (source : <http://pubs.usgs.gov/fs/2004/3072> ; USGS, 2004) (la traduction des différents termes est disponible au Tableau 2 dans la suite du chapitre).

On retrouve :

- Les **glissements** (Slides) : ce sont des déplacements en bloc, dans le sens de la pente, avec peu voire pas de déformation interne. Les deux principaux types de glissements sont les glissements dits rotationnels et ceux dits translationnels.
 - o les **glissements rotationnels** : ce sont des glissements dont la surface de rupture est incurvée vers le haut avec un mouvement plus ou moins rotatif autour d'un axe parallèle à la surface du sol et transversal au glissement (Fig. 5A).
 - o les **glissements translationnels** : le glissement se déplace le long d'une surface de rupture proche du plan avec peu de rotation ou d'inclinaison (Fig. 5B).

Un troisième type de glissement peut s'ajouter aux deux principaux, il s'agit du **glissement de bloc** : ce type de glissement correspond à un glissement translationnel dans lequel la masse en mouvement se compose d'une seule unité ou de quelques unités étroitement liées qui se déplacent vers le bas en un ensemble relativement cohérent (Fig. 5C).

- Les **chutes** (Falls) : ce sont des déplacements brusques de matériaux, détachés d'une paroi fortement inclinée (exemple des falaises) (Fig. 5D). Ce type de mouvement est principalement dépendant de la gravité, de l'altération mécanique ainsi que la présence d'eau interstitielle.
- Les **basculements** ou **fauchages** (Topples) : ce type de mouvement est proche du mouvement de chute décrit précédemment à la différence qu'il se produit sur des pentes plus faibles (Fig. 5E). Il s'agit d'un mouvement de rotation vers l'avant (pivotement) de matériaux, autour d'un axe horizontal perpendiculaire à la pente. Ce mouvement peut avoir lieu au sommet ou à la base de l'instabilité. Lorsque que ce mouvement n'affecte que la partie superficielle de l'instabilité, on parle alors de fauchage. Ce mouvement est déclenché par l'action de la gravité, la présence d'eau interstitielle et les forces exercées par les unités adjacentes.
- Les **écoulements** (Flows) : il existe différentes catégories d'écoulements, les principales seront présentées ici :

- les **laves torrentielles** (Debris flow) : ce sont des mouvements très rapides à extrêmement rapides ($1,8 \text{ m.h}^{-1}$ à 5 m.s^{-1}), ils sont constitués d'une combinaison de sol meuble, de roche, de matière organique, d'air et d'eau mobilisés sous forme de boue (incluant moins de 50% de fines) qui s'écoule vers le bas de la pente (Gichaba et al., 2013) (Fig. 5F). Les zones sources de coulées de débris sont souvent associées à des ravins abrupts à l'embouchure desquels on retrouve généralement des dépôts sous forme d'éventails de débris.
- les **coulées de débris** (Debris avalanche) : ce type de coulées est similaire au précédent (laves torrentielles), avec des vitesses de déplacement rapides à extrêmement rapides ($1,8 \text{ m.h}^{-1}$ à 3 m.min^{-1}). Les coulées de débris sont superficielles et peu épaisses (Fig. 5G). Contrairement aux laves torrentielles, elles ne sont pas localisées dans un chenal.

Laves torrentielles et coulées de débris présentent un mode de déclenchement (initiation) similaire : elles sont causées la présence de grandes quantités d'eau de surface, liées à des fortes précipitations, qui vont éroder le sol et la roche au niveau de pentes raides. Elles sont également initiées à partir d'autres types de mouvements de terrain, proches de la saturation et ayant lieu sur des pentes raides.

- les **glissements/coulées de terre** (Earthflow) : ce sont des glissement qui évoluent sous forme de coulées se déplaçant relativement lentement. Ce type de mouvement se forme à partir de matériaux (matériaux à grains fins ou roches argileuses) qui vont se liquéfier (saturation) et s'écouler le long d'une pente modérée, formant un bol ou une dépression au sommet (Fig. 5H). Morphologiquement, ces mouvements se présentent sous la forme d'un sablier.

Une coulée de terre contenant au moins 50% de sable, limon et argile et étant suffisamment saturée pour s'écouler rapidement sera appelée : **coulée de boue** (Mudflow) (Gichaba et al., 2013).

- le **fluage** (Creep) : ces mouvements prennent forme lorsque la contrainte cisailante est suffisante pour produire une déformation

permanente, et trop faible pour entraîner la rupture d'un matériau (Gichaba et al., 2013).

Ainsi, le fluage correspond à un mouvement extrêmement lent, en direction du pied de la pente (Fig. 5I). D'un point de vue morphologique, le fluage se remarque par des troncs d'arbres courbes, des poteaux inclinés et de petites ondulations ou crêtes à la surface du sol.

- La **diffusion latérale** (Lateral spread) : ces mouvements se produisent de façon « sub-perpendiculaire » à une pente, très douce. Ils peuvent aussi avoir lieu sur des terrains plats. Le mode de déplacement dominant est l'extension latérale accompagnée de fractures de cisaillement ou traction (Fig. 5J). Ces mouvements sont initiés par la liquéfaction des terrains qui vont devenir moins cohérents. L'initiation du mouvement débute soudainement dans une petite zone et se propage rapidement.

A cet ensemble peuvent s'ajouter un dernier type de mouvements dits « **complexes et composites** » qui sont la combinaison d'au moins deux principaux types de mouvements. Ces mouvements présentent des formes et matériaux plus ou moins évolués dans l'espace et dans le temps (Maquaire, 2002).

Un tableau récapitulatif (Tableau 2) de ces principaux mouvements de versant a été réalisé par Maquaire (2002) d'après la classification de Dikau et al., (1996) qui se base sur les mécanismes de rupture et d'évolution de six grand type de mouvements de terrain. Le tableau présente un récapitulatif de ces principaux glissements, agrémenté de sous types de mouvements que l'on peut rencontrer fréquemment. Ce tableau présente également les correspondances en anglais de chaque type de mouvement. Il est important de préciser que selon chaque type d'auteur et paramètre pris en compte, les classifications pourront sensiblement varier, notamment en ce qui concerne les dénominations des types de mouvements.

Tableau 2 : Classification des mouvements de versants adaptée de Dikau et al., 1996 (Maquaire, 2002).

| N° | FRANÇAIS | English |
|----|--|--|
| 1 | Chute (de bloc, de pierre, de débris, de sol) Écroulement rocheux | Fall (stone, pebble, boulder, debris, soil) |
| 2 | Basculement (de roche, de débris, de sol) | Topple (rock, soil, tilting) |
| 3a | Glissement rotationnel : <ul style="list-style-type: none"> - Glissement simple (rotationnel), - Glissements emboîtés, - Glissements successifs | Slide (rotational): <ul style="list-style-type: none"> - Single slide: slump (popular), rotational slip, rotational slide, - Multiple slide: multiple rotational landslide, multiple slump, - Successive slide: successive rotational landslide, successive slumping. |
| | Glissement translationnel : <ul style="list-style-type: none"> - Glissement de bloc, <i>glissement banc sur banc</i> - Glissement de sol, - Glissement rocheux, - Glissement de débris, - Glissement évoluant en coulée boueuse (foirage) | Slide (translational): <ul style="list-style-type: none"> - Block slide: planar rock slide (rock block slide), slab slide (for soil/earth), - Slab slide: debris block slide, soil block slide, earth block slide, sheet slide, flake slide, - Rock slide, - Debris slide: shallow translational slides, sheet slides, soil slips, - Mudslide: |
| 4 | Déplacement latéral : <ul style="list-style-type: none"> - Déplacement latéral de roches, - Déplacement latéral de sol | Lateral spreading: <ul style="list-style-type: none"> - Rock spreading: lateral spreading, gravitational spreading, gravity faulting, block-type slope movement, cambering and valley bulging, - Soil (Debris) spreading: sudden spreading failure, lateral soil spreading, quick clay sliding, bottle-necked flow (Canadian usage), quick clay flow, soil liquefaction sliding. |
| 5 | Écoulement : <ul style="list-style-type: none"> - Déformation lente de versant rocheux, fauchage, - Coulées boueuses, coulées de sable - <i>Laves torrentielles</i> - <i>Coulées de débris</i> | Flow: <ul style="list-style-type: none"> - Rock flow (sackung): sagging, rock creep, deep seated gravitational creep, - Soil flow (mudflow): mudflow, alpine mudflow, sandflow. - Debris flow: mudflow (old usage), lahar (volcanic mudflow), - Debris avalanche |
| 6 | Phénomène complexe et composite : <ul style="list-style-type: none"> - Eboulement, écroulement de grande ampleur (d'extension catastrophique), - Glissement-coulée très rapide - <i>Glissement-coulée lent</i> | Complex and compound: <ul style="list-style-type: none"> - Rock avalanche: rockfall avalanche, rock-slide avalanche, rockfall-debris avalanche, - Flow slide - <i>Earthflow</i> |

Lorsque l'on s'intéresse à l'aléa et au risque, la vitesse de déplacement entre en compte dans les critères de classification : la vulnérabilité augmente avec la vitesse de déplacement, indépendamment de son volume. Ce critère est utilisé dans les guides « PPR mouvements de terrain » (gouvernement.fr/risques/mouvement-de-terrain). Ainsi, selon les vitesses de déplacement, les mouvements de terrain vont pouvoir être classés en deux catégories : les mouvements lents et les mouvements rapides. Au sein de ces deux catégories, les mouvements vont également être distingués selon le type de déformation :

- Les **mouvements lents** : déformation progressive des terrains, avec ou sans rupture.
 - **Les affaissements** : dus à la formation et l'évolution de cavités souterraines, naturelles ou artificielles tels que les mines et carrières. Leur évolution peut être amortie par un comportement souple des matériaux affectés.
 - **Les tassements** : les sols compressibles peuvent se tasser sous l'effet de surcharges, de consolidation de terrains compressibles (vases, tourbes) et sous l'effet d'un assèchement (drainage, pompage).
 - **Le fluage** : mouvement lent de matériaux plastiques sur une faible pente, sans surface de rupture nette, résultant d'une déformation gravitaire continue d'une masse de terrain.
 - **Le retrait ou gonflement** : tassement (période sèche) et gonflement (période humide) de matériaux argileux en fonction de leur teneur en eau.
 - **Les glissements** : déplacements de masse qui se produisent généralement en situation de forte saturation des sols en eau. Le déplacement s'effectue le long d'une surface de rupture qui est soit plane, courbe ou complexe. Les glissements de terrain peuvent mobiliser des volumes très importants de terrain ; exemple des deep-seated gravitational slope deformation (DGSD) qui sont des déformations gravitationnelles profondes (quelques centaines de m) affectant de larges pentes (centaines de millions de m³) et évoluant sur des périodes très longues.

- Les **mouvements rapides** : propagation brutale et rapide des matériaux.
 - **Les effondrements** : rupture brutale du toit de cavités naturelles (dissolution gypse) ou artificielles (carrières, mines, ouvrages souterrains) accompagnée généralement d'une dépression en surface.
 - **Les chutes de pierres ou blocs** : engendrées par l'évolution des falaises et versants rocheux fracturés. Les volumes détachés peuvent varier de moins de 1 dm³ (chutes de pierres), de plus de 1 dm³ (chutes de blocs) ; au-delà, on parle d'écroulement de masse (volumes allant de centaines à plusieurs millions de m³).
 - **Les éboulements ou écroulements** : pans de falaise ou de versant rocheux qui vont s'écrouler selon la fracturation et les discontinuités existantes. Ce sont des écroulements dits en masse, avec un volume pouvant aller jusqu'à plusieurs millions de m³.
 - **Certains glissements rocheux** :
 - **Les laves torrentielles** : transport de matériaux sous forme de coulées visqueuses ou fluides au niveau des lits des torrents lors des crues. Elles présentent une concentration élevée en matériaux solides.
 - **Les coulées de boue** : transport rapide de matériaux remaniés, de structure plus ou moins fluide et à forte teneur en eau. Elles se forment généralement au pied des glissements de terrain.

Plus récemment, Hungr et al. (2001) a proposé un modèle de classification simplifié, basé sur l'utilisation d'un petit nombre de catégories tout en préservant les concepts établis ainsi que les caractéristiques les plus importantes (Tableau 3).

Tableau 3 : Correspondance entre les différentes classifications de mouvements de terrain (d'après Hungr et al., 2001).

| Varnes (1978) | Hutchinson (1988) | Hungr et al. (2001) |
|----------------------|------------------------|------------------------|
| Wet, sand, silt flow | Flow slide | Sand, silt, flow slide |
| Rapid earth flow | Flow slide (clay) | Clay flow slide |
| Loess flow | Flow slide (loess) | Loess flow slide |
| Dry sand flow | - | Dry sand flow |
| Earth flow | Mudslide | Earth flow |
| - | Mudflow | Mudflow |
| Debris avalanche | Hillslope debris flow | Debris avalanche |
| Debris flow | Debris flow | Debris flow |
| - | Hyperconcentrated flow | Debris flood |
| Rock avalanche | Sturzstrom | Rock avalanche |

1.2. Causes des mouvements de versant

La gravité est la force motrice responsable des glissements de terrain. Vallet (2014) détaille cette notion en définissant un glissement de terrain comme étant un objet sur un plan incliné dont le poids peut être exprimé en deux composantes (Fig. 6) :

- la composante normale (P_n) : composante perpendiculaire qui maintient l'objet en place sur la pente.
- la composante tangentielle (P_t) : composante parallèle qui tire l'objet vers le bas.

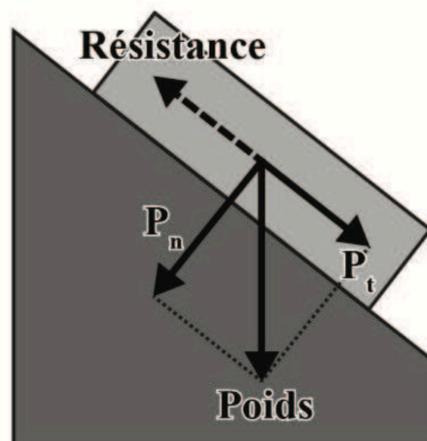


Figure 6 : Les forces impliquées dans la déstabilisation des mouvements de terrain (Vallet, 2014).

Rapportées à l'aire de contact, ces composantes deviennent alors :

- la contrainte normale (σ_n) pour la composante normale
- la contrainte tangentielle ou cisailante (σ) pour la composante tangentielle

Une rupture d'un versant s'initie lorsque le rapport $\frac{\sigma_n}{\sigma}$ atteint une valeur critique appelée coefficient de friction (μ) (Vallet, 2014), la contrainte cisailante (σ) augmente au détriment de la contrainte normale (σ_n). Vallet (2014) définit ainsi la résistance au cisaillement (R_c) qui correspond aux forces de réaction d'un objet (ici l'instabilité) au mouvement ou à la déformation :

$$R_c = C + \mu \sigma_n \quad (1)$$

Un versant est donc stable lorsque la contrainte de cisaillement (σ) est compensée par la résistance au cisaillement du versant (R_c).

1.3. Déclenchement et cinétique des mouvements de versant

L'initiation et/ou le déclenchement des mouvements de terrain dépend de différents facteurs qui peuvent ou non, se combiner dans le temps. Ces facteurs vont se combiner à l'action exercée par le poids des terrains et ainsi déclencher une instabilité.

Selon Statham and Finlayson (1980) ces facteurs peuvent se distinguer de la manière suivante :

- les facteurs de prédisposition : ils correspondent aux propriétés initiales du versant, aux conditions intrinsèques tels que la lithologie, la structure, la fracturation, le degré de fracturation, la pente du versant. C'est un facteur dont les effets agissent sur le long terme, de 10^4 à 10^6 années
- les facteurs préparatoires : ce sont des facteurs de moyen terme, allant de la dizaines d'années à 100 000 ans. Parmi ces facteurs, les effets du climat sont

prédominants avec les processus d'érosion, altération, gélifraction, L'impact de l'homme est également à prendre en compte à ce niveau avec l'utilisation des sols (par exemple la déforestation qui va modifier la structure et potentiellement la stabilité d'un versant).

- les facteurs déclencheurs : ce sont des facteurs qui vont être ponctuels, à l'échelle de l'événement ou bien sur une durée inférieure à 10 ans. Ils correspondent à des sollicitations rapides et intenses telles que de fortes précipitations (apports d'eau soudains, crues), des séismes, des événements climatiques brutaux (orages, vents) ainsi que des sollicitations anthropiques.

Ainsi la résistance et la stabilité d'un versant dans le temps vont diminuer progressivement jusqu'à la rupture, lorsque les sollicitations vont être supérieures à la résistance du versant (Fig. 7). Des variations régulières des sollicitations et degré de résistance du versant s'observent au sein de cette tendance dégressive, la figure 7 représente un modèle conceptuel de l'évolution d'un versant avant la rupture.

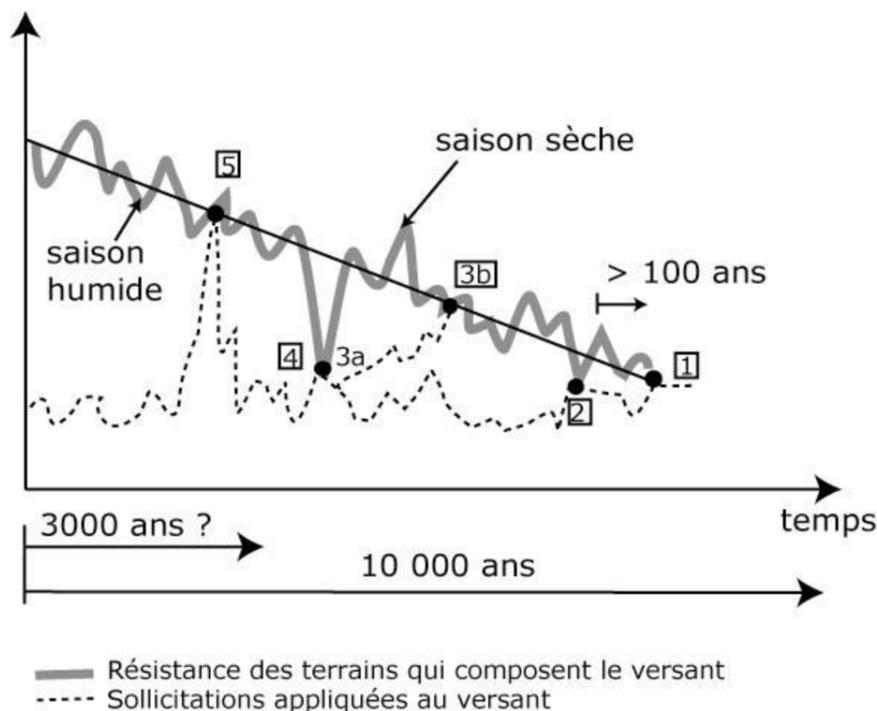


Figure 7 : Relation entre les facteurs de prédisposition, les facteurs préparatoires et les facteurs déclenchants des glissements de terrain (D'après Statham et Finlayson, 1980 ; modifié par Gunzburger, 2004).

Différents scénarios de rupture sont indiqués en figure 7, ces scénarios ont lieu à différentes échelles de temps (axe des abscisses ; Fig. 7) et peuvent être liés à une diminution de la résistance du versant, où à l'évolution des sollicitations que subit un massif au cours du temps. Binet (2006) définit ces scénarios :

- 1 : diminution de la résistance à long terme ($\pm 10\ 000$ ans) (altération, alternance gel/dégel, etc.).
- 2 et 4 : diminution de la résistance à court terme (diminution brusque ; précipitations).
- 3a : modification de la géométrie en pied de talus, sur le moyen terme, entraînant des modifications irréversibles des contraintes dans le massif.
- 3b : rupture de la pente liée aux modifications de pied de talus énoncées plus haut (3a).
- 5 : sollicitation à très court terme : un séisme peut déstabiliser un versant sous l'effet d'un ébranlement sismique.

Dans la majorité des cas, l'eau apparaît comme l'acteur principal dans les processus de déstabilisation et de déclenchement des mouvements de terrain (Bonnard 2006 ; Parriaux 2009).

1.4. Influence de l'eau sur les instabilités de versant

Le déclenchement d'un glissement de terrain peut être lié à plusieurs facteurs, qui participent seuls ou simultanément à la déstabilisation du versant. Le principal facteur d'instabilité est l'eau, qui sous toutes ses formes, participe au déclenchement d'un glissement de terrain (Bonnard, 2006 ; Parriaux, 2009). Les corrélations entre les mouvements et le régime des eaux sont variables, elles peuvent être plus ou moins fortes, simples ou complexes et parfois inexistantes (Parriaux et al., 2010). L'accumulation d'eau dans une instabilité peut par exemple entraîner une accélération du mouvement de terrain par augmentation du poids de l'instabilité, conduisant à la rupture (Brunsdén, 1999). Cappa et al. (2014) ont également montré l'influence des variations du niveau d'eau souterraine sur l'accélération des déplacements au

sein d'un versant instable. C'est la pression interstitielle des fluides qui est considérée comme le facteur déclencheur majeur d'une instabilité de versant, c'est un élément important car il rentre en compte dans la définition de la contrainte effective d'une roche σ'_z , qui s'exprime ainsi d'après Rutqvist et Stephansson, (2003) :

$$\sigma'_z = \sigma_z - p \quad (2)$$

Avec :

σ'_z : la contrainte effective dans une roche

σ_z : la contrainte verticale totale

p : la pression de fluide dans le massif

Ainsi, une augmentation de la pression de fluide dans le massif entraîne une diminution de la contrainte effective qui va ensuite mener à une déstabilisation du versant dans le cas où la diminution des contraintes est telle que le seuil de stabilité est franchi (exemple du critère de Coulomb). En surface (< 2m), cette augmentation de pression interstitielle correspond à un taux d'humidité du sol proche de la saturation, en profondeur (> 5m) l'augmentation est liée aux variations du niveau piézométrique (Van Asch et al. 1999 ; Cappa et al. 2014 ; Vallet 2014). On définit les couplages hydro-mécaniques comme étant le facteur déclencheur d'un mouvement de terrain (Fig. 8).

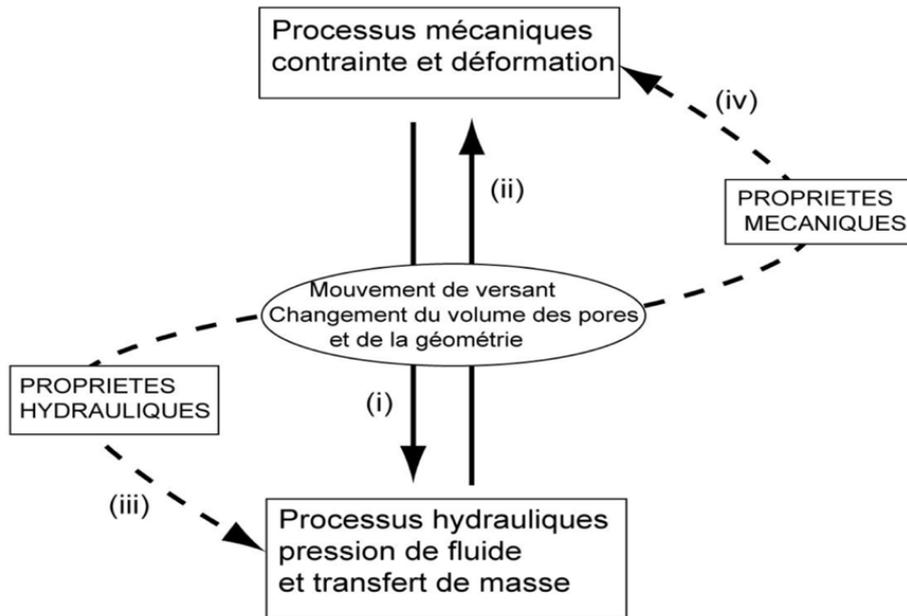


Figure 8 : Couplages hydro-mécaniques dans un milieu fracturé, Binet (2006) modifié d'après Rutqvist et Stephansson (2003).

Ces couplages peuvent être directs et sur le court terme, dans le cas d'événements pluvieux corrélés avec des phases de déplacement. Ce sont des comportements à réponse rapide où les déplacements sont fortement corrélés aux précipitations. L'exemple du glissement de Villarbeney est donné sur la figure 9.

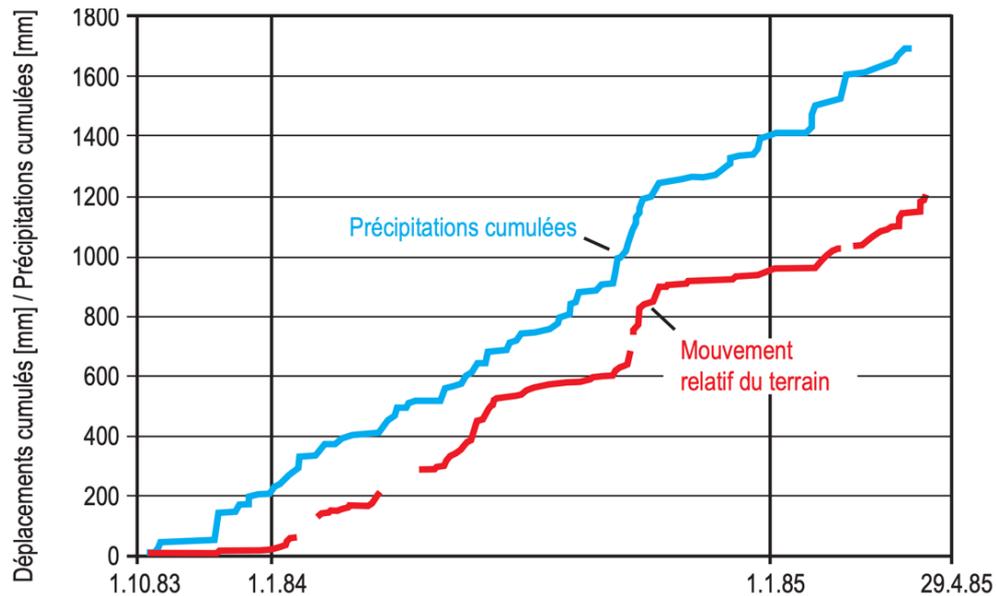


Figure 9 : Évolution en continu des mouvements de surface d'un point dans la partie la plus active du glissement de Villarbeney (Préalpes fribourgeoises) entre octobre 1983 et avril 1985, et des précipitations journalières sur le site (Parriaux et al. 2010, d'après Engel 1986, Bonnard et al. 1989).

Les couplages sont également indirects, lorsque les processus hydrauliques et mécaniques interagissent en modifiant les propriétés du milieu sur le moyen ou long terme (Rutqvist and Stephansson, 2003). Ce sont des comportements à réponse complexe où la relation pluie-déplacement ne suffit pas à expliquer l'impact de l'eau dans la mécanique de formation d'une instabilité (ex : déformation par fluage sur le long terme ; Saito, 1969 ; Brückl, 2001 ; Parriaux et al. 2010 ; Federico et al. 2012 ; Vallet, 2014). Les couplages hydro-mécaniques directs sont des facteurs dits déclencheurs, sur le court terme, tandis que les couplages indirects sont des facteurs préparatoires sur le moyen et long terme (Vallet, 2014).

Il arrive également que les variations hydrologiques n'influencent pas certains mouvements de terrain ; il n'y a pas de corrélation entre une période de forts déplacements et de fortes précipitations. Ce cas concerne généralement les mouvements dont le système hydrogéologique est profond (Parriaux et al. 2010). Le signal des précipitations va être tamponné par le système profond, n'influençant quasiment pas les écoulements dans le temps.

En plus d'être un facteur déclencheur, l'eau constitue également un facteur préparatoire aux instabilités de versant. Il convient tout d'abord de distinguer les effets des eaux superficielles des effets des eaux souterraines. Les eaux superficielles, de par leur ruissellement, vont provoquer une érosion (transport de matière) et/ou une altération de surface qui vont entraîner une modification de la structure et géométrie du versant ce qui peut entraîner une modification des conditions de stabilité. On parle alors d'érosion et/ou d'altération mécanique, agissant sur le court terme. A plus long terme, les eaux souterraines, en plus d'une érosion et/ou altération mécanique (due à la déformation), vont provoquer une érosion et/ou altération chimique (sur place, sans transport) du versant. La minéralogie des roches va être modifiée par les interactions eau-roche au cours du temps, ce qui va entraîner une modification des propriétés mécaniques des roches de l'instabilité (Wen et al. 2004, Vallet 2014). L'érosion dans le cas de l'action d'eaux souterraines se caractérise par des modifications sur le long terme, des propriétés mécaniques des fractures, fragilisant ainsi le versant (Furuya et al. 1999).

On distingue l'érosion de l'altération par le transfert d'éléments : l'altération est statique alors que l'érosion met en mouvement la matière (Valentin et Gaillardet, 2019) :

- l'érosion correspond aux processus de transport d'éléments (mobilisation) qui peuvent être des particules minérales ou organiques (érosion physique ou mécanique) ou des substances dissoutes inorganiques ou organiques (érosion chimique).
- l'altération est composée des processus d'altération mécanique et chimique, sans transport d'éléments. Le couplage de l'altération mécanique et de l'altération chimique implique de la dissolution (mise en solution des éléments chimiques solubles des minéraux primaires) et la précipitation de nouvelles phases impliquant les éléments les moins solubles dans l'eau (les minéraux secondaires).

II. HYDROGÉOLOGIE DU MILIEU FRACTURÉ INSTABLE

2.1. Le milieu fissuré et fracturé

Les milieux fracturés sont des milieux fissurés hétérogènes complexes, anisotropes, discontinus constitués d'une matrice rocheuse quasi imperméable traversée par un réseau de discontinuités (Fig. 10). Ils présentent une fracturation très hétérogène, une géométrie complexe ainsi que de forts contrastes de propriétés entre les zones fracturées et la matrice rocheuse. D'un point de vue de leur structure, ces milieux fracturés sont formés de blocs compacts, découpés et limités par un réseau structuré de discontinuités (Fig. 10a). Dans certains cas, plusieurs familles de discontinuités (orientation et direction variables) peuvent affecter le milieu (Fig. 10b).

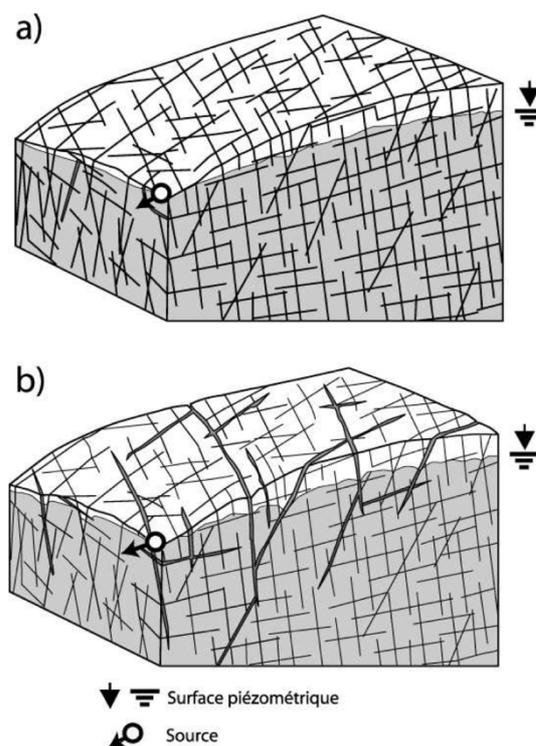


Figure 10 : Hétérogénéité des milieux fissurés et fracturés, a. milieu fissuré faiblement hétérogène ; b. milieu fissuré hétérogène (OFEG, 2003).

Ces milieux sont considérés comme milieux aquifères car leurs discontinuités vont contenir de l'eau, qui va être stockée dans le cas où ces fractures sont peu connectées et ouvertes, où au contraire qui va circuler rapidement lorsque les fractures sont connectées.

Les discontinuités des aquifères de socle peuvent être décomposées en différentes familles (Bertrand, 2014) :

- les discontinuités tectoniques (joints tectoniques), de dimension métrique, très peu ouvertes rendant ainsi les écoulements limités et faibles. Ces discontinuités constituent néanmoins une porosité significative dans un massif.
- les failles, d'ouverture allant du millimètre à plusieurs centimètres, jouant le rôle de barrières imperméables (failles colmatées par des remplissages argileux) ou bien de drains au sein des massifs. Les failles présentent généralement une grande extension et peuvent ainsi recouper plusieurs formations géologiques.
- les zones faillées, qui constituent des ensembles complexes de discontinuités formant des zones endommagées qui vont avoir une influence sur les circulations au sein du massif.

2.2. Loi d'écoulement dans les milieux fissurés et fracturés

L'importance de la fracturation et la connexion entre les fractures va définir la perméabilité intrinsèque du milieu (m^2) qui est l'aptitude du milieu à être traversé par un fluide. Ainsi l'importance de l'ouverture des fractures ainsi que de leur connexion va agir sur la perméabilité. La porosité (sans dimension) du milieu sera elle contrainte par l'absence de connexion entre les fractures ainsi que par l'importance et la taille de ces fractures.

La porosité d'un milieu est définie comme étant la propriété d'un corps à comporter des vides interconnectés ou non, exprimée quantitativement par le rapport du volume de ces vides au volume total du milieu :

$$n = \frac{V_{vides}}{V_{total}} \quad (\text{rapport généralement exprimé en \%}) \quad (3)$$

Deux grands types morphologiques de vides sont distingués : les pores (porosité d'interstices ou intergranulaire) et les fissures (porosité de fissure).

Dans un milieu de socle la porosité est généralement de moins de 1% alors que dans les sables et grès elle est comprise entre 15 et 25%. Dans les milieux calcaires, la porosité évolue de quelques % à 25 % dans le cas d'un calcaire fissuré. Dans le socle, la porosité peut également varier et augmenter en fonction du degré d'altération et de fracturation du milieu.

La perméabilité intrinsèque (k) et la conductivité hydraulique ou coefficient de perméabilité (K) sont les paramètres les plus utilisés pour décrire les flux de fluide dans un milieu fissuré et/ou fracturé, ils sont définis par la loi de Darcy (1856) qui permet de relier un débit à un gradient de pression appliqué au fluide :

$$Q = K \cdot S \cdot \frac{\Delta P}{\Delta x} \quad (4)$$

Avec :

- Q : le débit d'eau par unité de longueur ($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$)
- S : la section d'écoulement (m^2)
- $\frac{\Delta P}{\Delta x}$: le gradient de pression de fluide dans la direction de l'écoulement
- K : le coefficient de perméabilité du milieu traversé ($\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)

La loi de Darcy est définie pour des conditions d'écoulement laminaire dans un milieu homogène, isotrope et continu ; le fluide n'interagissant pas avec le milieu.

Le coefficient de perméabilité (K) dépend de la nature du fluide et s'exprime par la relation suivante :

$$K = k \cdot \frac{g}{\nu} \quad (5)$$

Avec :

- k : la perméabilité intrinsèque du milieu, indépendante de la nature du fluide (m^2)
- ν : la viscosité cinématique du fluide ($m^2.s^{-1}$)
- g : l'accélération de la pesanteur ($m.s^{-2}$)

Le coefficient de perméabilité (ou conductivité hydraulique) K est caractéristique des conditions d'écoulement dans un matériau donné pour un fluide donné. Elle prend en compte les interactions physiques entre le fluide et la roche. Le coefficient de perméabilité intrinsèque n'est pas fonction du liquide et la perméabilité intrinsèque n'est définie qu'à l'échelle macroscopique. Sa dimension est celle d'une surface (m^2) et s'exprime généralement en Darcy avec $1 \text{ Darcy} = 0.987 \cdot 10^{-12} m^2$

Une perméabilité intrinsèque (k) de 1 Darcy correspond à un coefficient de perméabilité (K) de $10^{-5} m.s^{-1}$.

A partir de ces relations, il est possible de définir la vitesse de filtration ou vitesse de Darcy V ; en $m.s^{-1}$) :

$$V = K \cdot \frac{\Delta P}{\Delta x} \quad (6)$$

Schlichter généralise l'expression de la vitesse en fonction du coefficient de perméabilité dans le cas d'écoulements tridimensionnels dans un sol homogène et isotrope par la relation suivante :

$$\vec{v} = -K \cdot \overrightarrow{\text{grad}}(P) \quad (7)$$

Ici la loi de Darcy est appliquée à l'échelle du milieu fracturé afin d'estimer une perméabilité globale. Avec cette approche le milieu fracturé est considéré comme un milieu poreux équivalent (Dewandel et al., 2003 ; Binet, 2006).

Contrairement aux milieux poreux, qui sont isotropes, les milieux fracturés sont anisotropes et dans ce cas, la perméabilité d'un milieu va s'exprimer par un tenseur et la loi de Darcy généralisée s'écrit de la façon suivante :

$$\vec{v} = -\vec{K} \cdot \overrightarrow{\text{grad}}(P) \quad (8)$$

Avec :

$$V_x = -K_x \cdot \left(\frac{\Delta P}{\Delta x}\right)$$

$$V_y = -K_y \cdot \left(\frac{\Delta P}{\Delta y}\right)$$

$$V_z = -K_z \cdot \left(\frac{\Delta P}{\Delta z}\right)$$

Avec K_x , K_y et K_z les perméabilités principales du milieu.

A l'échelle de la fracture, les écoulements au sein d'une fracture individuelle peuvent être décrits par une « loi cubique » (intégration des équations de Navier – Stokes), qui décrit le débit d'eau entre deux plaques (par unité de largeur de fracture). Cette relation est appelée loi cubique ou loi de Louis (Louis, 1967) :

$$q = \frac{\tau \cdot g \cdot e^3}{12 \cdot \nu \cdot C} \cdot \left(\frac{\Delta P}{\Delta x} \right) = \vartheta \cdot e \quad (9)$$

Avec :

- q : le débit par unité de largeur de fracture ($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, compté perpendiculairement à la direction de l'écoulement)
- τ : le degré de séparation de la fracture ($\frac{\text{surface ouverte}}{\text{surface totale}}$)
- e : l'ouverture de la fracture (m)
- C : coefficient ≥ 1 dépendant du rapport de la hauteur des aspérités des parois de la fracture sur son ouverture ($C=1$ pour les fractures peu rugueuses)
- ϑ : la vitesse moyenne d'écoulement dans la fracture ($\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)

La vitesse moyenne d'écoulement s'exprime alors selon l'équation suivante :

$$\vartheta = \frac{\tau \cdot g \cdot e^2}{12 \cdot \nu \cdot C} \cdot \left(\frac{\Delta P}{\Delta x} \right) = K_f \cdot \left(\frac{\Delta P}{\Delta x} \right) \quad (10)$$

Avec :

- K_f : la perméabilité (ou conductivité hydraulique) des fractures ($\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)

Il est possible (dans le cas d'une famille de fractures parallèles d'extension infinie) de relier la perméabilité des fractures (K_f) avec la perméabilité du milieu continu équivalent (K_{eq}) :

$$K_{eq} = K_f \cdot \left(\frac{e}{l} \right) \quad (11)$$

Avec :

- e : l'ouverture des fractures (m)
- l : l'espacement des fractures (m)

Ces relations montrent bien l'importance de l'ouverture des fractures dans la caractérisation des flux de fluides dans les fractures.

2.3. Aquifères du milieu fissuré et fracturé

Dans les milieux souterrains, l'eau réside et transite dans les pores, fissures et fractures des roches qui peuvent être soit d'origine sédimentaire, volcanique ou métamorphique (Fig. 11a). Une quatrième distinction peut se faire pour les milieux ayant subi une déformation récente, tels que les Alpes et les Pyrénées, ces milieux sont constitués de formations diverses, dont des formations de socle, fortement plissées (Fig. 11b).

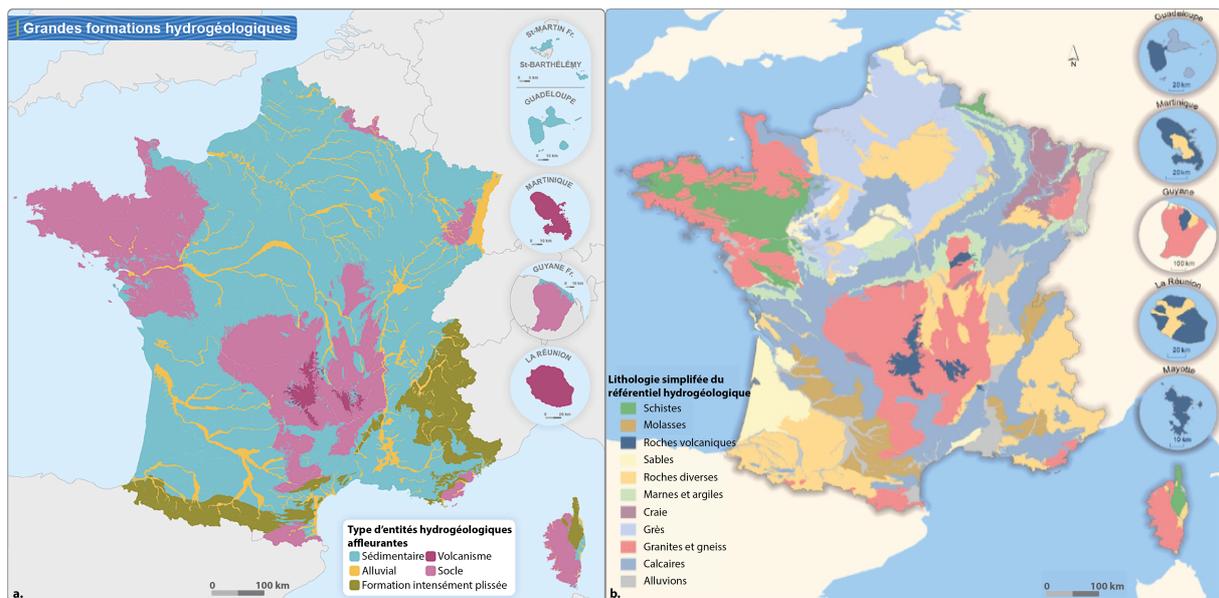


Figure 11 : a. Carte schématique des grandes formations hydrogéologiques de France ; b. Lithologie des aquifères français (les aquifères les plus proches du sol sont représentés sur la carte) ; source : BRGM – Fonds cartographiques : AFB, 2018.

Lors que la matrice rocheuse est peu perméable (roches de socle, granites, certains calcaires), les écoulements vont avoir lieu au travers de la fracturation. Dans le cas contraire où la roche est très peu fracturée et/ou que les fractures sont peu connectées, les écoulements vont s'effectuer au travers de la matrice rocheuse poreuse. Afin de caractériser les aquifères, il est

donc important de distinguer les milieux poreux des milieux fracturés et karstiques (Fig. 12). Les milieux poreux sont homogènes (à petite échelle) et continus, ils présentent une perméabilité d'interstices et des vitesses de circulation des eaux très lentes (de l'ordre de l'année). Ces milieux sont formés principalement de sables, graviers, grès. Par opposition, les milieux fracturés sont hétérogènes et discontinus, ils correspondent à des hydrosystèmes de socle ou carbonatés. Ils présentent des vitesses de circulation relativement rapides de l'ordre de l'heure à quelques mois. Les milieux karstiques constituant les cas extrêmes de milieu fracturés. À noter que dans certains cas la distinction entre milieu poreux et milieu fracturé est relativement floue car le comportement d'un milieu poreux peut être assimilé à un milieu fracturé lorsque la taille des grains est hétérogène et qu'ils sont séparés les uns des autres. À l'inverse, un milieu fracturé peut apparaître poreux lorsqu'il est suffisamment fracturé pour que la maille de fracturation soit de l'ordre de grandeur de grosses alluvions (Bertrand, 2014).

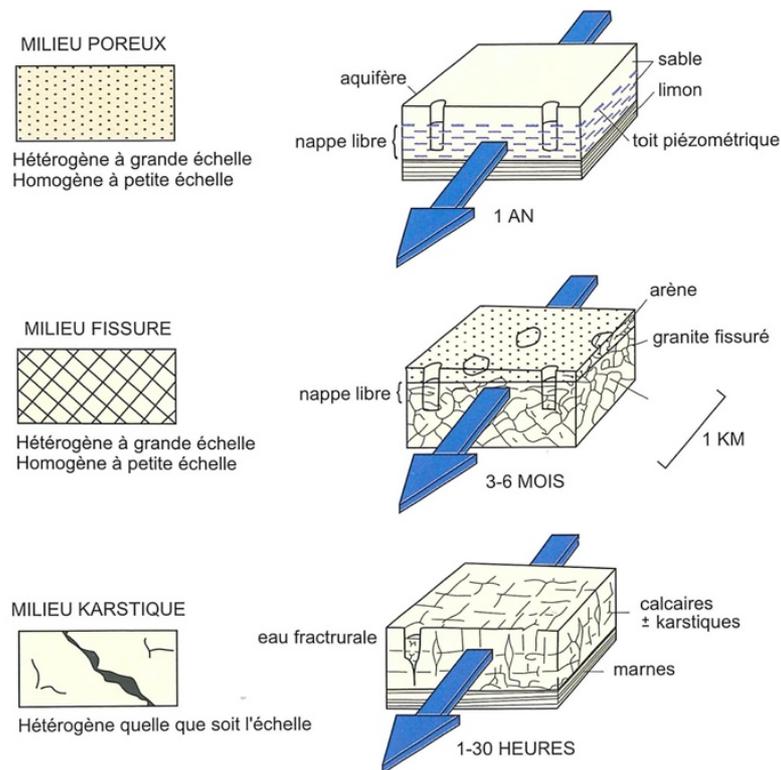


Figure 12 : Variabilité des temps d'écoulement des eaux souterraines selon les caractéristiques physiques de l'aquifère (Les eaux souterraines en France, BRGM Éditions, adapté de C. Drogue 1971).

En milieu fissuré et fracturé, trois grandes familles d'aquifères existent :

- les aquifères karstiques, associés à la couverture carbonatée et recouvrant environ 35% du territoire français (Mangin, 1975). Ils sont formés par la dissolution des minéraux des roches carbonatées qui entraîne l'élargissement des fractures conduisant à la formation d'un système de conduits ouverts plus ou moins connectés. La perméabilité du milieu karstique est comprise entre 10^{-7} m.s⁻¹ et 10^{-3} m.s⁻¹ au selon l'échelle d'observation.
- les aquifères de roches volcaniques, qui sont des formations complexes en raison de leur variabilité lithologique, leur hétérogénéité et la variabilité des processus d'altération qu'elles ont subi. Ces aquifères possèdent une perméabilité d'interstices ainsi qu'une porosité de fracture acquise initialement lors du refroidissement rapide de la lave. Les fractures seront plus ou moins importantes, favorisées par l'altération. Les propriétés hydrauliques et donc le fonctionnement des aquifères de ces formations sera variable selon le type de formation, le contexte et le degré d'altération.
- les aquifères de socle ou Hard Rock Aquifers (HRA) correspondent aux formations métamorphiques et plutoniques, qui affleurent en France dans les massifs anciens (Vosges, Massif Armoricain, Ardennes, Massif Central) et récents (Alpes, Pyrénées).

Les aquifères de socle constituent la base de ce travail, leurs caractéristiques et fonctionnements seront détaillés dans les parties qui vont suivre.

2.4. Les aquifères de socle : propriétés, structure et fonctionnement

Les aquifères de socle sont des milieux fissurés, hétérogènes et anisotropes. Ils sont constitués de roches cristallines, plutoniques et métamorphiques formant une matrice rocheuse quasi imperméable. Les processus d'altération et d'érosion qu'ont subi les roches de socle au cours des temps géologiques vont influencer la structure et les propriétés physiques de ces roches en surface (100 premiers mètres) conditionnant ainsi les propriétés hydrogéologiques

des aquifères de socle (Detay et al., 1989). Ce sont généralement des aquifères de faible perméabilité, acquise secondairement le plus souvent, où les circulations sont localisées principalement au sein des fissures et fractures (Maréchal, 1998 ; Binet, 2006 ; Bogaard et al. 2007 ; Vallet, 2014), ne constituant ainsi pas de nappe continue mais des aquifères plutôt localisés dits « aquifères discontinus ». Ces milieux s’opposent aux milieux poreux par leur caractère discontinu (Feuga and Vaubourg, 1980). L’eau est contenue dans les discontinuités de la roche, plus ou moins connectées et/ou ouvertes, elles sont soit transmissives soit jouent le rôle de stockage. L’intensité des écoulements va donc dépendre du degré d’ouverture des fractures et de leur connectivité. Autrement dit, la perméabilité globale d’un aquifère de milieu fissuré va dépendre du degré de connexion entre les réseaux de fracturation (Berkowitz, 2002 ; Guihéneuf et al. 2014). Dans un contexte où plusieurs familles de fractures existent, les écoulements se feront dans un milieu à perméabilité et porosité multiples, où la zone décomprimée proche de la surface joue le rôle de réservoir (Binet, 2006).

L’effet d’échelle est un élément important à prendre en compte lors de l’observation des perméabilités des milieux fissurés (Fig. 13). En effet, selon l’échelle d’observation, la mesure de perméabilité va prendre en compte ou non certaines familles de discontinuités et une observation locale ne sera pas représentative du comportement global de l’aquifère (Clauser, 1992 ; Jeannin, 1996). A l’échelle du laboratoire, la perméabilité peu augmenter d’environ trois ordres de grandeur alors qu’au niveau du puits, à l’échelle kilométrique, elle semble constante.

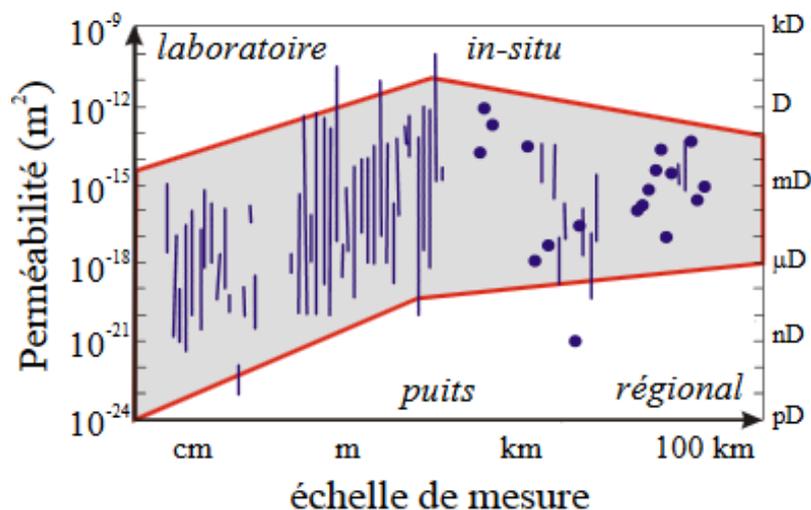


Figure 13 : Variabilité des valeurs de perméabilité en fonction de l’échelle d’observation dans les roches cristallines (Clauser, 1992) ; les barres représentent la plage de perméabilité maximale (dans le cas de plusieurs valeurs individuelles), les ronds représentent des valeurs uniques.

Au sein des formations de socle, plusieurs compartiments de propriétés hydrogéologiques distinctes sont présents, avec une fracturation maximale en surface dont la fréquence décroît du sommet de la formation vers le bas au niveau du socle sain (Fig. 14). De bas en haut, on distingue premièrement la roche saine, non altérée, dont les perméabilités ne sont significatives qu'au niveau de la fracturation. C'est donc un niveau à perméabilité localisée, ne permettant qu'une très faible capacité de stockage de l'eau (porosité efficace $\ll 10^{-4}$). La porosité primaire de ce niveau est très faible, de l'ordre de 1% (Banton et Bangoy, 1997). Il en est de même pour la conductivité hydraulique qui est très faible, variant de 10^{-11} à 10^{-13} m.s⁻¹. L'horizon fissuré se situe juste au-dessus du socle sain, il est caractérisé par une fracturation plus importante, qui décroît en direction du socle sain. Ce niveau présente généralement une épaisseur comprise entre 40 et 60 m en France. Le réseau de fracturation de ce niveau constitue le principal réseau de circulation pour les eaux, les fractures subverticales (perméabilité $> 10^{-5}$ m.s⁻¹) sont mises en connexion par un réseau de joints verticaux (d'origine tectonique) qui vont améliorer la connectivité du milieu. C'est ce niveau qui assure la fonction transmissive de l'aquifère. Un réseau de fracturation de moindre perméabilité délimite des blocs, formant une perméabilité dite de matrice (10^{-14} à 10^{-9} m.s⁻¹) au sein de ces blocs, représentant 90% de l'emmagasinement total. Les 10% restants étant assurés par la perméabilité de fracture. La partie supérieure, formations meubles d'altération du substratum rocheux (matériel dépendant de la nature de ce substratum), correspond aux altérites dont l'épaisseur est très variable selon le degré d'érosion. Elle oscille entre 0 m, lorsque que ce niveau est complètement érodé, à 20-30 m. Les argiles issues de l'altération rendent le milieu très peu perméable avec une perméabilité moyenne de 10% pouvant diminuer lorsqu'il y a beaucoup d'argiles (0 à 10% ; Compaore, 1997). Néanmoins ce compartiment présente une très forte capacité d'emmagasinement qui permet le stockage des eaux souterraines lorsque le milieu est saturé. Dans les régions montagneuses à fort relief telles que les Alpes ou les Pyrénées, ce niveau peut être absent.

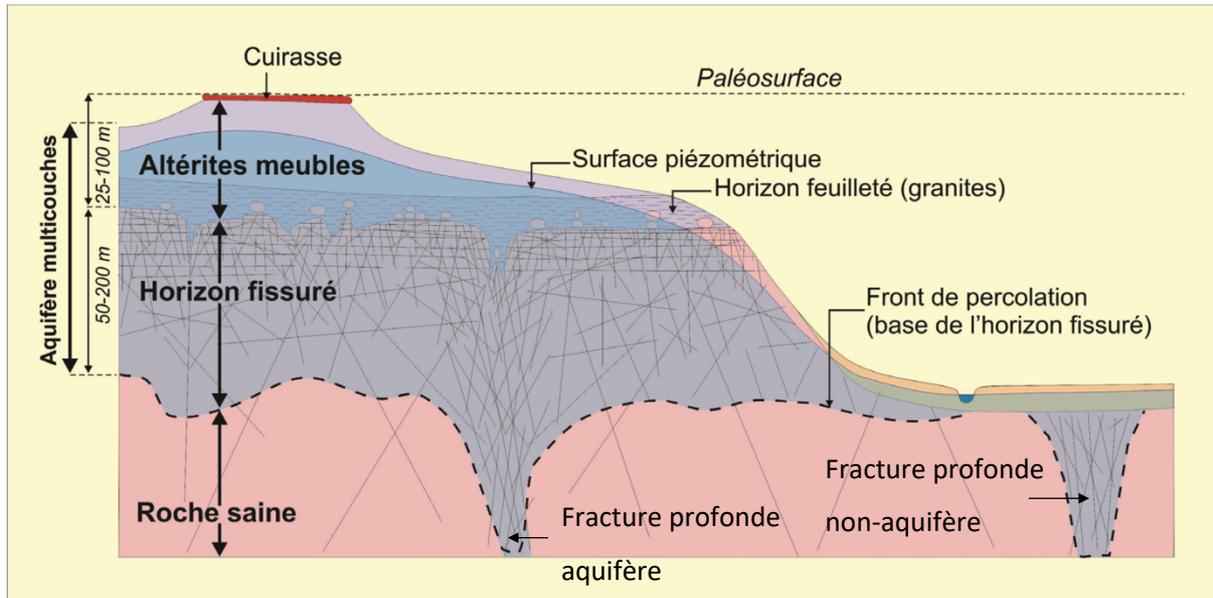


Figure 14 : Modèle conceptuel stratiforme de la structure et des propriétés hydrogéologiques des aquifères de socle (d'après R. Wyns, 2002).

2.5. Les aquifères de socle en milieu montagneux : hydrogéologie et hydrochimie du cristallin alpin

En milieu fracturé tel que les Alpes françaises, l'eau circule principalement le long de fractures au sein de roches fissurées. La ressource en eau y est très abondante du fait de l'importante quantité de précipitations (en moyenne 1200 mm.an^{-1}). Dans les zones montagneuses, le signal des précipitations sera différent de celui en plaine. Les pluies sont premièrement fonction de l'altitude où elles présentent un gradient de 50 mm tous les 100 m avec une valeur moyenne de 1000 mm par an à 1000 m d'altitude (Mudry, 1987). Les altitudes élevées et le climat montagnard vont avoir une incidence sur la répartition et la quantité de précipitations. On observe de grandes variations temporelles et spatiales. Par ailleurs, les précipitations en milieu montagneux peuvent subir un déphasage lorsqu'elles se font sous forme de neige (en opposition à la pluie) en fonction de l'isotherme 0°C (French et al., 2002).

Dans les massifs cristallins externes, tels que le massif de Belledonne qui est le cadre de notre étude, les aquifères sont discontinus et ne constituent pas de véritable nappe. Ces massifs cristallins sont localement recouverts d'une couverture sédimentaire tels que les calcaires du

Lias et les dolomies triasiques, dont l'altération (en cargneule pour les dolomies) va engendrer des circulations rapides. La présence de niveaux de gypse du Trias, dont la dissolution très développée va également permettre des circulations rapides. Le reste des massifs cristallins sont constitués de formations très peu perméables où les circulations d'eau ne se feront qu'au travers de la fracturation. Les sources issues de ces formations vont se situer le long de la fracturation et au contact des formations sédimentaires constituant la couverture de ces massifs cristallins.

En contexte montagneux, les caractéristiques du milieu fracturé décrites précédemment s'appliquent également, s'ajoutent à cela des spécificités dans l'organisation de l'écoulement. Cela concerne principalement les valeurs de conductivité hydraulique qui s'étendent de 10^{-11} à 10^{-5} m.s⁻¹ vers la surface au niveau des zones décomprimées (Maréchal et al., 2003). Cette différence de conductivité hydraulique est à l'origine d'aquifères perchés (Vengeon, 1998 ; Cappa et al, 2004 ; Binet et al, 2006 ; Vallet, 2014). Par rapport aux plaines, les gradients hydrauliques observés en montagne sont plus élevés (Maréchal, 1998).

Lors de son transit en profondeur, l'eau va changer de composition chimique en fonction des lithologies rencontrées (Kilchmann et al. 2004). La chimie des eaux souterraines est marquée par la solubilité des minéraux et leur vitesse de dissolution : dissolution et précipitation des phases minérales sont contrôlées par leur vitesse d'altération respective (Lasaga, 1984 ; Bertrand, 2014), le temps d'interaction eau-roche (Lee et Morse, 1999 ; Hilley et al. 2010 ; Bertrand, 2014) ainsi que la mobilité des ions issus de l'altération (Bertrand, 2014). Le signal chimique des eaux à l'exutoire sera dépendant du transfert de masse entre les minéraux des roches encaissantes ainsi que des fluides interstitiels rencontrés lors du trajet souterrain des eaux. Ce transfert dépend donc de la géochimie du versant mais aussi de l'hydrodynamique.

Les eaux des sources alpines présentent des conductivités électriques allant de 10 à 3000 $\mu\text{S.cm}^{-1}$ (Derron, 1999), ces valeurs seront fonction de la lithologie rencontrée. Pour les roches silicatées, la conductivité électrique sera inférieure à 200-300 $\mu\text{S.cm}^{-1}$ (interactions eau-roche lentes en milieu silicaté) tandis que pour les roches carbonatées la conductivité sera plus variable, entre 100 et 1000 $\mu\text{S.cm}^{-1}$. Les conductivités seront très élevées en présence de minéraux sulfatés avec des valeurs allant de 1000 à 3000 $\mu\text{S.cm}^{-1}$ comme c'est le cas pour des eaux ayant rencontrés des roches solubles telles que gypse et anhydrite. La corrélation entre la conductivité et la somme des anions (Fig. 15) montre que les minéraux sulfatés sont plus

facilement mis en solution alors que les silicates ont la solubilité la plus faible (Derron, 1999). A noter que dans les aquifères alpins, la minéralisation pourra parfois être légèrement différente de celle de la matrice rocheuse, justifiant parfois la présence de certains ions dans l'eau (Kilchmann et al. 2004). Par exemple, la présence de pyrite au sein de la fracturation libérant des ions sulfates dans l'eau.

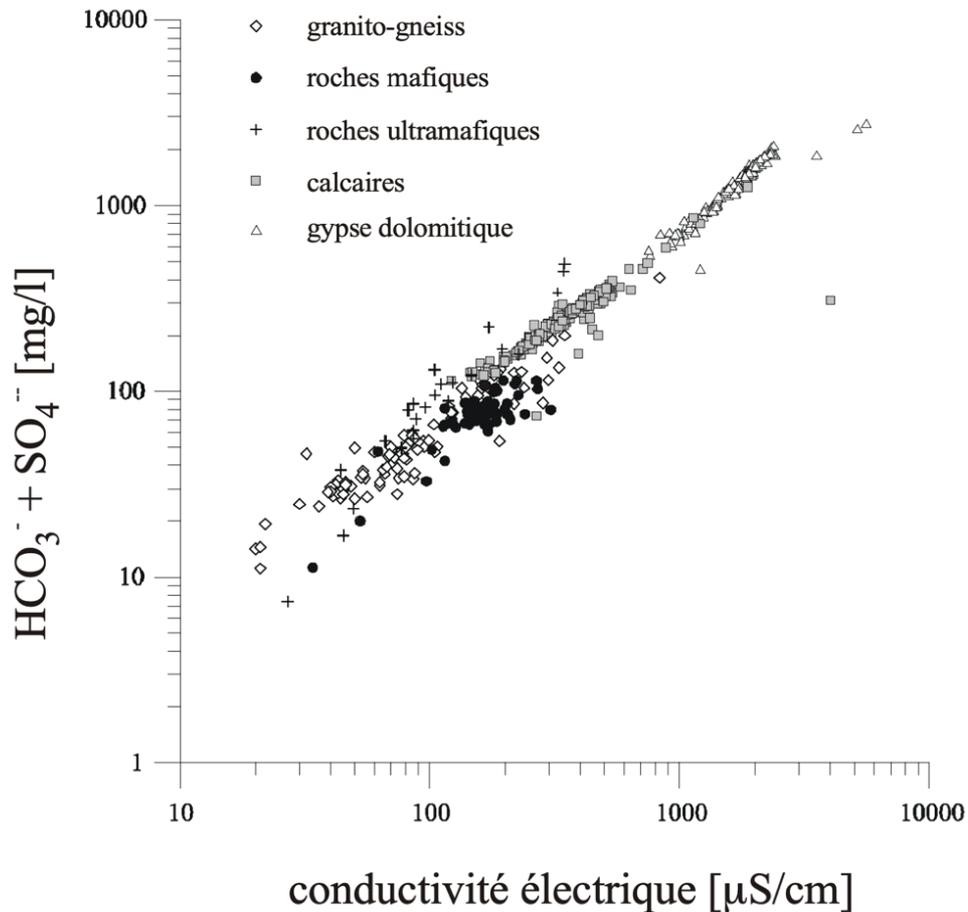


Figure 15 : Somme des principaux anions (HCO_3^- et SO_4^{2-}) en fonction de la conductivité électrique, dans les eaux de sources alpines (Derron 1999). Minéralogie simplifiée des roches considérées : Granito-gneiss : quartz, plagioclase(s), K-feldspath, mica(s) ; Métabasaltés : amphibole, albite, Mg-Chlorite, épidote, sphèn) ; Roches ultrabasiques : olivine, diopside, brucite, magnésite, talc, serpentine ; Calcaires : calcite, Mg-calcite, quartz ; Gypses dolomitiques : calcite, dolomite, gypse, anhydrite, epsomite.

2.6. Les aquifères de socle en milieu montagneux instable

La présence d'une instabilité au sein d'un versant montagneux aura une influence sur l'hydrogéologie (Fig. 16). Les propriétés discontinues, hétérogènes et anisotropes des milieux de socle fissuré sont accentuées par la déstructuration du versant par l'instabilité. L'intense fracturation de la zone instable va limiter les circulations d'eau en surface (ruissellement) et favoriser l'infiltration locale, néanmoins une alimentation éloignée peut se faire au moyen de grands accidents de type régionaux (Guglielmi et al. 2002 ; Vallet, 2014). Le développement des fractures en profondeur va favoriser les écoulements souterrains.

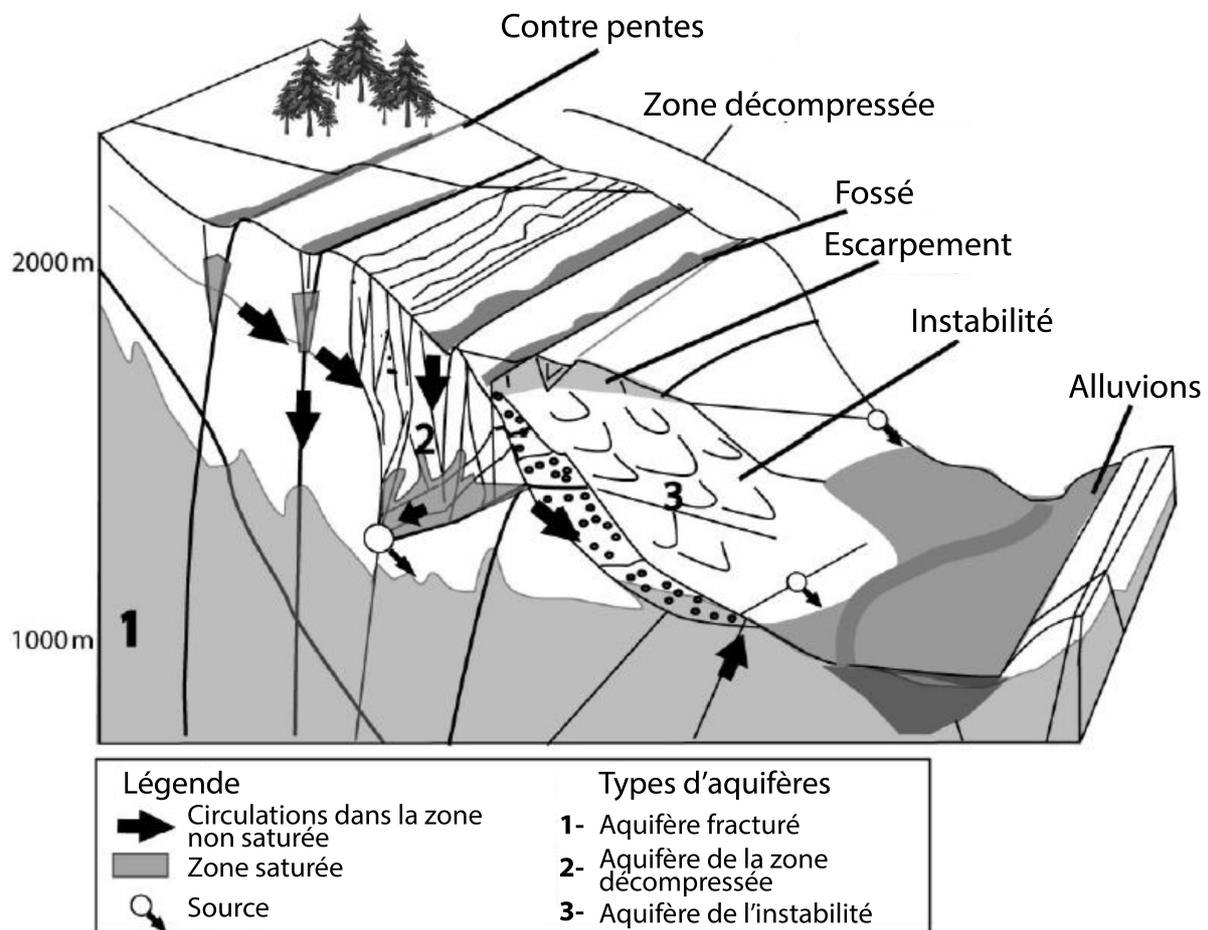


Figure 16 : Modèle conceptuel des écoulements au sein d'un versant instable, défini selon l'analyse des versant de la Haute Vallée de la Tinée (SE Alpes françaises, Binet et al. 2007).

Au sein de l'instabilité, les perméabilités peuvent varier selon la zone considérée (Parriaux et al., 2010) : au niveau des niches d'arrachement, d'importantes quantités d'eau peuvent s'infiltrer par l'ouverture des fissures et fractures. A contrario, dans les zones de compression la porosité peut être réduite ce qui aura pour conséquence de diminuer significativement les perméabilités (Fig. 17). Ceci participe à l'augmentation des pressions interstitielles et donc à la déstabilisation.

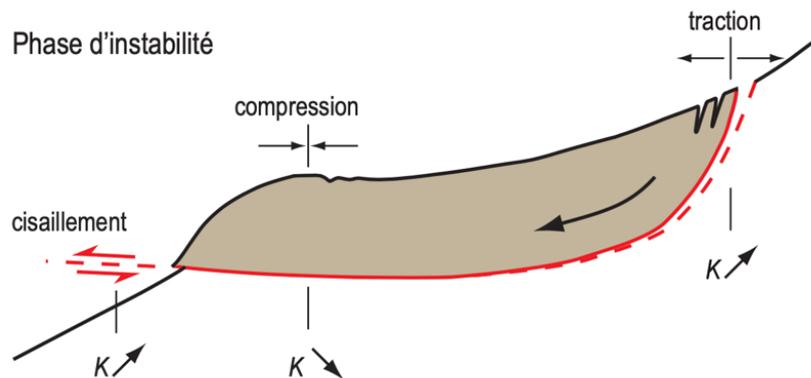


Figure 17 : Variations de perméabilité (K) d'un glissement de terrain (OFEV, 2010 d'après Parriaux et al. 2010).

Le degré de fracturation est différent entre la zone stable, saine, et la zone instable portant l'instabilité. Cette dernière est déstructurée, et va favoriser la formation de systèmes dits en double aquifère avec un aquifère perché porté par l'instabilité et un aquifère profond saturé (Fig. 18) (Guglielmi et al. 2002 ; Binet et al. 2007 ; Huang et al. 2012 ; Vallet, 2014). Ces nappes perchées agissent comme des tampons hydrauliques lors de la recharge de l'aquifère principal profond.

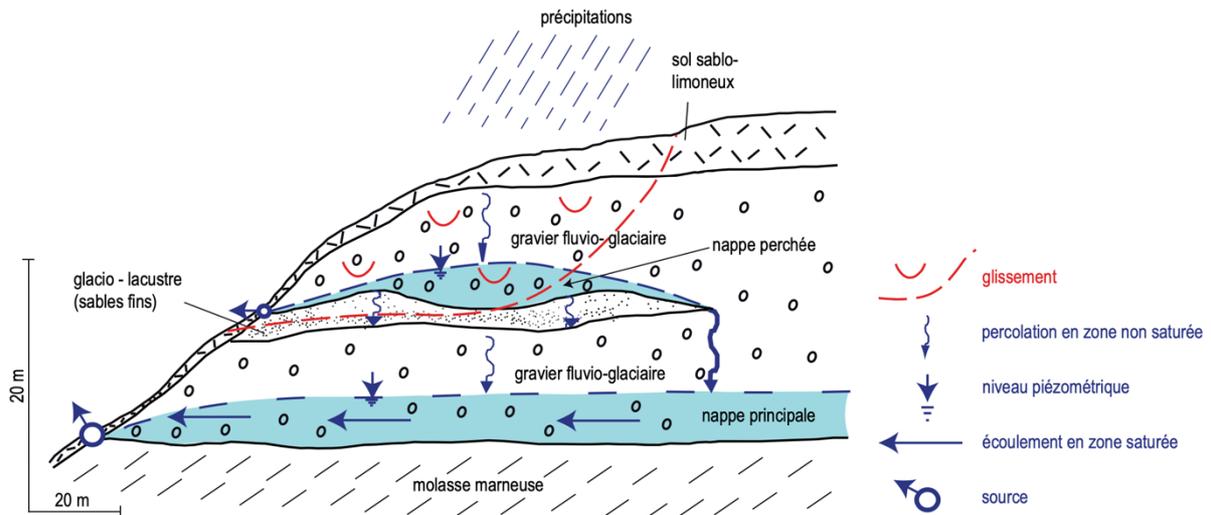


Figure 18 : Présence de nappes perchées dans les versants et conséquences sur les écoulements souterrains (Parriaux et al. 2010)

Les milieux instables étant très fracturés, et présentant un coefficient d'emmagasinement relativement faible, ils vont alors montrer des réponses hydrogéologiques rapides, intenses et brèves en réponse à des événements pluvieux. Cependant, une partie des eaux issues de ces événements pluvieux va s'infiltrer dans la matrice rocheuse et présentera des temps transits et une réponse légèrement plus longue qu'au sein de la fracturation. C'est lors d'événements pluvieux intenses que les phases de déplacement du versant seront le plus marquées.

Par ailleurs, le contexte instable va favoriser l'ouverture/fermeture de la fracturation, changeant ainsi les chemins de circulation au sein d'un massif fissuré. Par conséquent, des zones « fraîches », non altérées, sont exposées : un rafraichissement de surfaces minérales non altérées est donc favorisé dans ces contextes instables, augmentant les taux d'altération (Binet et al., 2009).

III. LES PROCESSUS D'ALTERATION

Les processus d'altération jouent un rôle fondamental au sein de la « Zone Critique » (Critical Zone), interface entre l'hydrosphère, l'atmosphère, la biosphère et la lithosphère (Brantley et al., 2006).

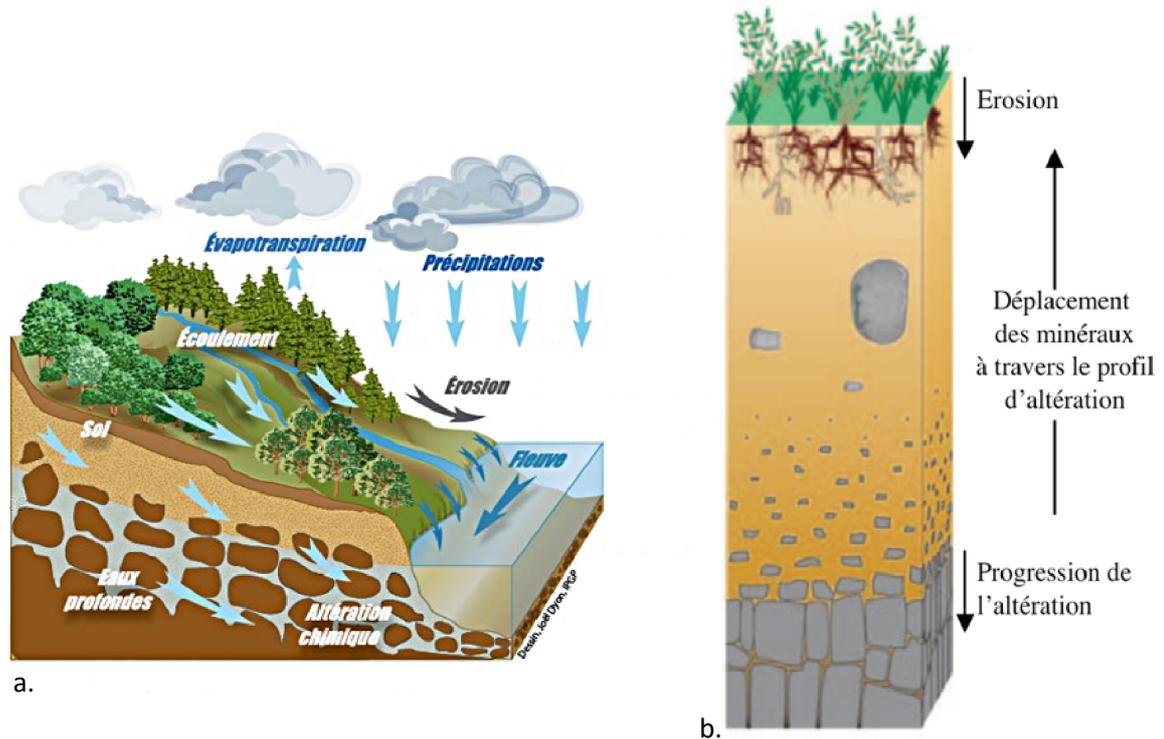


Figure 19 : a. Schéma de la zone critique (Gaillardet et al., 2017) b. Schéma de la zone critique conceptualisée comme profil d'altération (Beaulieu, 2011, d'après Brantley et al., 2007).

L'altération des roches regroupe l'ensemble des processus qui décomposent et désagrègent les roches en produisant des produits solides et des éléments dissous. Elle se décompose en deux formes d'attaques :

- un phénomène mécanique de désagrégation (liée aux fissures et discontinuités présentes dans les roches), sans transformation chimique ou minéralogique.

- un phénomène chimique d'altération (qui précède, prolonge ou accompagne la désagrégation mécanique), impliquant une modification de la composition chimique et/ou minéralogique et laissant son empreinte dans la phase aqueuse.

L'altération chimique s'exprime à travers différents processus que sont la dissolution, l'hydrolyse et l'oxydation, qui sont les formes d'altération chimique les plus fréquentes (Gaillardet et Valentin, 2019).

L'altération chimique est influencée par de nombreux facteurs dont les principaux sont :

- Les agents météoriques : pluie, glace, vent. Une augmentation des précipitations sera favorable à l'altération chimique en permettant l'évacuation des ions (ce qui maintient la dissolution active et ne favorise pas la précipitation de produits secondaires) et des produits solides d'altération, entretenant par là le mécanisme d'interaction eau-minéraux primaires.
- Les agents chimiques : les réactions chimiques de l'altération sont des oxydations (par l'oxygène de l'air ou de l'eau), des réactions acide base (les acides sont surtout issus du CO₂ atmosphérique), ou des réactions de complexation par des acides organiques.
- Les agents biologiques. Les êtres vivants ont un impact direct en sécrétant des acides, en produisant le CO₂ par reminéralisation de la matière organique du sol ou indirect car les racines des végétaux stabilisent le sol (Kelly et al., 1998, Hinsinger et al., 2001 ; Violette, 2010).

D'autres facteurs sont également intéressants car ils vont influencer le degré d'altération chimique des roches (Fig. 20) :

- Le climat (température de l'air, humidité) : le facteur climat peut être associé au groupe des agents météoriques. Un climat froid va réduire l'altération chimique et favoriser une altération mécanique (alternance gel/dégel). Un

climat tropical sera propice à l'altération chimique en favorisant la vitesse de dissolution en vertu de la loi d'Arrhénius (White et al., 1999 ; Turner et al., 2010).

- L'altération physique ou mécanique (érosion) : en augmentant la surface de contact entre la solution et les minéraux. Les processus d'altération physique maintiennent, entretiennent la production de surfaces dites « fraîches » qui vont être facilement altérables (Raymo et al., 1988 ; Raymo et Ruddiman, 1992).
- La lithologie (nature des roches et des minéraux primaires) : les roches sont composées de phases minérales qui vont réagir de façon différente à l'altération, chaque minéral ne présentant pas la même altérabilité. La cinétique d'altération chimique des minéraux montre qu'il existe des ordres de grandeur entre les vitesses de dissolution de minéraux très solubles (carbonates ou pyrites) et celles de minéraux peu (aluminosilicates) à pas solubles (quartz) (Gaillardet, 2006).
- L'hydrologie/hydrogéologie : influence des circulations d'eau, des chemins d'écoulement, des temps de transit, du pH. Un temps de transit (et par conséquent de résidence) élevé va augmenter le temps de contact eau-roche et donc les interactions entre la solution et les minéraux, favorisant ainsi l'altération chimique (Rotaru et al., 2006 ; Maher et Chamberlain, 2014).

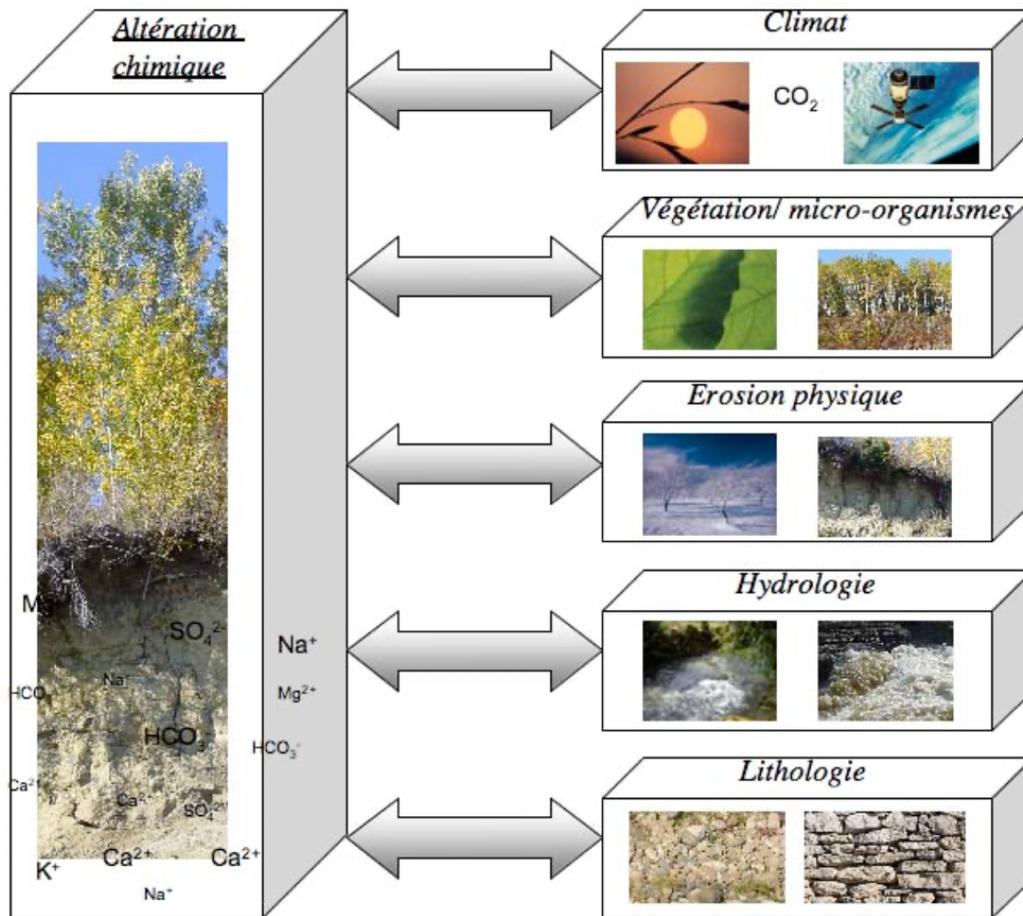


Figure 20 : Synthèse des différents facteurs de l'altération chimique (Beaulieu, 2011).

A la surface du globe, les roches sédimentaires sont dominantes, avec un pourcentage de 65% de la surface terrestre contre 35% pour les formations cristallines (silicates) (Amiotte-Suchet et al., 2003 ; Hartmann and Moosdorf, 2012). Différentes études ont cherché à estimer les proportions des différentes lithologies à la surface de la terre. Amiotte-Suchet et al (2003) présente une synthèse de ces différents travaux qui l'on retrouve dans le tableau et la carte de la figure 21. Parmi les roches sédimentaires on retrouve : les carbonates, les grès et les évaporites. Les roches sédimentaires sont principalement représentées par les carbonates de calcium (CaCO_3) et les carbonates de magnésium (MgCO_3) en termes d'abondance minérale. Sous l'effet de l'altération chimique, les fissures s'élargissent et forment des paysages de type karstique, caractérisés par des formes de corrosion de surface et le développement de réseaux de conduits et cavités creusées par les circulations d'eaux au sein des roches qui s'altèrent.

| Rock Type | This Work | Blatt and Jones [1975] | Meybeck [1987] | Gibbs and Kump [1994] |
|--|-----------|------------------------|----------------|-----------------------|
| Sandstones, sands | 26.2 | – | 15.8 | 23.9 |
| Shales | 25.4 | – | 34.4 | 12.6 |
| Carbonate rocks | 13.4 | – | 15.9 | 9.3 |
| Total sedimentary rocks | 65.0 | 66.0 | 66.1 | 45.8 |
| Intrusive igneous rocks | – | 9.0 | – | – |
| Metamorphic rocks | – | 17.0 | – | – |
| Total shield rocks (intrusive igneous + metamorphic) | 27.5 | 26.0 | 26.0 | 20.0 |
| Acid volcanic rocks | 2.3 | – | 3.8 | – |
| Basalts | 5.2 | – | 4.1 | – |
| Total volcanic rocks | 7.5 | 8.0 | 7.9 | 6.8 |
| Total crystalline rocks | 35.0 | 34.0 | 33.9 | 26.8 |
| Fold belts | – | – | – | 27.5 |
| Total | 100.0 | 100.0 | 100.0 | 100.1 |

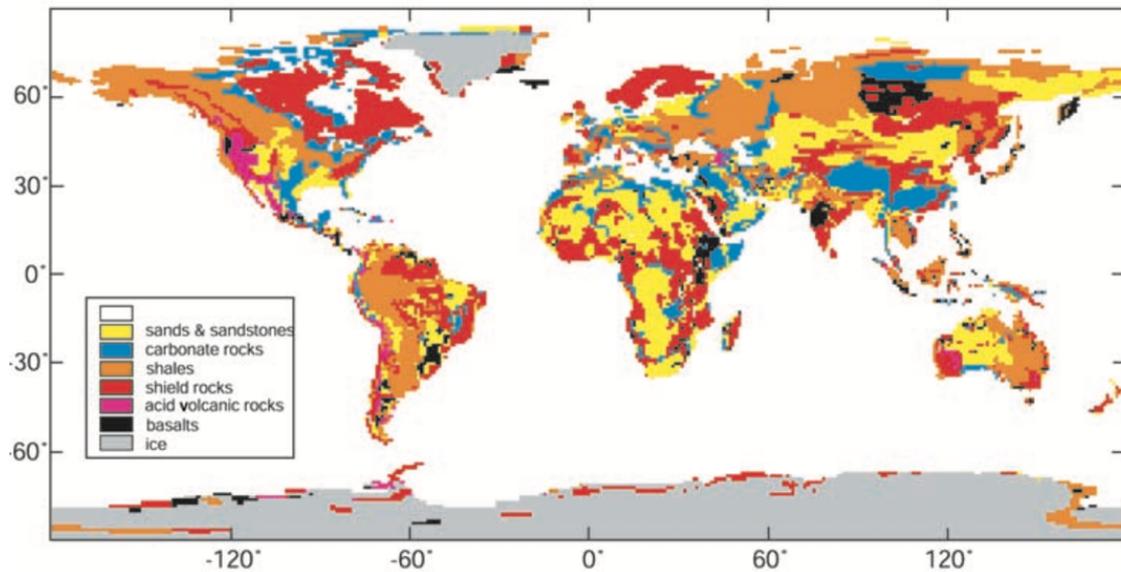


Figure 21: Tableau de description lithologique des six types de roches composant la lithosphère actuelle et carte des expositions actuelles des six principaux types de roches sur le terrain (résolution 1°x1°) (D'après Amiotte-Suchet et al., 2003).

Les roches cristallines peuvent se diviser en différents groupes que sont : les roches ignées, les roches métamorphiques et les roches volcaniques. Leur altération est à l'origine de la formation des sédiments détritiques tels que argiles et sables. L'altération permet également la mise en solution de divers ions (Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , etc.) qui seront la base de la formation d'autres roches de type sédimentaire : carbonates, évaporites, grès. Les réactions d'altération sont initiées par différentes sources d'acidité dont principalement l'acide carbonique issu de la dissolution du CO_2 atmosphérique selon la réaction suivante :



D'autres réactions sont également sources d'acidité avec comme produits de réaction : l'acide sulfurique (oxydation de la pyrite principalement), l'acide nitrique (nitrification de l'ammoniac) ainsi que l'acide chlorhydrique (issu des gaz volcaniques et anthropiques). Nous traiterons ici les cas de l'acide carbonique et de l'acide sulfurique qui sont les plus rencontrés.

Comme énoncé précédemment, le CO₂ atmosphérique et le CO₂ des sols constituent la principale source d'acidité dans les eaux de surface, acidité qui joue un rôle majeur dans les réactions d'altération des roches. A noter que le CO₂ du sol est finalement atmosphérique car il est le produit de la décomposition des matières organiques mortes à la surface du sol par les bactéries et les champignons (Calmels et al., 2014).

3.1. Liens entre l'altération des carbonates et silicates et le cycle du carbone

L'altération des roches à la surface du globe possède une place importante dans le cycle long du carbone ($\geq 10^6$ ans). Au cours des temps géologiques, l'altération chimique des continents a joué un rôle important dans la régulation des teneurs en CO₂ de l'atmosphère (Walker et al., 1981 ; Berner, 1991,). Les variations du taux de CO₂ atmosphérique à long terme sont essentiellement contrôlées par les échanges entre le réservoir atmosphérique et les réservoirs sédimentaires et magmatiques (Fig. 22) mis en œuvre avec les réactions d'altération. En effet, ces réactions d'altération consomment du CO₂ atmosphérique, et transforment le carbone atmosphérique en ion bicarbonate (HCO₃⁻) qui sera transporté dans l'eau, puis à terme, stocké sous formes de carbonates par précipitation au sein des océans (séquestration du CO₂ atmosphérique). L'abondance relative des phases minérales altérées, leur altérabilité, va conditionner les effets de l'altération sur les teneurs en CO₂ atmosphérique. (Gaillardet et al., 1999, Lerman et al., 2007, Torres et al., 2014).

Les réactions d'altération vont donc avoir une influence sur les flux de CO₂ atmosphérique consommé de l'atmosphère selon le type de roche altérée mais également selon l'acide en jeu dans la réaction d'altération. En effet, L'altération des carbonates par l'acide carbonique consomme du CO₂ de manière modérée et est compensée sur le long terme par la précipitation de carbonates dans les océans, constituant donc un bilan « neutre ». Le cas des roches silicatées est différent, leur altération est à l'origine du piégeage du CO₂ atmosphérique sur le long terme.

Cependant, le rôle de l'acide sulfurique, qui peut être produit dans certains contextes, est important car il va agir différemment de l'acide carbonique.

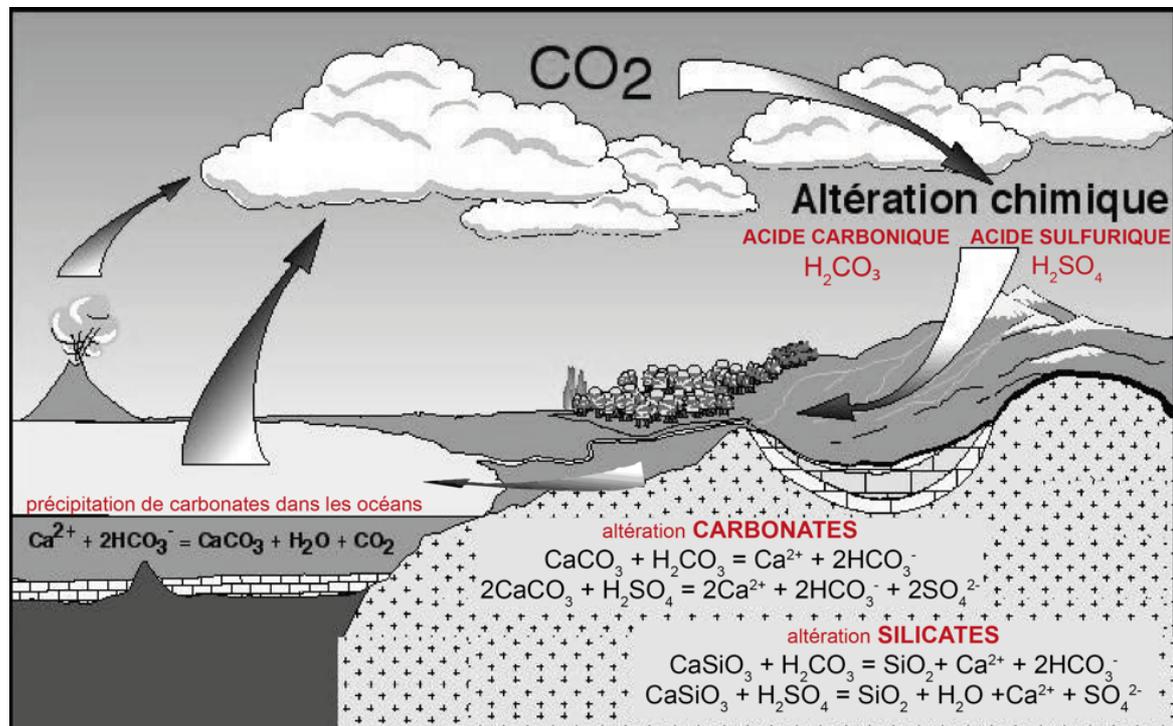


Figure 22 : Les réservoirs du cycle du carbone (modifié d'après Gaillardet 2006).

3.2. Altération par l'acide carbonique

Le CO₂, principale source d'acidité des réactions d'altération, se dissout facilement dans l'eau en raison de son abondance dans les sols où la pCO₂ (pression partielle en CO₂) peut être 10 à 100 fois supérieure à celle de l'atmosphère, ce qui a pour impact d'accroître le pouvoir de dissolution de ces eaux. L'abondance de CO₂ dans les sols est expliquée par la présence de matière organique en dégradation, qui va avoir pour effet d'augmenter les taux de CO₂ dans le sol (Calmels et al., 2014). Le carbone présent dans la matière organique provient de l'atmosphère car il est issu de la photosynthèse, par conséquent, l'acide carbonique formé à partir de ce CO₂ du sol peut être considéré comme d'origine atmosphérique.

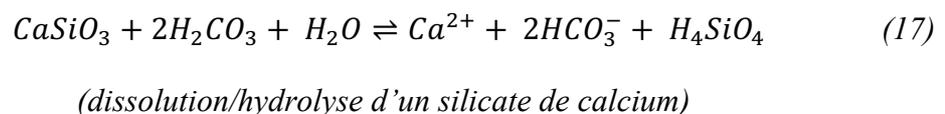
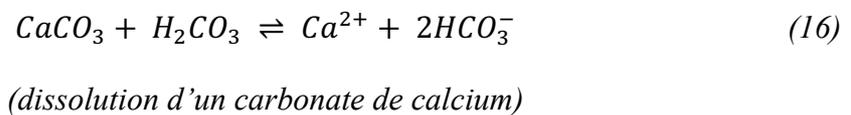
La formation de l'acide carbonique par dissolution du CO₂ dans l'eau se fait suivant la réaction :

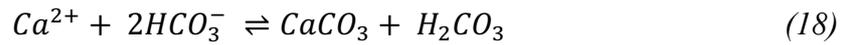


L'acide carbonique en solution ne tarde pas à se dissocier pour produire de l'acidité (des protons) et une base associée, l'ion bicarbonate ou carbonate suivant le pH du milieu.



L'acide carbonique va altérer les silicates comme les carbonates en entraînant la transformation de CO₂ atmosphérique en ions bicarbonates (HCO₃⁻). Une fois dans les océans, au travers des rivières et fleuves, ce carbone dissous va précipiter pour former des minéraux carbonatés. Les réactions suivantes montrent comment l'altération chimique (16 et 17) et la précipitation (18) du calcaire dans l'océan permettent de transférer du C gazeux dans les carbonates à l'échelle des temps géologiques.





(précipitation d'un carbonate de calcium)

3.2.1. Altération des carbonates par l'acide carbonique

L'altération de carbonates par l'acide carbonique (16) consomme une mole de CO_2 qui sera transformée en ions HCO_3^- : la dissolution de carbonates consomme du CO_2 et produit du HCO_3^- dans un rapport $[\text{CO}_2]/[\text{HCO}_3^-]$ de 1:2 (réactions 16 et 14) (Lerman et al., 2006). Le temps de résidence des ions bicarbonates dans les océans est estimé à 0,083 Ma (Berner et Berner, 1987), l'altération (16) et la précipitation (18) des carbonates s'effectuent sur une échelle de temps relativement similaire, de l'ordre de 10^5 années, ce qui n'implique pas de conséquences sur les concentrations en CO_2 dans l'atmosphère si l'on considère des échelles de temps inférieures à 10^5 années.

Cependant sur des durées plus longues, supérieures à 10^5 années, lorsque les ions Ca^{2+} rejoignent les océans, la précipitation de CaCO_3 (18) va induire le relargage de CO_2 dans le système océan-atmosphère.

Sur des durées plus courtes ($< 10^5$ ans) des déséquilibres peuvent exister pouvant induire des variations (accumulations, consommations) de CO_2 dans l'atmosphère. Dans certains cas, selon la chimie des rivières alimentant les océans qui peuvent induire une augmentation de la concentration en CO_2 dissous des océans, les teneurs en CO_2 atmosphérique vont augmenter à travers une rééquilibration du système océans-atmosphère (Zeebe and Wolf-Gadrow, 2001).

3.2.2. Altération des silicates par l'acide carbonique

Dans cette réaction de dissolution (17), deux moles de CO_2 sont consommées. La dissolution de silicates consomme du CO_2 et produit du HCO_3^- dans un rapport $[\text{CO}_2]/[\text{HCO}_3^-]$ de 1:1 (réactions 17 et 14) (Lerman et al. 2006). L'altération des roches silicatées par l'acide carbonique va entraîner la production d'ions bicarbonates HCO_3^- qui vont, après avoir rejoint les océans via le réseau hydrographique, précipiter et ainsi stocker une partie du carbone sous forme de carbonate (Lerman et al., 2007 ; Berner et Berner, 2012) et relâcher une autre partie sous forme de CO_2 . Cela signifie que l'une des deux moles de CO_2 impliquées dans les

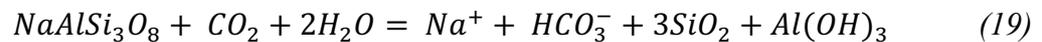
processus est transférée de l'atmosphère vers la lithosphère par la précipitation de roches carbonatées.

Le temps de résidence du calcium au sein des roches sédimentaires est estimé à 356 Ma (environ 10^8 ans) selon Garrels et Perry (1974). L'altération de silicate de Ca et Mg impactera le CO_2 atmosphérique sur des échelles de temps similaires.

L'altération des silicates calciques et magnésiens consomme du CO_2 de manière importante, ce qui peut s'avérer important dans la compréhension des climats passés et actuels ainsi que leur évolution. Cette production d'alcalinité issue de l'altération des silicates est l'unique mécanisme permettant de stabiliser les concentrations en CO_2 atmosphérique (Bernier and Caldeira, 1997).

L'altération d'autres types de silicates tels que les silicates de Na et K n'est généralement pas considérée comme un puits géologique de CO_2 atmosphérique en raison des réactions d'altération inverse qui libèrent le CO_2 fixé pendant l'altération (Mackenzie et Kump, 1995).

Il est important de noter que la quantité de CO_2 consommé lors de la dissolution de minéraux silicatés va dépendre des proportions stœchiométriques du minéral et de son abondance comme par exemple la dissolution de l'albite (Lerman et al. 2006) :



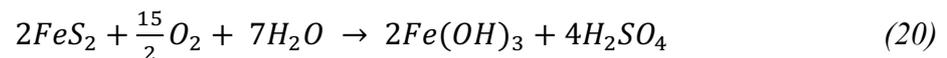
Ici une mole d'albite ($\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$) réagit avec une mole de CO_2 produisant une mole de Na^+ , de HCO_3^- , de $\text{Al}(\text{OH})_3$ et trois moles de SiO_2 .

Ces réactions montrent que la précipitation des carbonates est exactement compensée par leur altération sur les terres et que par conséquent l'altération chimique des calcaires ne constitue pas un moyen efficace à très long-terme pour faire varier la teneur en CO_2 de l'atmosphère et donc le climat. Cependant, nous observons que l'altération d'un silicate (ici un silicate de Ca idéalisé) consomme deux fois plus de CO_2 que ce que la précipitation des carbonates forme, conduisant donc à la séquestration de carbone dans les calcaires. L'altération des silicates des continents et leur précipitation dans les océans ont constitué un des mécanismes les plus importants de régulation du climat terrestre, avec la séquestration du carbone organique fossile dans les roches sédimentaires (Gaillardet, 2006).

3.3. Altération par l'acide sulfurique

L'acide sulfurique comme agent d'altération a été reconnu récemment (Hercod et al., 1998 ; Galy et France-Lanord, 1999 ; Anderson et al., 2000 ; Karim et Veizer, 2000 ; Yoshimura et al., 2001 ; Spence et Telmer, 2005 ; Calmels et al., 2007). Cependant, l'importance de l'altération chimique des minéraux par l'acide sulfurique est mal explorée. Cela peut être dû en partie à la difficulté de distinguer le SO_4^{2-} fluvial dérivé de l'oxydation des sulfures de celui dérivé de la dissolution sédimentaire du gypse.

Les sédiments ainsi que les fractures de milieux silicatés peuvent contenir du soufre réduit sous forme de sulfures tels que la pyrite (FeS_2) qui en est le composé le plus commun (Holland, 1978). En présence d'eau (H_2O) et d'oxygène (O_2), ces minéraux sulfurés vont s'oxyder formant ainsi des oxydes de fer et de l'acide sulfurique (H_2SO_4), (Stumm and Morgan, 1981) :



L'acide sulfurique résultant de l'oxydation des minéraux sulfurés va potentiellement dissoudre d'autres minéraux tels que des minéraux carbonatés et silicatés (Spence and Telmer, 2005). A noter que, l'acide sulfurique a deux origines principales qui sont : l'oxydation naturelle des sulfures et une origine anthropique plus récente correspondant à la combustion de charbons issus de l'activité humaine.

3.3.1 Altération de carbonates par l'acide sulfurique

L'altération des carbonates par l'acide sulfurique est une source de CO_2 dans le système atmosphère/océan : le C sédimentaire est transféré dans le système océan-atmosphère sous forme de CO_2 (Lerman et al., 2007, Calmels et al., 2007 ; Torres et al., 2014). Cette altération peut être représentée par les équations :



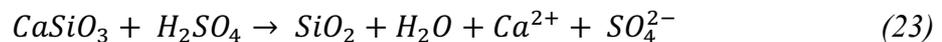
Lors de l'altération de carbonates par l'acide sulfurique (21), une mole de HCO_3^- est produite pour chaque mole de carbonate altérée (Spence and Telmer, 2005), il n'y a pas de consommation de CO_2 . Contrairement à la dissolution par l'acide carbonique, la dissolution des carbonates provoquée par l'acide sulfurique (et d'autres acides tels que nitrique) va entraîner la production de CO_2 contrairement au piégeage/consommation (Calmels et al. 2007). Ici, selon la réaction (21), le CO_2 est libéré sur l'échelle de temps de la précipitation de carbonate dans l'océan ($< 10^6$ ans) suivant la relation (18). Ces réactions ont lieu également sur une échelle de temps qui est inférieure au temps de résidence des sulfates dans les océans. Ainsi la production de CO_2 dans ce cas sera favorisée par un couplage entre l'oxydation des sulfures et l'érosion physique : en période de forte érosion les transferts de CO_2 vers l'atmosphère seront plus importants (Calmels et al., 2007).

A une échelle de temps supérieure au temps de résidence des sulfates dans les océans ($> 10^7$ yr), la réduction des sulfates sera à l'origine de relargage de CO_2 . En effet, la réduction du sulfate dans les fluides interstitiels au sein des sédiments océaniques, associée à l'oxydation du carbone organique sera à l'origine de la libération de CO_2 suivant les réactions :



3.3.2. Altération des silicates par l'acide sulfurique

En ce qui concerne l'altération des silicates par l'acide sulfurique (H_2SO_4), celle-ci s'effectue sans consommation ni production de CO_2 .



Ces réactions montrent que la précipitation des carbonates couplée à leur altération par l'acide sulfurique est à l'origine du relargage de CO_2 dans l'atmosphère, et que par conséquent l'altération chimique des calcaires par cet acide (sulfurique) est un moyen efficace pour faire varier la teneur en CO_2 de l'atmosphère et donc le climat. Cependant l'altération d'un silicate (ici un silicate de Ca idéalisé) par l'acide sulfurique s'effectue sans consommation ni production de CO_2 .

3.4. Les processus d'altération en contexte instable

Les instabilités de versant sont les principaux moteurs de l'érosion dans les massifs montagneux (Hovius et al., 1997), elles constituent des zones où les processus d'altération sont favorisés par l'exhumation et l'exposition de surfaces rocheuses, minérales (ex. sulfures) fraîches au travers de l'érosion active de ces zones (Lasaga, 1984 ; Casagli et al., 2003 ; Larsen et al., 2010 ; Riebe et al., 2004). Ces milieux fortement déstructurés favorisent les ruissellements et infiltrations des eaux, facilitant les processus d'altération qui entraînent de fortes concentrations en solides dissous dans les eaux ayant circulé au travers des instabilités (Emberson et al., 2016).

L'altération de phases minérales dans ces contextes montagneux va produire, selon le type de matériel altéré, des acides tels que l'acide carbonique, l'acide sulfurique, etc... qui vont à leur tour favoriser les processus d'altération (Calmels et al., 2007 ; Torres et al., 2014 ; Torres et al., 2016, Emberson et al., 2016). L'altération dans ces milieux s'effectue principalement par dissolution rapide des phases minérales les plus réactives, dont la cinétique de réactions limite le processus d'altération mais dont l'abondance et le renouvellement par la déstructuration alimente cette altération. La dégradation de la matière organique des sols est également à l'origine de taux d'altération élevés, qui seront plus importants en contexte instable où la destruction du milieu va favoriser la dégradation de la matière organique et donc la production d'acide carbonique (Emberson et al., 2018).

Les glissements de terrain sont donc des catalyseurs de l'altération et vont donc avoir un contrôle significatif sur la chimie des eaux et rivières drainant les versants montagneux sujets aux instabilités. Emberson et al. (2016) a également montré que l'intensité/le taux de déstabilisation est un contrôle important sur la chimie des eaux drainant les versants instables. Les glissements de terrain, contrairement aux modèles courants d'érosion, présentent la particularité de fournir régulièrement du matériel « frais » favorisant l'altération chimique. Dans les cas « classiques », hors instabilité, les processus d'altération vont de façon générale, s'affaiblir dans le temps par diminution de l'apport en matériel altérable. On passe d'un régime limité par la cinétique d'altération (weathering-limited regime) à un régime limité par l'export et le renouvellement de la matière dans le système (supply-limited regime ; West, 2012).

Dans ces contextes instables, l'importance de l'altération va influencer les flux de carbone par la prédominance de ces réactions d'altération, liée aux proportions en silicates, carbonates et sulfures (Lerman et al., 2007). Le modèle classique de l'altération des massifs montagneux agissant comme puits de CO₂ (Berner et al., 1983 ; Raymo et al., 1988, Berner et Berner, 2012) (altération des silicates par l'acide carbonique) est remis en question par les acides mis en jeu lors de ces réactions d'altération. Il a été montré récemment que dans les cas où l'acide sulfurique est l'agent d'altération principal (cas des instabilités de versant), l'altération des carbonates par cet acide entraîne un rejet de CO₂ dans l'atmosphère (Spence and Telmer, 2005 ; Calmels et al., 2007 ; Torres et al., 2014 ; Torres et al., 2016 ; Blattmann et al., 2019). Alors que les carbonates et les sulfures ne constituent que des proportions mineures de lithologie exposée à l'altération, ils prévalent dans les flux d'altération car ils se dissolvent plusieurs ordres de grandeur plus rapidement que les silicates (Lasaga, 1984). Ils se dissolvent d'autant plus qu'ils sont apportés à la surface par les glissements de terrain.

Il apparaît donc important de comprendre ces processus d'altération qui vont influencer le cycle du carbone (Berner, 1989) et donc les teneurs en CO₂ atmosphérique qui influencent les cycles climatiques sur le long terme (Raymo et al., 1988 ; Berner et Berner, 2012 ; Emberson et al., 2018 ; Hilton and West, 2020).

CHAPITRE II :
SITE D'ÉTUDE - LE GLISSEMENT DE SÉCHILIENNE

I. PRÉSENTATION DU SITE : GÉOGRAPHIE & HISTOIRE

L'instabilité de versant de Séchilienne est située dans le massif de Belledonne dans les Alpes françaises, à 26 km au sud de la ville de Grenoble, dans le département de l'Isère (38) (Fig. 23). Le glissement est situé sur le versant sud du Mont-Sec, entre les villes de Vizille et Séchilienne, dans la vallée glaciaire de la Romanche. Il surplombe la Romanche en rive droite ainsi que la route RD1091 (anciennement RN91) reliant Grenoble à Briançon en passant par Bourg d'Oisans et le col du Lautaret.

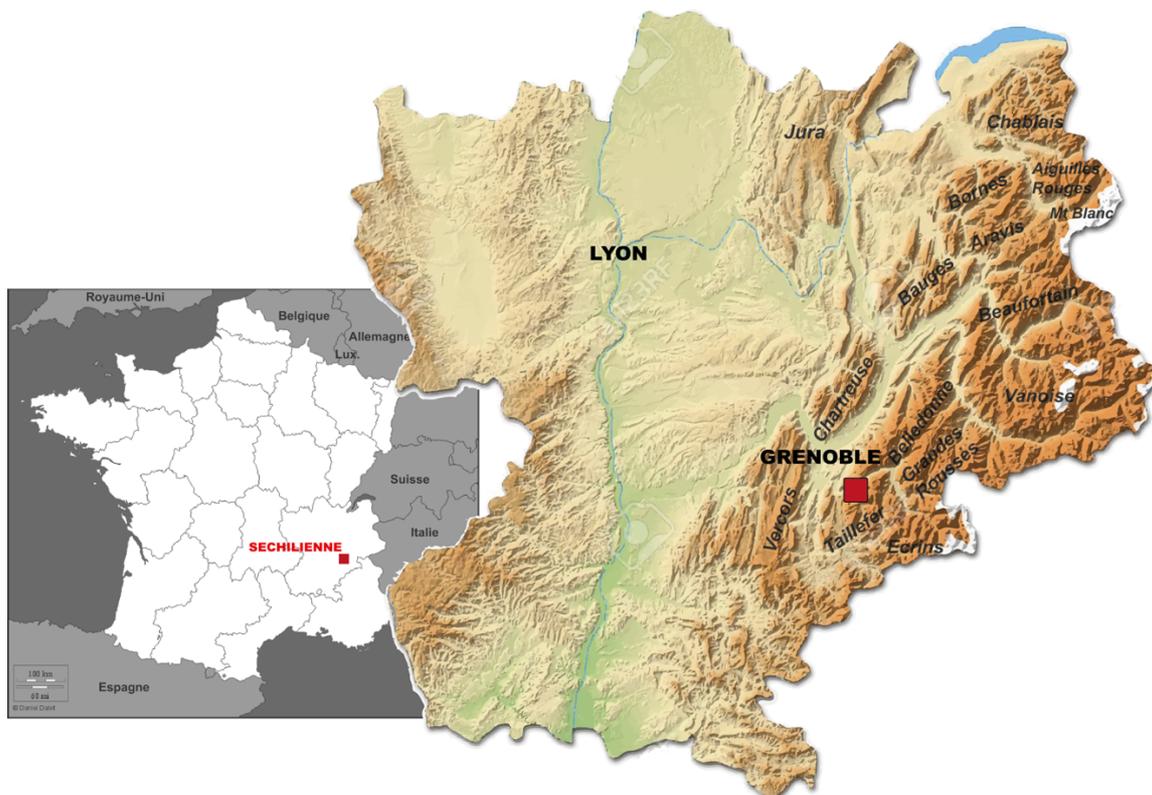


Figure 23 : Localisation de l'instabilité de Séchilienne – Carte administrative et carte du relief de la région Rhône-Alpes.

L'instabilité s'étend entre 450 et 1100 m NGF (sur les deux tiers supérieurs du versant) et affecte un volume d'environ 60 million de m³, atteignant une profondeur pouvant aller jusqu'à 150m (Le Roux et al., 2011). Au sein de l'instabilité, dans sa bordure Est, une partie plus active nommée « les Ruines » est identifiée (Fig. 24). Elle affecte un volume de 5 millions de m³ (Le Roux et al., 2011) et se situe entre 450 et 950m NGF. Le monitoring du versant indique un

déplacement global de 10 cm.an^{-1} sur l'instabilité avec une forte activité dans la zone des « Ruines » où est atteint un déplacement moyen de 300 cm.an^{-1} (Dubois et al., 2014).



Figure 24 : Vue aérienne de la Vallée de la Romanche et de l'instabilité de Séchilienne (d'après la photo de S. Gominet/ photothèque IRMa).

Le processus de déformation du versant a probablement commencé il y a 16600 ans (Le Roux et al., 2009), lors du retrait du glacier de la Romanche à la suite de la dernière glaciation (Würm) entraînant la décompression du massif puis l'ouverture de fractures et l'affaissement du Mont-Sec. Le contexte géologique du secteur, par sa fragilité et l'intense fracturation des roches contribue à la déstabilisation du versant, la forte pente du versant constitue également un facteur moteur du mouvement. La déformation s'est accélérée au cours des dernières décennies (Fig. 25), en raison du développement de l'altération profonde des roches en lien avec les circulations d'eau.

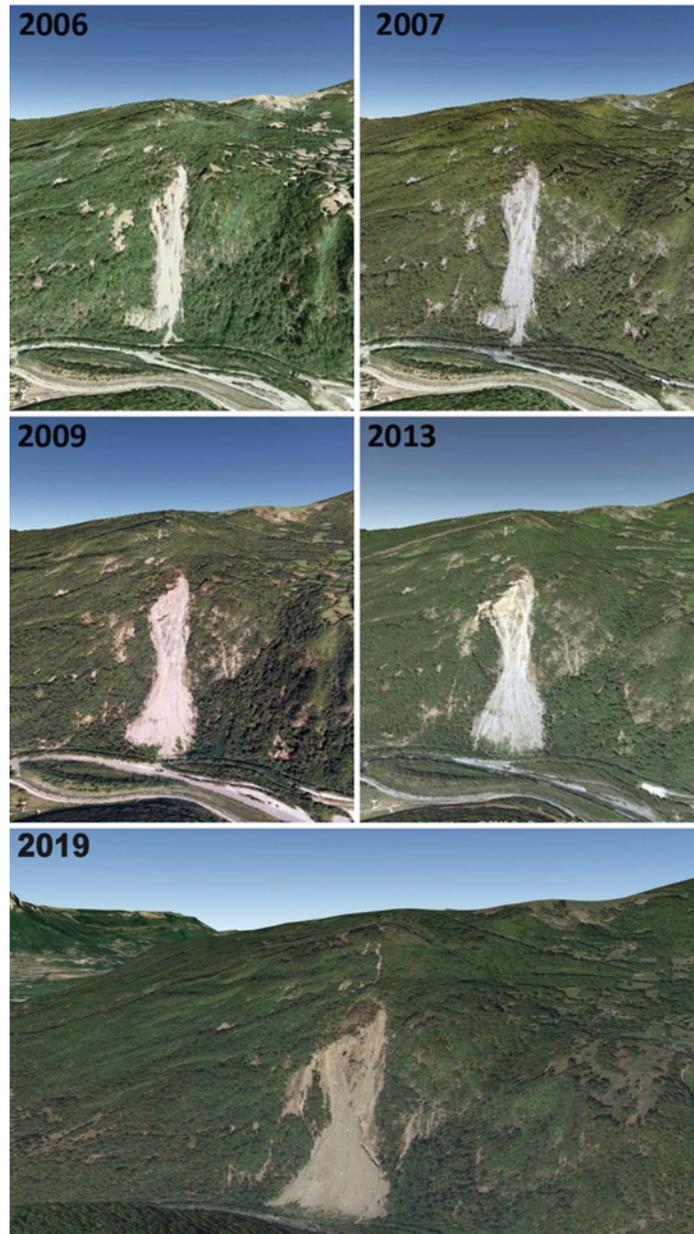


Figure 25 : Évolution de la surface de l'instabilité de Séchilienne de 2006 à aujourd'hui (modifié d'après O. Dequincey, 2013 ; images Google Earth).

1.1. Surveillance du site

Depuis 1726, l'existence d'éboulements à Séchilienne a été signalée à travers divers témoignages (Potherat et Effendiantz, 2009). Dans les années 1960, une recrudescence de l'instabilité est observée, supposément en lien avec une reprise de l'activité sismique de la faille de la Romanche C'est lors de l'hiver 1985 qu'une augmentation du nombre de chutes de blocs

atteignant la RN91 (actuelle RD1091), couplée à une accélération du déplacement de la roche, alerte les pouvoirs publics et déclenche la mise en place d'un suivi du site de Séchilienne.

En 1986 ; le Centre d'Études Techniques de l'Équipement (service déconcentré de l'État français, placé sous la tutelle du ministère de l'Écologie), a eu en charge la mise en place d'un système de surveillance de l'instabilité. Ce système comprend le suivi du versant au travers une instrumentation (inclinomètres et extensomètres), une collecte et interprétation des données d'observations.

En 2014, le CEREMA (Centre d'Études et d'Expertise sur les Risques, l'Environnement, la Mobilité et l'Aménagement) a été créé, regroupant onze composantes du réseau scientifique et technique de l'État français dont le CETE. C'est maintenant le centre CEREMA Centre-Est qui a la charge de la surveillance de l'instabilité de Séchilienne.

Mis en place dès 1985, le système de surveillance a été complété et amélioré au fil des ans. Il compte aujourd'hui 140 capteurs installés sur la paroi de l'instabilité. En outre, des dispositifs de suivi ont été mis en place sur le versant (Fig. 26). Ce système de surveillance se compose (site : https://www.cerema.fr/fr/actualites/mouvement-versant-montagneux-instable-instrumentation-1985#_ftn1) :

- D'une galerie de reconnaissance de 240m de longueur, forée en 1994 au sein de l'instabilité à 710m NGF et 150m à l'ouest de la zone active des « Ruines », pour la réalisation d'investigations en profondeur dans le massif.
- D'extensomètres manuels et automatisés permettant de mesurer l'écartement des fractures (27 bases).
- D'un système de distancemétrie infrarouge automatique (station totale automatisée) constitué d'un réseau de repères fixes de référence et d'un réseau de repères sur l'instabilité. Il permet des mesures de distance depuis le versant opposé.
- D'un prototype de radar Ultra Large Bande permettant de réaliser des mesures de distance avec une très faible incertitude depuis le versant opposé, quelles que soient les conditions météorologiques.
- D'un suivi par imagerie de face à l'aide d'appareil photographique installé sur le versant opposé, permettant d'identifier les zones de départ des principaux éboulements.

- De capteurs météorologiques (capteurs pluvio-nivométriques)

Ce site est également suivi par une caméra IP et par imagerie de face au moyen d'un appareil photographique depuis le versant opposé, notamment pour identifier les zones de départ des principaux éboulements.

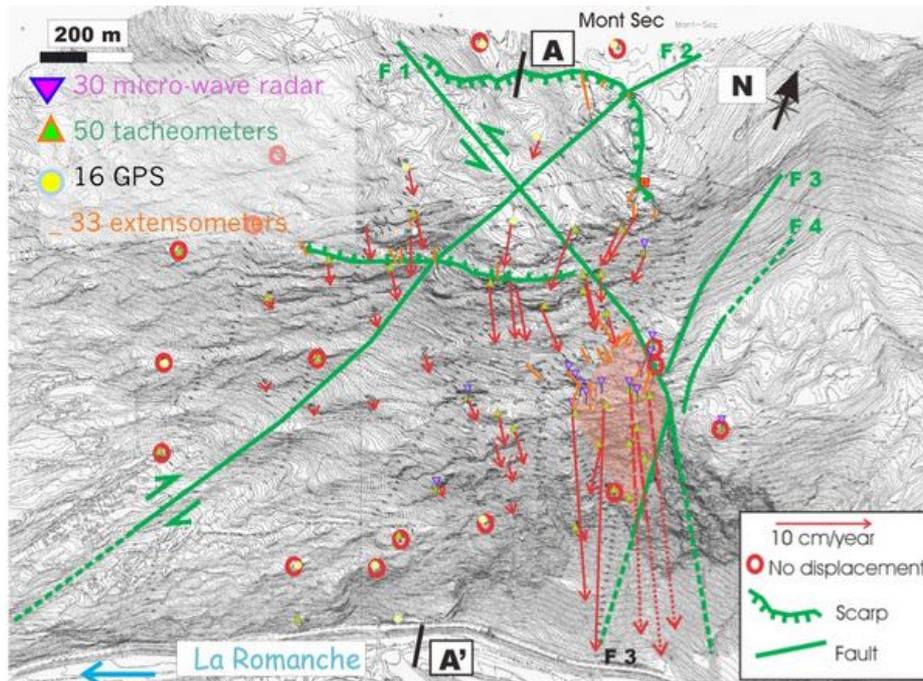


Figure 26 : Carte de Séchilienne avec instrumentation (géodésie) en place sur le site.

Ce dispositif a été complété d'une instrumentation pérenne visant à améliorer la compréhension du phénomène géologique et du contexte hydrogéologique à la fin des années 2000 au travers différentes collaborations de recherche.

Il s'agit :

- D'un réseau de polarisation spontanée en surface du versant et dans la galerie de reconnaissance depuis 2005.
- De 2 stations sismologiques dans la zone instable depuis mai 2007, et d'une station 24 voies installée en avril 2008 dans la galerie de reconnaissance.

- D'un réseau de capteurs hydrogéologiques depuis 2010 dans la galerie de reconnaissance et dans la zone stable du massif

1.2. Évaluation des risques

Les scénarios de rupture ont évolué au fil du temps, en fonction des progrès accomplis dans la connaissance géologique du site et par l'analyse des données des déplacements de surface.

En **1988**, quatre scénarios d'éboulements rocheux, allant de 2 à 10 hm³ ont été proposés avec comme scénario maximum : la vallée de la Romanche est barrée par les éboulis, formant un barrage naturel avec formation d'un lac à l'amont, ennoyant une partie du bourg de Séchilienne ; l'hypothèse de rupture brutale du barrage naturel, avec crue dévastatrice à l'aval, est envisagée.

En **1992**, Un rapport d'experts avance l'hypothèse d'une rupture probable à très court terme (3 ans) de 3 hm³. Ce rapport recommande le creusement d'une galerie de dérivation pour la Romanche pour faire face à ce risque.

En **1995**, La masse rocheuse en mouvement est estimée à un volume de 100 hm³ avec deux scénarios de 7 hm³ et 20 hm³ probables à moyen terme, couplés à un effet de souffle lors de l'impact des éboulis sur le fond de vallée. Le risque important lié au barrage de la vallée devient alors un risque majeur en cas de rupture du barrage.

En **1997**, la mise en application de la loi Barnier, par l'expropriation des habitants de l'Île-Falcon (hameau en rive gauche de la Romanche), est décidée pour prévenir les conséquences d'un éboulement de 25 hm³.

Un Collège d'Experts pour les Ruines de Séchilienne, présidé par Marc Panet a été mandaté par la Direction de la Prévention des Pollutions et des Risques (DPPR). Composé de spécialistes en sols, roches, mouvements gravitaires et hydrauliques, ainsi que de représentants des services de l'État, ce Collège d'Experts fait le point de l'état des connaissances sur les scénarios de rupture les plus probables pour les Ruines de Séchilienne.

En **2000**, le premier rapport de ce Collège fait une distinction claire entre les risques à court terme (environ 10 ans) et les risques à moyen ou long terme (20 ans ou plus). Le risque à court terme concerne l'éboulement de la zone frontale (3 hm³) et le risque à moyen terme celui la zone intermédiaire, estimée à 10-20 millions de mètres cubes.

En **2009**, le rapport Panet III exclu l'effondrement catastrophique de la partie active en se basant sur des études de la dynamique du versant montrant une évolution en plusieurs phases du mouvement de terrain. Les conclusions de ce rapport vont dans le sens d'une probabilité très faible de l'effondrement soudain des 3 millions de m³ redouté auparavant. Concernant les risques à long terme représentés par l'effondrement du reste du versant, selon le Collège d'Experts, ce dernier devrait également se dérouler suivant des éboulements successifs sur plusieurs dizaines d'années.

Par ailleurs la vulnérabilité a été diminuée via la mise en place de parades telles que la dérivation de la Romanche par la construction d'un chenal, la déviation de la RD1091 sur la rive gauche de la Romanche, l'expropriation des habitants de l'Île-Flacon en **2011** (située juste en face du versant) et la mise en place d'un merlon de protection au pied du glissement en rive gauche (capacité de retenue d'1 millions de m³) (Decrop, 2012 ; Ineris, 2018).

1.3. De la surveillance à la compréhension des mécanismes

Le versant instable de Séchilienne est un objet d'étude et d'investigation scientifique visant à améliorer la compréhension du fonctionnement et de la cinématique de déformation de versants, associée à des couplages hydro-mécaniques. L'existence de cet important réseau de surveillance et l'accumulation d'une grande quantité de données en continu et sur le long terme font du versant instable de Séchilienne un site d'étude très intéressant pour la recherche scientifique.

Les investigations et mesures effectuées sur le site depuis plus de vingt ans constituent une base de données de premier plan. Elles ont été exploitées et complétées à des fins de recherche par les équipes du Cerema en collaboration avec d'autres établissements du réseau scientifique et technique du ministère (IRSTEA, BRGM, INERIS, IGN) où avec les écoles sous tutelle du

Ministère de l'Environnement, de l'Énergie et de la Mer mais également avec les acteurs de l'enseignement supérieur et de la recherche.

Ces données ont déjà été mises à profit dans plusieurs fiches de recherche financées par l'IFSTTAR, dans plusieurs projets INTERREG qui avaient pour objectifs la comparaison des techniques mises en œuvre et des résultats obtenus à Séchilienne avec celles et ceux de sites étudiés et surveillés dans d'autres pays de l'arc alpin.

Un programme d'investigations profondes a débuté en 2009, au travers de collaboration entre l'Ineris et le Cerema. Ce programme est basé sur une campagne de géophysique et sur des sondages carottés et destructifs destinés à être instrumentés et visant à mieux comprendre les mécanismes de déformation et de rupture.

Ce programme a été mis à profit lors du montage de l'ARN SLAMS (Études Multidisciplinaires du Mouvement de Séchilienne : aléa, risques associés et conséquences socio-économiques, porté par S. Garambois du laboratoire ISTERRE, Université de Grenoble-Alpes) qui regroupe plusieurs partenaires universitaires français associés au Cerema de Lyon. Une ambition de ce projet était de faire du site de Séchilienne un observatoire multi-paramètres unique sur les mouvements de terrain afin de mieux comprendre les facteurs contrôlant la dynamique actuelle et la cinématique passée du mouvement de Séchilienne. Ceci a été possible par l'apport de données originales, complémentaires au dispositif de surveillance opérationnel, qu'elles soient sismologiques, hydrologiques, géophysiques et cosmogéniques.

Face à l'enjeu sociétal que sont les instabilités gravitaires dans les régions de montagne, la compréhension de ces instabilités et la prédiction de leur déclenchement est un enjeu majeur de la recherche scientifique. La diversité et la complexité des mécanismes d'initiation, de déclenchement et de propagation des mouvements de versants, et leur sensibilité aux forçages externes (pluies séismes, climat) imposent une observation continue, spatialisée et multi-sources du glissement. L'observation des systèmes naturels dans la durée est actuellement menée dans les laboratoires de l'Institut National des Sciences de l'Univers (INSU) et plus particulièrement au sein des Observatoires des Sciences de l'Univers (OSU). La mission première de ces Observatoires est d'organiser les moyens nécessaires « à l'acquisition d'observations des systèmes astronomiques ou des composantes du système Terre ». Cela

comprend non seulement l'observation en elle-même, mais également la conception et réalisation de certains instruments d'observation, l'analyse et gestion des données issues des observations et leur mise à disposition au service d'une large communauté nationale et internationale. Une spécificité des OSU est donc de porter une mission de service à la communauté, à travers le déploiement des Services Nationaux d'Observation (SNO) labélisés par l'INSU. Les différents SNO sont regroupés dans des Actions Nationales d'Observation (ANO) selon leur champ disciplinaire dans les quatre domaines de l'INSU. Ces regroupements en ANO permettent à l'INSU d'afficher une logique de structuration qui soit en lien avec d'autres actions nationales (comme par exemple les Infrastructures de Recherche du Ministère de la Recherche) ou internationales (ESFRI ou organisations internationales) existantes (site : <https://www.insu.cnrs.fr/fr/node/1055>).

L'Observatoire Multidisciplinaire des Instabilités de Versants (OMIV), a pour mission de surveiller l'évolution à long terme des mécanismes de contrôle des glissements de terrain. Il collecte et interprète des observations multi sources de plusieurs versants instables, permettant de caractériser la cinématique, la sismicité, l'hydrogéologie, l'hydro-géophysique et les forçages météorologiques sur les sites instrumentés. Ensemble, ces cinq catégories d'observations sont uniques au monde et permettent de documenter l'activité gravitaire sur le long terme en lien avec les changements environnementaux. L'OMIV, actif depuis 2007, regroupe sept sites instrumentés permanents : Avignonet, La Clapière, Séchilienne, Super-Sauze, St-Eynard, Pégairolles et Villerville. Le SNO-OMIV fournit à la communauté scientifique des données cohérentes et harmonisées de suivi des mouvements de terrain (géodésie, sismologie, hydrogéologie, hydrogéophysique, météorologie). Ces données sont accessibles via le site <http://www.ano-omiv.cnrs.fr/>.

Ces données permettent :

- D'identifier les processus physiques qui contrôlent la dynamique des versants affectés par des glissements et/ou des éboulements.
- De documenter, à partir des observations à long terme, les changements dans le mode de déformation (annuel, saisonnier, événementiel) et de proposer d'éventuels précurseurs d'accélération catastrophiques.

- De développer et de valider des modèles de déformation et de propagation des mouvements de terrain.

Sur le site de Séchilienne, l'OMIV a complété le dispositif de suivi avec des enregistrements en continu de la cinématique de glissement de terrain, GPS en quasi-temps réel, écoute microsismique, interférométrie radar, scanner laser en continu et en quasi-temps réel, géophysique 3D, mesures hydrochimiques. Cet observatoire se caractérise également par des campagnes de mesures ponctuelles (géophysiques : sismiques, électriques, électromagnétiques, bruit de fond sismique, polarisation spontanée ; hydrogéologiques : prélèvements, analyses chimiques et isotopiques) venant compléter la base de données déjà acquises en continu sur le site.

II. GÉOLOGIE & STRUCTURE

Le versant de Séchilienne est situé en bordure Sud-Ouest du massif Paléozoïque Externe de Belledonne. Ce massif s'est formé lors de la collision Alpine (compression et surrection), affectant des terrains de socle liés à l'orogénèse Hercynienne (Guillot et al., 2009 ; Schwartz et al., 2017). Le massif supportant l'instabilité de Séchilienne est essentiellement composé de micaschistes caractérisés par une foliation Nord-Sud, sub-verticale. Le sommet du versant est constitué de formations sédimentaires datées du Carbonifère au Lias recouvrant le socle cristallin (Fig. 27). Localement, ces formations sont recouvertes de dépôts fluvio-glaciaires Quaternaires (Würm) constitués de matériaux remobilisés provenant des formations alentours (Vengeon, 1998 ; Vallet, 2014). Les micaschistes, constituant le socle d'âge Paléozoïque, sont principalement constitués de quartz, biotite, phengite et chlorite avec également des veines carbonatées ainsi que des oxydes et sulfures de fer tels que la pyrite, localisés dans les fractures. On retrouve également des formations de socle constituées de gneiss, amphibolites et micaschistes dans la partie interne du massif de Belledonne, à l'est de la faille de Séchilienne (BMF) (Fig. 27). Selon la profondeur d'échantillonnage, les micaschistes peuvent présenter différents degrés d'altération, oxydation et fracturation (Lajaunie et al., 2019). Les formations Carbonifères sont quant à elles, composées de schistes noirs, grès et conglomérats. Le Trias correspond à des formations de grès, quartzite, dolomite et localement schistes noirs, argilites et gypse. Les dépôts du Lias sont essentiellement carbonatés avec des calcaires et intercalations bréchiques (constituées de micaschistes, dolomies et fragments de charbons) (Barféty et al., 1972 ; Vengeon, 1998 ; Vallet, 2014).

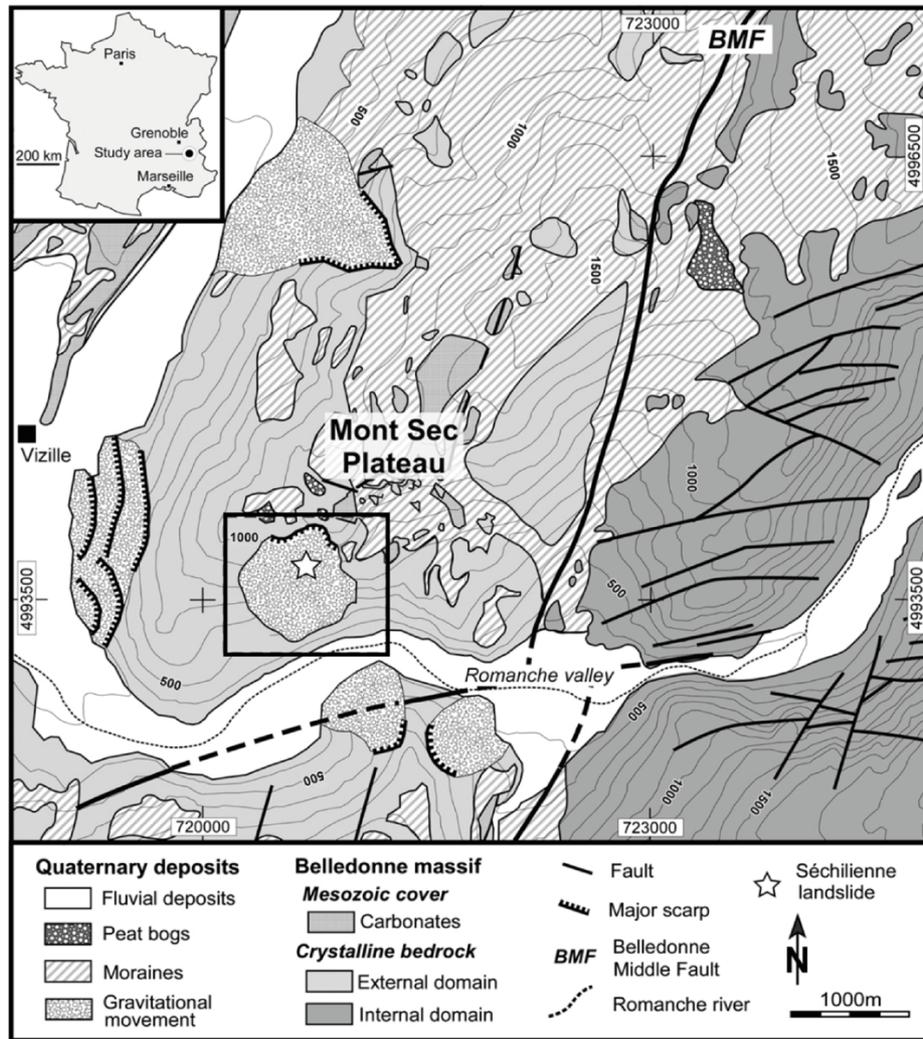


Figure 27 : Carte géologique schématique (Vallet (2014), modifiée d'après Lebrouc et al. (2013)).

La vallée de la Romanche présente une morphologie héritée d'une période glaciaire avec des pentes abruptes, allant jusqu'à 30°- 45°, ainsi que des dépressions et dépôts glaciaires localisés en divers endroits des versants (Le Roux et al., 2010 ; Schwartz et al., 2017). La partie du versant affectée par le glissement de terrain s'étend de 400 à 1100 m d'altitude (Le Roux et al., 2011). Au-dessus de cette altitude (1100 m), la morphologie du Mont Sec correspond à un plateau d'origine glaciaire sur lequel reposent des dépôts fluvio-glaciaires de type de moraine (amphibolite et gneiss recouvrant une matrice à grain fin) concentrés dans de petites dépressions topographiques allongées et orientées N-S, d'épaisseur allant jusqu'à 10 m (Legchenko et al., 2011). Ces dépressions peuvent également être remplies par des tourbières. Localement on retrouve des surfaces rocheuses polies et striées, signes de l'action du glacier durant son retrait (Schwartz et al., 2017). Dans sa partie Nord, le glissement de terrain est délimité par un

important escarpement d'environ 10 mètres de haut et plusieurs centaines de mètres de large, qui sépare le plateau glaciaire du Mont Sec de la zone instable. Vers l'Est, un escarpement de faille N-S limite le glissement de terrain tandis qu'aucune évidence géomorphologique ne délimite les parties Ouest et Sud de l'instabilité.

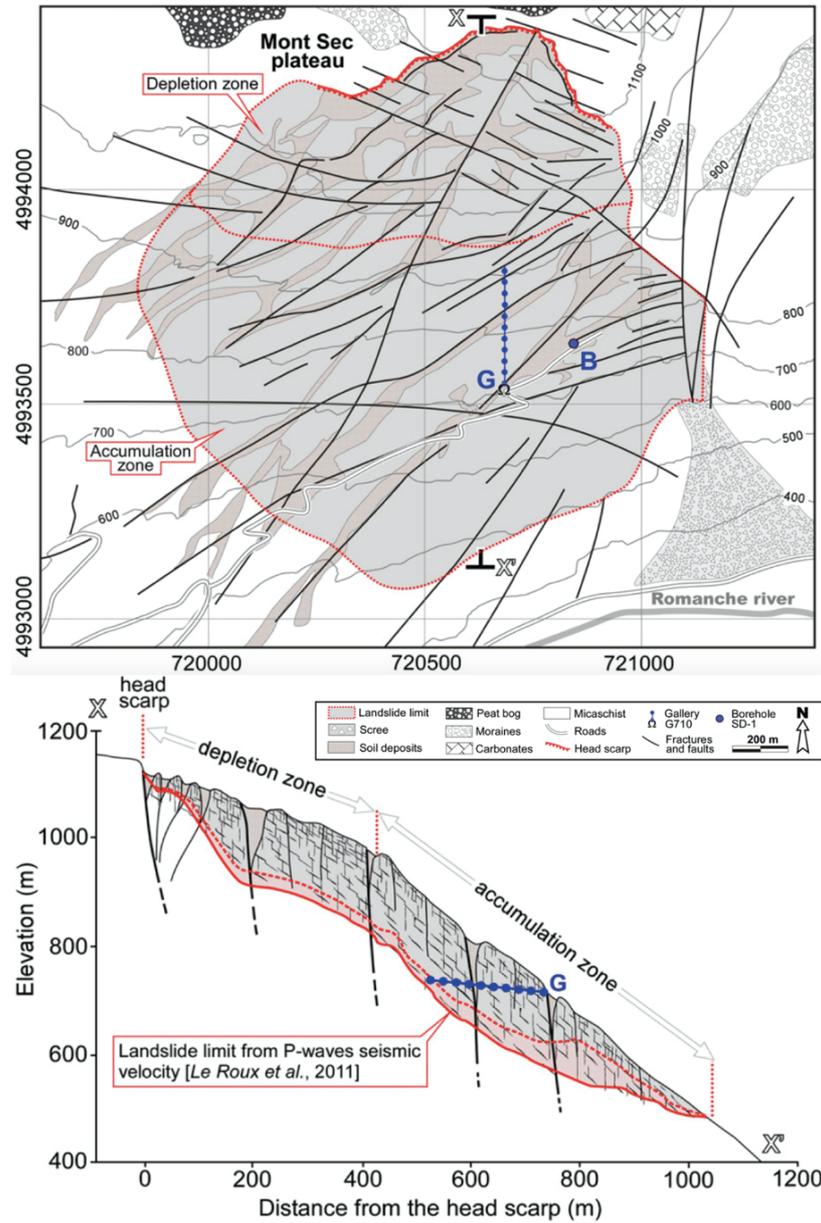


Figure 28 : Géologie et géomorphologie de l'instabilité de Séchilienne : carte et coupe (Vallet (2014), modifié d'après Lebrouc et al. (2013)).

En plus de la très active zone des « Ruines », l'instabilité du versant peut se diviser en deux zones que sont : une zone en affaissement (déplacements $< 5 \text{ cm.an}^{-1}$), entre 1100 et 950m, avec une morphologie en dépression et une pente douce ; une zone dite d'accumulation (déplacements $< 10 \text{ cm.an}^{-1}$) entre 950 m et 450 m où la pente du versant devient raide ($>40^\circ$) (Le Roux et al., 2011 ; Vallet, 2014) (Fig. 29). Le versant de Séchilienne est affecté par un dense réseau de fractures ouvertes quasi verticales, orientées N70 et N110/120, contrôlant la déformation du glissement qui se caractérise par une déformation progressive profonde (environ 100-150 m) et l'absence de surface de glissement (basale) bien définie. Les fractures N70 sont dominantes dans la zone en accumulation, où ces fractures ouvertes (remplies de matériaux détritiques) délimitent des blocs verticaux de largeur pluri-décamétrique (dalles) qui sont en basculement en direction de la vallée. Les fractures N110/120 sont dominantes dans la partie haute du versant, dans la zone en affaissement (Vengeon, 1998 ; Lebrouc et al., 2013 ; Vallet, 2014). Les réseaux de fractures N70 et N110-120 semblent hérités des tectoniques hercyniennes et alpines, ils correspondent à un réseau régional de fracturation, localisé de part et d'autre de la faille de Séchilienne (BMF) (Le Roux et al., 2010 ; Schawrtz et al., 2017). Deux fractures majeures N20 traversent également le massif de Séchilienne, la faille du Sabot et la faille de Séchilienne (BMF). Les fractures ouvertes sont supposées être localement remplies de moraines et/ou de matériaux détritiques résultant de l'érosion du massif et se transforment en profondeur en zones broyées riches en matériaux argileux (Vallet, 2014). Le comportement du glissement de terrain consiste en basculement (profondément enraciné) de dalles N50-70 en direction de la vallée, associé à l'affaissement de la partie supérieure du massif au niveau du Mont Sec (Vengeon, 1998).

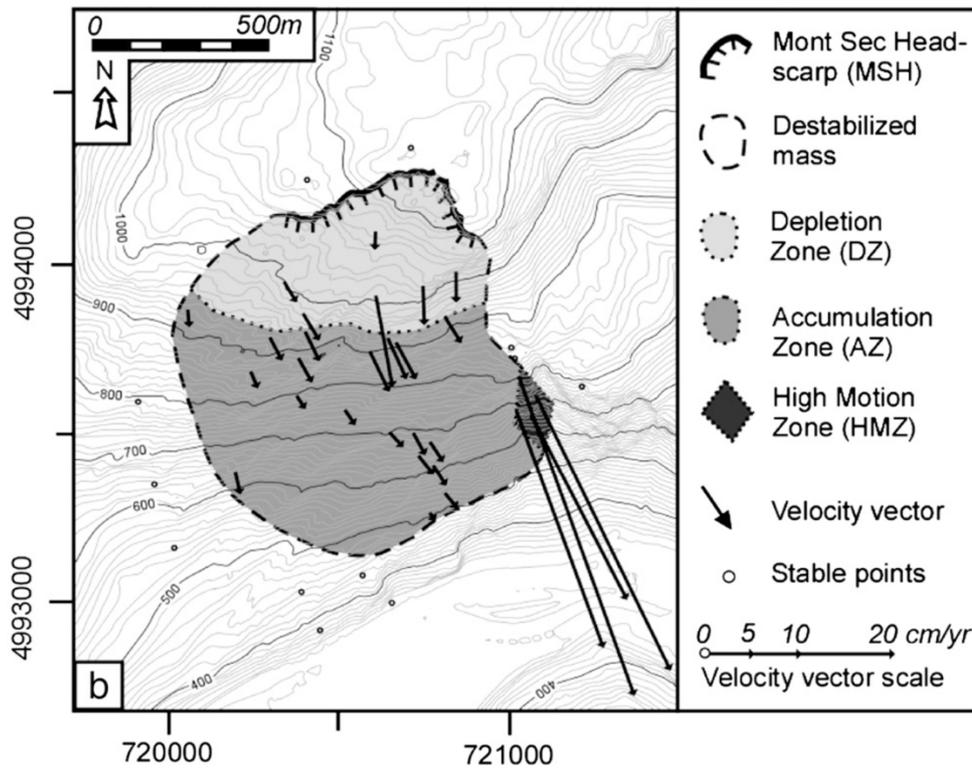


Figure 29 : Carte cinématique avec les vecteurs de déplacement et la délimitation des zones en accumulation et affaissement (Le Roux et al., 2011).

Comme énoncé dans la partie précédente, le retrait du glacier de la Romanche serait le déclencheur de la déstabilisation du versant. L'instabilité de Séchilienne serait due à la décompression des roches du socle après le retrait du glacier de la Romanche lors de la dernière glaciation. La décompression a provoqué l'ouverture de fractures conduisant à l'effondrement du sommet du Mont Sec puis l'affaiblissement progressif de la pente (Vengeon et al., 1999 ; Potherat et Alfonsi, 2001 ; Montjuvent et Winistorfer, 1980). Récemment, Schwartz et al. (2017) confirme cette hypothèse en précisant l'âge d'initiation du glissement de terrain qui est estimé entre 8000 et 6000 ans. Les différentes étapes de la déformation ont également été datées avec, suite à l'initiation de la déformation, une période d'ouverture progressive d'une fracture de tension au niveau de l'escarpement principal, au sommet du versant (de 6000 à 2000 ans). Durant cette période des contre-escarpements se forment en réponse à l'ouverture de l'escarpement principal. De 2000 ans à aujourd'hui, la déformation s'est propagée vers le bas de la vallée, accompagnée d'une augmentation des taux de déplacement (jusqu'à 8 mm.an^{-1}) et d'un développement d'escarpements (Schwartz et al., 2017) (Fig. 30).

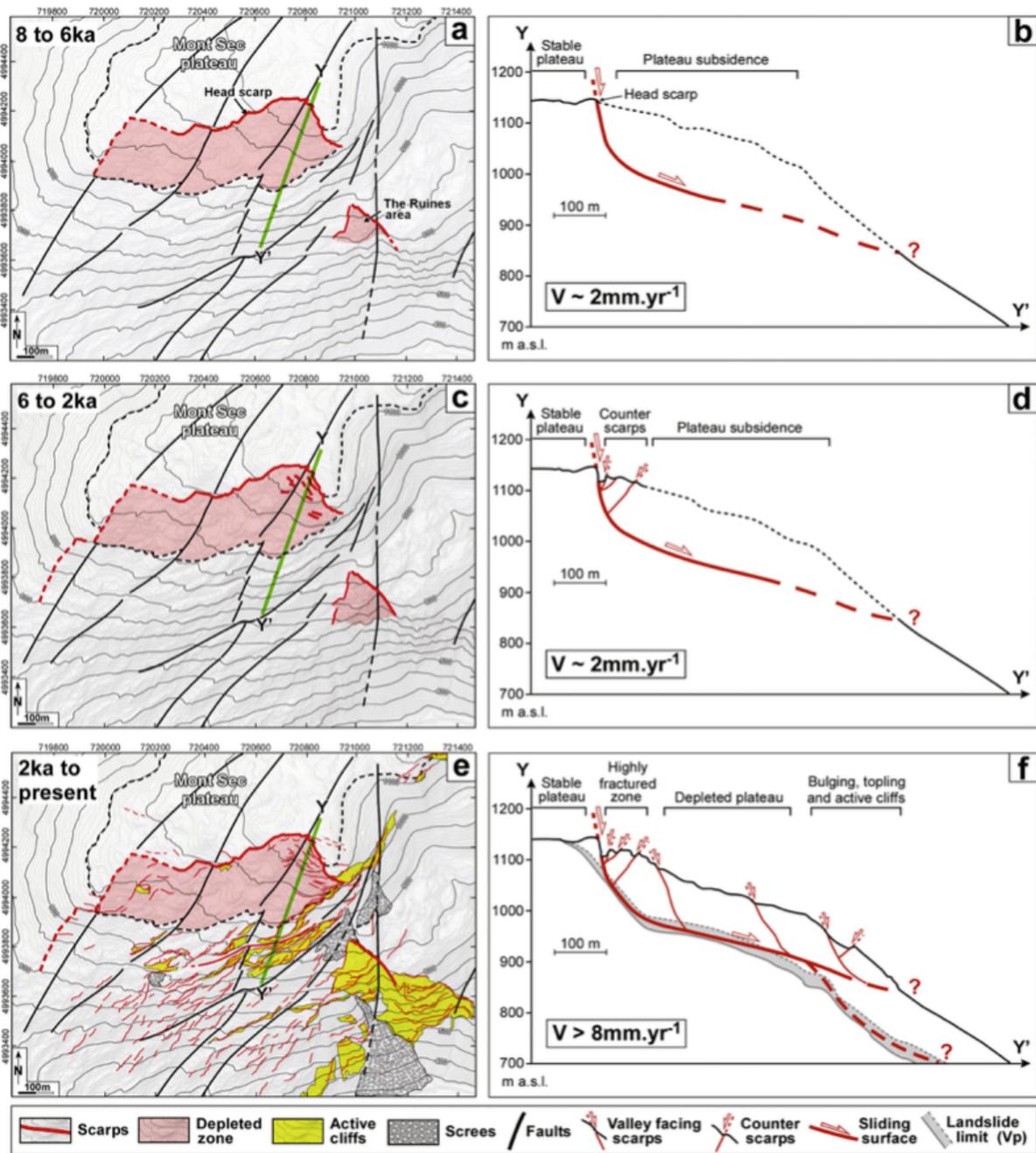
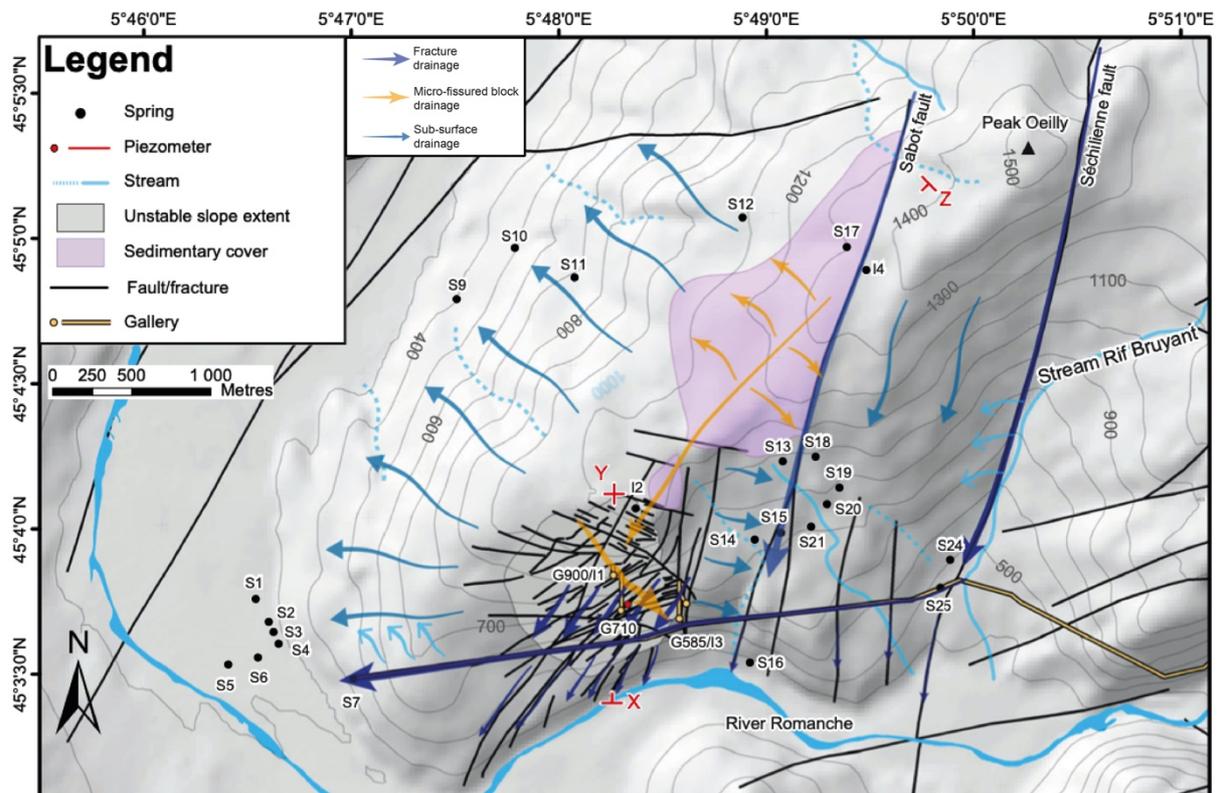


Figure 30 : Carte et coupe (Y-Y') de l'évolution du versant de Séchilienne selon différentes périodes de – 8 000 ans à aujourd'hui. a. et b. Initiation du glissement de terrain entre 8 et 6 ka le long de l'escarpement principal en lien avec une lente activité de la surface de glissement entraînant un affaissement du plateau du Mont Sec. A la même période la zone des Ruines est déstabilisée et enregistre un affaissement. c. et d. Entre 6 et 2 ka, la déformation est toujours localisée au niveau de l'escarpement principal avec des contre-escarpements qui se développent lentement au pied, avec une activité d'environ 2 mm.an^{-1} . e. et f. Entre 2 ka et aujourd'hui, la déformation s'accélère jusqu'à atteindre 8 mm.an^{-1} et se propage vers le bas, accompagnée du développement de contre-escarpements. Pendant cette période, l'activité des contre-escarpements génère une zone fortement fracturée avec une faible vitesse d'environ 2 mm.an^{-1} . La géométrie du glissement en profondeur a été imagée par la vitesse sismique des ondes P (Le Roux et al., 2011). (Schwartz et al., 2017).

III. HYDROGÉOLOGIE DU MILIEU FRACTURÉ INSTABLE

3.1. Fonctionnement hydrogéologique

Le haut degré de fracturation du massif et son hétérogénéité conduisent à des chemins d'écoulement distincts, caractérisés par des temps de transit différents. L'ensemble du massif supportant le glissement de Séchilienne présente des propriétés de double perméabilité avec un écoulement principalement contrôlé par le réseau de fractures. Deux principaux types d'écoulement des eaux souterraines ont donc été identifiés ici par Vallet et al. (2015) : une circulation préférentielle au travers du réseau de fractures avec un transit plutôt rapide, en opposition à une circulation plus inertielle au travers de la matrice rocheuse, microfissurée (et donc moins perméable) caractéristique de la double perméabilité des réservoirs fracturés (Maréchal, 1998 ; Cappa et al., 2004).



Le massif de Séchilienne se caractérise donc par une double perméabilité, typique des aquifères fracturés où les fractures jouent un rôle majeur dans le drainage. La faille du Sabot N20 joue un rôle important dans le transit des eaux au travers du massif en drainant les eaux de la couverture sédimentaire et de l'ensemble du versant avec un transit rapide allant de 0,45 à 0,84 km.jour⁻¹ (Vallet et al., 2015) (Fig. 31). La faille de Séchilienne constitue également un axe préférentiel de drainage du massif avec de grandes vitesses d'écoulement des eaux (semblables à celles rencontrées dans la faille de Sabot) qui contournent la matrice rocheuse microfissurée, moins perméable et plus inertielle dont les vitesses d'écoulement sont plus faibles, de l'ordre de 0,08 km.jour⁻¹ (Mudry et Etievant, 2007 ; Vallet et al., 2015) (Fig. 31). Cette matrice rocheuse correspond au reste du massif, en dehors de la fracturation, où le comportement des eaux souterraines est plus inertielle avec un temps de résidence plus long (Vallet et al., 2015).

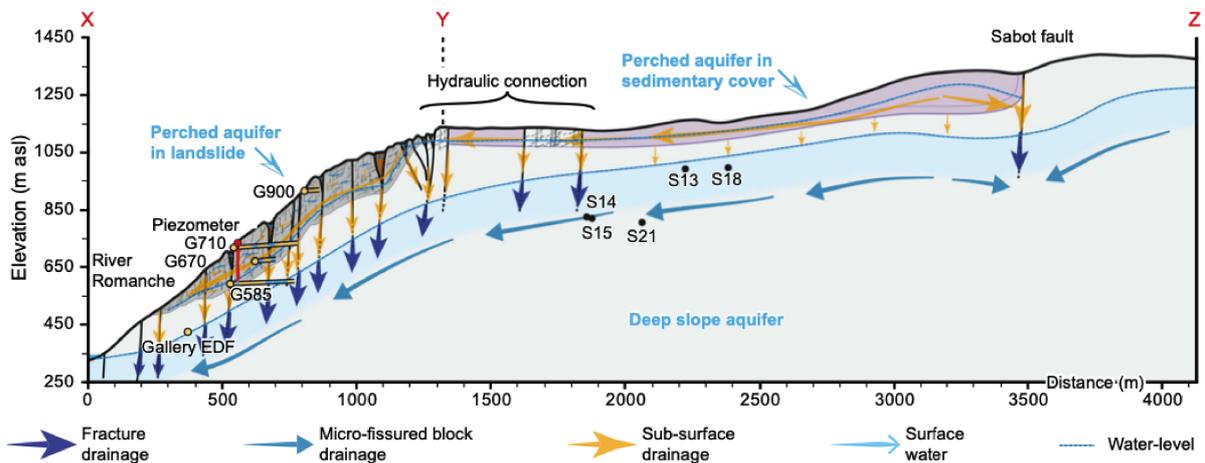


Figure 32 : Coupe hydrogéologique du versant de Séchilienne, selon le trait de coupe XY figure 31 (Vallet et al. (2015)).

La différence de conductivité hydraulique entre la zone instable (épaisseur environ 150-200 m, Le Roux et al., 2011), très fracturée et le substrat rocheux intact sous le glissement de terrain conduit à la formation d'un système en double aquifère (Fig. 32). Ces deux réservoirs qui se superposent verticalement sont reliés entre eux par les fractures majeures permettant le drainage des eaux superficielles de l'aquifère perché vers l'aquifère profond (Vengeon, 1998 ; Meric et al., 2005 ; LeRoux et al., 2011 ; Guglielmi et al., 2002 ; Vallet et al., 2015) (Fig. 32).

L'aquifère perché est peu profond, temporaire et discontinu, il correspond au glissement de terrain, avec une limite en profondeur imposée par la surface de glissement. Cet aquifère perché

peut être décrit comme de nombreuses zones saturées déconnectées (Cappa et al., 2004), ce qui conduit à un réservoir temporaire discontinu en raison de son drainage rapide à travers le dense réseau de fractures ouvertes (Lajaunie et al., 2019). Différents comportements sont mis en évidence entre les périodes de grand débit et de faible débit (Vallet et al., 2015 ; Lajaunie et al., 2019), l'extension et la connectivité de cet aquifère perché varient en fonction des variations de la recharge sur le court terme : cet aquifère est presque à sec pendant les périodes de faible débit (basses eaux) (Guglielmi, 2002 ; Cappa et al., 2004 ; Vallet et al., 2015). Pendant les périodes de fort débit (hautes eaux), la quantité de recharge est suffisante pour maintenir l'aquifère saturé et les nombreuses zones saturées déconnectées deviennent temporairement connectées. Par conséquent, un drainage en surface se produit dans cet aquifère perché (drainage horizontal) (Fig. 31 et 32), contrôlé par les fractures N70° étant proches de la verticale et qui vont limiter ce drainage en permettant aux eaux de s'infiltrer verticalement, vers la base de l'aquifère perché (drainage vertical) (Fig. 31 et 32). De plus, lors des périodes de hautes eaux, l'extension de l'aquifère est plus importante avec la mise en connexion de l'aquifère du couvert sédimentaire au sommet du versant (Mont Sec) (Guglielmi, 2002 ; Vallet et al., 2015) (Fig. 32). Pendant les périodes de faible débit, les zones saturées temporairement déconnectées vont apparaître suite à des événements pluvieux en raison du faible volume de la recharge. Ces nombreuses zones saturées déconnectées sont dues à l'hétérogénéité du glissement de terrain et correspondent principalement à des fractures ouvertes comblées par des dépôts colluviaux et des matériaux altérés (Cappa et al., 2004 ; Vallet et al., 2015).

L'aquifère profond, qui s'étend sur tout le massif (altitude proche de 550 m), correspond à une zone saturée profonde contenue dans le substrat rocheux métamorphique fracturé avec une zone vadose au-dessus, d'environ 100 m d'épaisseur (Vallet et al., 2015) (Fig. 32). Le niveau de l'aquifère profond est contrôlé par la hauteur d'eau constante de l'aquifère des alluvions de la Romanche ainsi que par la galerie EDF qui impose une altitude constante de l'aquifère profond à 425m. Cette galerie, située au bas de la pente, constitue un drain majeur dans le massif en drainant les eaux souterraines vers l'ouest (Vallet et al., 2015) (Fig. 31 et 32). Cet aquifère profond est drainé principalement dans alluvions de la Romanche. La nappe des alluvions de la Romanche est à l'origine des sources de la Reine et de la source de la Dhuy qui a été captée pour l'approvisionnement de la ville de Vizille (Pachoud, 1968). Ces deux sources se situent dans le parc du château de Vizille.

Les formations sédimentaires constituant le plateau carbonaté au sommet du versant constituent également un réservoir perché dans lequel les eaux vont s'infiltrer au sommet du versant puis circuler au travers. Comme énoncé dans les paragraphes précédents, en période de hautes eaux cet aquifère est connecté avec l'aquifère perché de la zone instable qu'il va ainsi alimenter (Vallet et al., 2015).

3.2. Hydrochimie des eaux

L'ensemble des eaux drainées par le massif ont pour exutoire de nombreuses sources réparties sur tout le versant de Séchilienne (Fig. 33b). Vallet et al. (2015) a identifié par la chimie des éléments majeurs (suivi hydrochimique en période de basses eaux) 4 faciès chimiques reflétant les différentes lithologies que ces eaux ont rencontré au sein du massif (Fig. 33).

Ainsi, le premier type d'eau correspond à des eaux riches en Ca-HCO₃, avec une conductivité électrique faible, de l'ordre de 100 $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$, typiques des eaux drainant les carbonates de la couverture sédimentaire au sommet du versant (source S12 ; Fig. 33b). Ces eaux ont un temps de résidence très court (Vallet et al., 2015).

Le deuxième groupe (sources S9, S10, S11, S24, S25) correspond à des eaux riches en Mg-Ca-HCO₃, avec Ca et Mg en proportions similaires et une conductivité électrique allant de 200 $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ à 540 $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$. Ces eaux ont transité par la couverture sédimentaire (calcaire, dolomite) et le substratum rocheux de micaschistes.

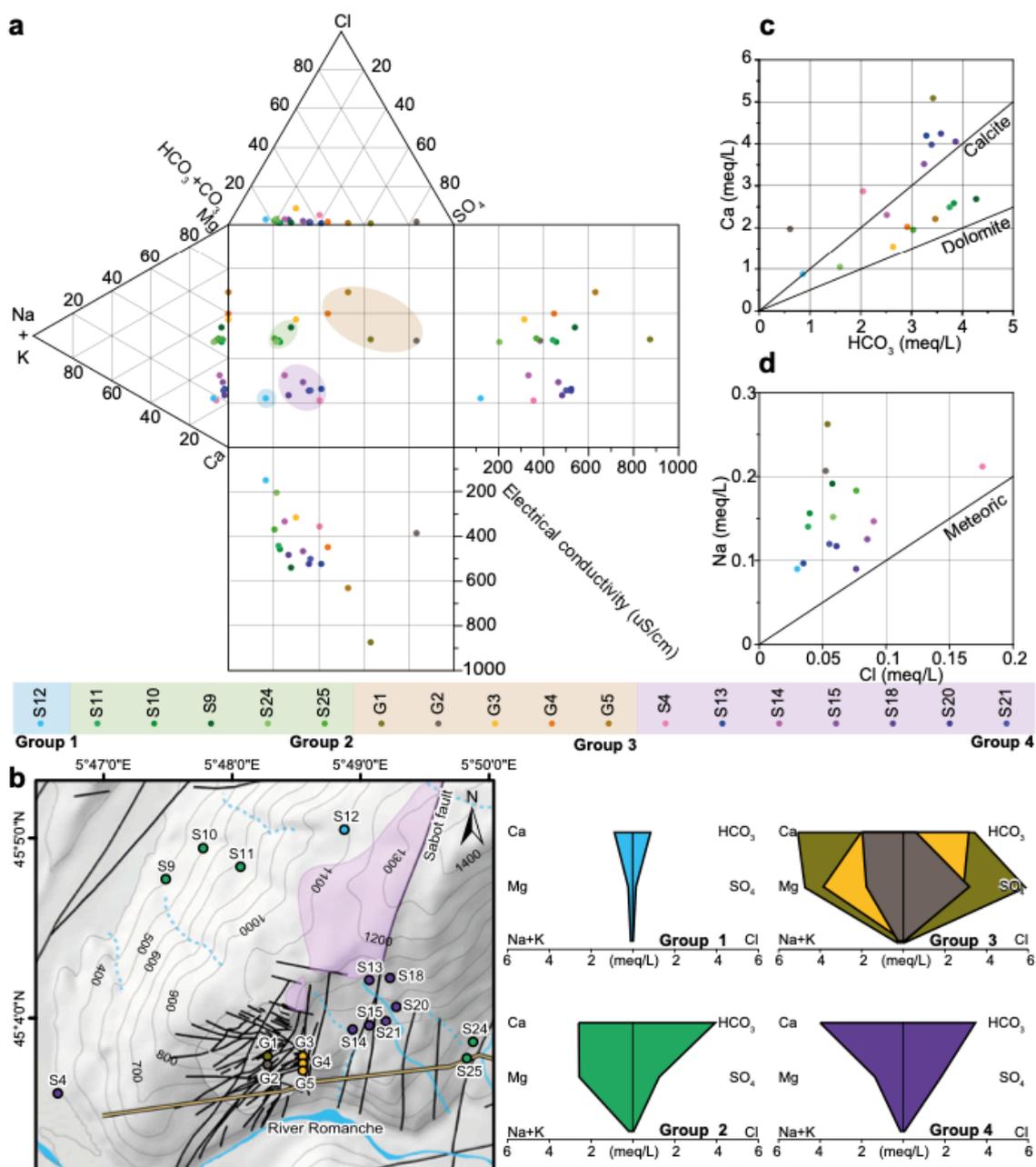


Figure 33 : Analyse hydrogéochimique des sources drainant le massif de Séchilienne avec a. Diagramme de Durov. b. Carte de localisation et diagrammes de Stiff. c. Concentrations Ca vs HCO_3 et d. Concentrations Na vs Cl (Vallet et al., 2015).

Les eaux échantillonnées dans la partie instable du versant (G1, G2, G3, G4, G5) ont une conductivité électrique plus élevée, allant de $300 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ à $850 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$, et montrent une composition chimique qui varie, d'eaux de type Mg-Ca- HCO_3 - SO_4 à des eaux de type Mg-Ca- SO_4 . Ces eaux constituent un troisième groupe « hydrogéochimique ». Ces eaux présentent les plus fortes concentrations en SO_4^{2-} , en lien avec le contexte instable de la zone. En effet, l'ouverture de fractures au sein de la zone instable favorise l'altération de la pyrite présente au

sein des fissures, fournissant ainsi des ions sulfates (Vallet et al., 2015). Ces eaux ont acquis leur minéralisation principalement par l'interaction avec le socle en raison du contexte instable qui favorise l'altération du socle.

Le quatrième et dernier type d'eau a été échantillonné dans la partie stable de la pente, le long de la faille du Sabot et montre une composition chimique de type Ca-Mg-HCO₃-SO₄ (S4, S13, S13, S14, S15, S18, S20, S21). La conductivité électrique de ces eaux s'étend de 350 $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ à 520 $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$. La composition chimique de ces eaux est expliquée dans un premier temps par une contribution significative de la couverture sédimentaire, au travers de la faille du Sabot, apportant le Ca. Vallet et al. (2015) propose un modèle de mélange avec une proportion de 70% d'eau venant de la couverture sédimentaire (par la faille du Sabot), et 30% venant de la zone instable pour justifier ainsi la présence significative d'ions SO₄²⁻ dans ces eaux.

CHAPITRE III :
MÉTHODOLOGIE

Depuis 2010, le réseau de surveillance du versant instable de Séchilienne, initié par le Cerema, est complété par l'observatoire OMIV : Observatoire Multidisciplinaire des Instabilités de Versant, mis en place dans le cadre du SNO-OMIV. Ce réseau de surveillance, multidisciplinaire (2 stations météorologiques, 3 échantillonneurs : chimie des sources, stations de mesures de débit, diverses investigations géophysiques) nous permet d'obtenir en plus des informations géodésiques et géophysiques, un grand nombre de données hydrogéologiques et hydrochimiques.

Ainsi un suivi hydrogéologique/hydrochimique du versant de Séchilienne composé d'un suivi dit haute fréquence et quasi-continu, associé à une surveillance ponctuelle dite basse fréquence (effectuée tous les trois mois dans le cadre de campagnes de terrain), fournissent plus de dix années de données de chimie et paramètres physiques des eaux du massif de Séchilienne. L'ensemble de ces paramètres ont été mesurés dans différentes sources drainant à la fois la partie stable et instable du versant. La localisation de ces points de suivi est présentée dans la figure 34 suivante :

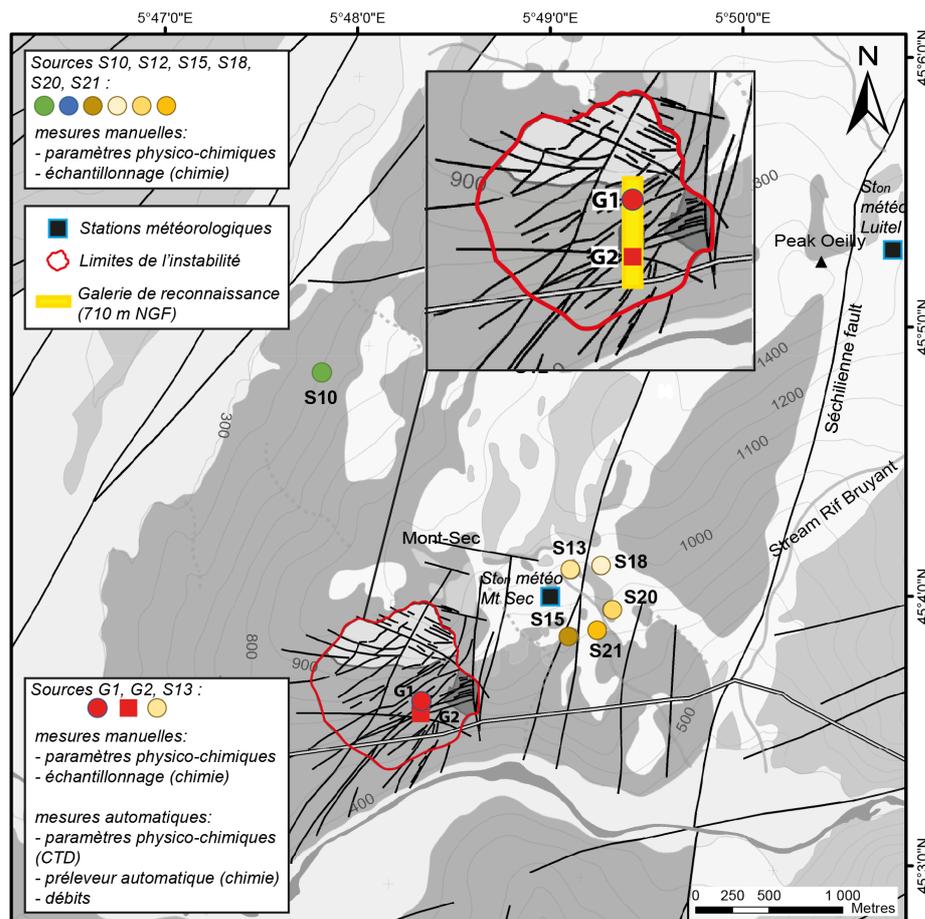


Figure 34: Localisation des points de suivi hydrogéologique/hydrochimique du versant de Séchilienne.

Sept sources (S10, S12, S13, S15, S18, S20, S21) et deux exutoires de ruissellement (G1 et G2) correspondant à 9 points de surveillance au total (Fig. 34 et 35) ont donc été l'objet de suivis réguliers depuis 2010. Le détail de ce suivi est présenté dans les paragraphes suivants.

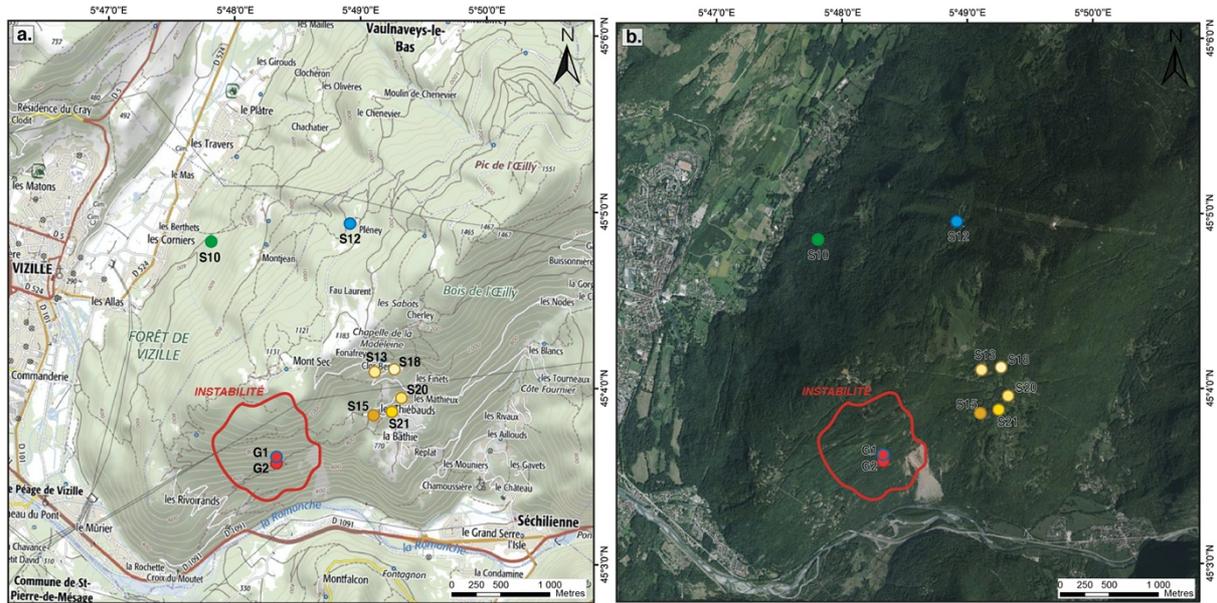


Figure 35: Localisation des points de suivi hydrogéologique/hydrochimique du versant de Séchilienne, a. Carte IGN, b. Vue satellite (images sources : Géoportail).

A noter que les exutoires G1 et G2 correspondent à des eaux de ruissellement collectées au niveau du toit de la galerie de reconnaissance de 240m de longueur (creusée en 1994 au sein de l'instabilité ; 710m NGF). Ces deux exutoires sont distants l'un de l'autre d'une centaine de mètres environ, les eaux de ruissellement sont collectées à l'aide d'une bêche, pour chacun des exutoires, permettant de recueillir un maximum d'eau issues des fractures du toit de la galerie. Ensuite, un système de collecte permet d'amener ces eaux dans un bac de récupération, permettant le prélèvement et l'installation de sondes de mesure. La photo ci-dessous (Fig. 36) illustre le dispositif en place à l'exutoire G1 (le même dispositif est installé pour G2) :



Figure 36: Dispositif en place aux exutoires G1 et G2 : 1. Bâche de récupération des eaux de ruissellement, 2. Collecte des eaux, 3. Bac de récupération des eaux (permet l'installation de sondes de mesures et prélèvements), 4. Instrumentation (préleveur automatique, sonde CTD, station mesure de débit).

Au sein de la galerie de reconnaissance, l'accès aux écoulements souterrains permet un échantillonnage en fonction de la variabilité des unités étant donné que la galerie recoupe de façon aléatoire les fissures permettant ainsi une mesure localisée au sein des venues d'eau des fissures (Fig. 37 ; Bertrand, 2014). Il y a donc moins de mélanges d'eaux.



Figure 37: Écoulement en milieu naturel perturbé (Bertrand, 2014).

I. MÉTHODES D'INVESTIGATION HYDROGÉOLOGIQUE

1.1. Hydrologie

1.1.1. Données météorologiques

Les données météorologiques utilisées dans le cadre de cette thèse proviennent essentiellement de deux stations météorologiques localisées à proximité de l'instabilité de Séchilienne. La station la plus proche est la station dite de Mont-Sec (CEREMA), située au sommet du versant instable au lieu-dit « Mont-Sec », à 1120m d'altitude. Cette station est équipée d'un pluviomètre et d'une jauge à neige qui fournit une estimation de la fonte des neiges en hauteur d'eau (mm) en utilisant les radiations cosmiques. Les données de précipitations (mm) intègrent les précipitations et la fonte de neige. Les données sont disponibles au pas de temps horaire (mm.h^{-1}) et journalier (mm.jour^{-1}). La seconde station utilisée est la station météo de Luitel (LTHE) située à environ 4km de l'instabilité, à 1280m d'altitude. L'intérêt de cette station par rapport à celle du Mont-Sec est qu'elle fournit un plus grand nombre de variables en plus des précipitations, telles que la température, la pression atmosphérique, la vitesse du vent, etc.

1.1.2. Débits

Des mesures de débit sont réalisées aux points de suivi G1 et G2. Ce suivi est réalisé de façon continue à l'aide de pluviomètres à auget basculant RM Young 52203 (0,1mm/basculement) équipés de centrales d'acquisition CR200(X) de Campbell Scientific, qui vont intégrer chaque heure les quantités d'eau écoulées (mm.h^{-1}) et donner ainsi une quantification du débit pour ces deux exutoires. Ce qui va permettre de comparer ces points de suivi et d'obtenir une identification des flux d'eau au travers de l'instabilité. Au niveau du point S13 (Fonaffrey) la quantification du débit est également réalisée à l'aide de données de niveau d'eau fournies par la sonde OTT-CTD. Il est possible à partir de ces données de rendre compte des variations de hauteur d'eau au point de suivi et de fournir une approximation des variations de débit.

1.2. Traceurs naturels

1.2.1. Suivi basse fréquence

Le suivi basse fréquence est réalisé lors de campagnes ponctuelles, il consiste en la mesure de paramètres physico-chimiques que sont la température, le pH et la conductivité électrique. Les mesures sont effectuées avec une sonde WTW pH/Cond 340i (Xylem Inc.). Les appareils sont calibrés avant chaque campagne de mesure et les mesures sont effectuées à une température standard de 25 °C. La précision est de 0,1 pH et de 0,1 $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ pour la conductivité. Des prélèvements manuels sont également effectués, les échantillons d'eau sont stockés dans des flacons de polyéthylène de 250 mL puis filtrés à 0,45 μm avec des filtres en nitrocellulose avant d'être analysés pour les éléments majeurs.

1.2.2. Suivi haute fréquence

Le suivi haute fréquence est rendu possible par un dispositif de mesure installé depuis 2010 sur différentes stations du versant de Séchilienne. Les sources G1 et G2 de l'instabilité ainsi que la source S13 au lieu-dit Fonaffrey sont équipées de sondes multi paramètres OTT-CTD enregistrant le niveau d'eau ($\pm 0,05\%$), la température ($\pm 0,1^\circ\text{C}$) et la conductivité électrique (0,001 à 2,000 $\text{mS}\cdot\text{cm}^{-1}$, $\pm 0,5\%$; 0,10 à 100,00 $\text{mS}\cdot\text{cm}^{-1}$, $\pm 1,5\%$ de la valeur mesurée) à un pas de temps horaire. Chacun de ces points de suivi (G1, G2, S13) est également équipé de préleveur automatique ISCO programmé à une fréquence d'un prélèvement tous les 4 jours. L'entretien du matériel et l'étalonnage des sondes sont effectués lors des campagnes de terrain tous les 3 mois, les échantillons des préleveurs automatiques, conditionnés dans des flacons en polyéthylène de 500mL, sont relevés à ce moment ce qui empêche l'analyse de HCO_3^- (un paramètre sensible au dégazage par rééquilibration avec l'atmosphère) et l'identification d'erreurs analytiques à travers le calcul de la balance ionique. L'étalonnage régulier des appareils de mesure permet de contrôler et d'éviter la dérive de ces derniers. Le suivi manuel de la conductivité électrique permet notamment de surveiller les écarts de mesure entre la sonde OTT-CTD sur site et la sonde manuelle. Les échantillons sont filtrés à 0,45 μm puis analysés pour les éléments majeurs suivant le même protocole que pour les échantillons manuels.

Afin de vérifier l'analyse des éléments majeurs sur ces prélèvements, ces derniers sont comparés aux prélèvements manuels réalisés lors des campagnes trimestrielles (un échantillon manuel est prélevé en complément d'un échantillon automatique). L'erreur est la plus importante pour Ca (en particulier au point S13) en raison de phénomènes de précipitation de calcite dans le flacon. Les autres éléments montrent des erreurs relativement acceptables, en étant toutefois conscient de ces résultats lors de l'interprétation.

Un récapitulatif des mesures « basse » et « haute » fréquences est présenté dans la figure 38 suivante :

| <i>SUIVI HAUTE FRÉQUENCE (en continu)</i> | <i>SUIVI PONCTUEL (trimestriel)</i> |
|---|---|
| <p>3 points de suivi (G1, G2, S13) : un en zone stable (S13) + deux en zone instable (G1, G2)</p> <p>Mesures HAUTE FRÉQUENCE des paramètres physico-chimiques (30min):</p> <p>HAUTEUR D'EAU - CONDUCTIVITÉ ÉLECTRIQUE - TEMPÉRATURE +</p> <p>Prélèvements tous les 4 jours d'échantillons d'eau pour analyses chimiques des ÉLÉMENTS MAJEURS +</p> <p>Mesures de données de DÉBIT acquises à un pas de temps horaire</p> | <p>En complément sur les 3 points de suivi haute fréquence (G1, G2, S13) + sur 10 autres points (S10, S12, S15, S18, S20 S21) représentant la zone stable du versant</p> <p>Mesures physico-chimiques</p> <p>CONDUCTIVITÉ - PH - TEMPÉRATURE +</p> <p>Prélèvements en vue d'analyses en ÉLÉMENTS MAJEURS</p> |

Figure 38: Synthèse des mesures basse et haute fréquence en place aux points de suivi du versant de Séchilienne.

1.2.3. Analyse de la chimie de l'eau : plateforme analytique

Les analyses en éléments majeurs sont réalisées au laboratoire de recherche Chrono-Environnement de l'Université de Bourgogne Franche-Comté. Les cations Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+ , Si^{4+} sont analysés par ICP-AES (Thermo iCap 6500) avec une incertitude de $\pm 0,5 \text{ mg. L}^{-1}$. L'analyse des anions : Cl^- , SO_4^{2-} , NO_3^- , est réalisée par chromatographie ionique à phase liquide haute performance (Dionex DX 100) avec une précision de $\pm 0,5 \text{ mg. L}^{-1}$. Les concentrations en ions bicarbonates HCO_3^- sont mesurées par titrage avec l'acide H_2SO_4 (N/50) dans les 48 heures suivant le prélèvement avec une incertitude de $\pm 10 \text{ g.L}^{-1}$ (méthode de Grann). Seules

les analyses présentant un solde de charge (balance ionique) inférieur à 10% sont prises en compte.

II. OUTILS ISOTOPIQUES

2.1. Isotopes stables du strontium : $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$

2.1.1. Principe & objectifs

Le strontium est un élément faisant partie de la famille des alcalino-terreux, ayant une charge de son ion Sr^{2+} et un rayon atomique similaire à celui du Ca^{2+} et du Mg^{2+} , il se substitue à cet élément dans de nombreux minéraux tels que le plagioclase, la calcite, la dolomite et le gypse. Le strontium (Sr) a quatre isotopes naturels stables : ^{84}Sr , ^{86}Sr , ^{87}Sr et ^{88}Sr , dont les abondances relatives (respectivement 0,56%, 9,86%, 7,02% et 82,56%, Veizer, 1989) sont variables en raison de la formation de ^{87}Sr radiogénique par désintégration (β) du ^{87}Rb :



Où β est le rayonnement beta et ν un anti neutrino. La demi-vie du ^{87}Rb est de $48,8 \cdot 10^9$ ans. Il y a donc deux sources de ^{87}Sr dans les matériaux : une source radiogénique par la désintégration de ^{87}Rb , et une source issue de la nucléosynthèse primordiale conjointe à celle des ^{84}Sr , ^{86}Sr et ^{88}Sr .

L'intérêt de l'utilisation des isotopes du strontium se trouve dans le fait qu'à l'issue des interactions eau-roche dans le sous-sol, la composition isotopique des eaux de surface et des eaux souterraines acquièrent la composition isotopique des minéraux avec lesquels elles ont interagi. Il n'existe pas de fractionnement isotopique lors de l'altération (dissolution + précipitation de phase secondaires) ce qui signifie que les deux isotopes ne sont pas discriminés dans la dissolution et la précipitation de nouvelles phases. La production de ^{87}Sr influence directement le rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ d'une roche ou d'un minéral, elle dépend du rapport initial

Rb/Sr (désintégration du ^{87}Rb), de l'âge de la roche et/ou du minéral ainsi que du rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ initial (Kendall et al., 1995). Dans les roches et minéraux, le rapport isotopique $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ s'étend de 0,7 à plus de 4,0 (Faure, 1986).

Dans les roches silicatées type granites et micaschistes, les différents minéraux présents ont des rapports Rb/Sr et par conséquent des rapports isotopique $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ différent liés à leur origine et formation. Il est important de noter que dans les roches sédimentaires d'origine marine, la composition isotopique varie selon la période de dépôt des sédiments, les carbonates formés au cours d'une même période géologique auront alors un rapport isotopique $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ identique (Burke et al. 1992, Koepnick et al. 1990) car l'océan est homogène en Sr.

Dans les eaux, les variations isotopiques peuvent être liées au mélange de strontium de composition isotopique différentes provenant de sources différentes. Ainsi la composition isotopique en Sr des eaux échantillonnées, fonction des interactions eau-roche et de l'altération préférentielle des minéraux (McNutt et al., 1990 ; Bain and Bacon, 1994 ; Blum *et al.*, 1994 ; Aubert, 2001), va permettre d'identifier les différentes sources minéralogiques drainées et leur contribution.

2.1.2. Méthodologie

Les analyses d'isotopes du strontium ont été effectuées à l'Institut de physique du Globe de Paris. Le strontium a été isolé de la matrice d'échantillon d'eau par chromatographie ionique automatisée en suivant la méthode de Meynadier et al. (2006). Les rapports isotopiques du strontium ont ensuite été mesurés à l'aide d'un spectromètre de masse à plasma à couplage inductif à collecteur multiple (MC-ICP-MS ; Thermo-Fisher Neptune) en mode basse résolution (Hajj et al., 2017). Des solutions de Sr purifiées ont été introduites en utilisant une unité de désolvatation APEX et un nébuliseur PFA à une vitesse de 50 à 100 $\mu\text{L}\cdot\text{min}^{-1}$, en fonction de la session de mesure, et à des concentrations de Sr comprises entre 50 et 150 ppb. Tous les signaux ont été mesurés avec des cages de Faraday, avec une masse de 86 dans la cage centrale. Le niveau de signal typique sur la masse 88 était compris entre 5 et 10 V. Les niveaux de fond (y compris les interférences de Kr sur les masses 84 et 86) ont été corrigés pour utiliser des zéros sur les pics. Le fractionnement dépendant de la masse du ratio $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ a été corrigé pour prendre un ratio $^{88}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 8,3752 et la loi dite de Russel (Russell et Papanastassiou,

1978). La précision et la reproductibilité de l'analyse $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ont été évaluées à l'aide de mesures répétées de l'étalon international de carbonate (SRM987, NIST). Les valeurs obtenues pour le NIST standard SRM987 étaient de $0,710249 \pm 0,000025$.

2.2. Isotope stable du soufre : $\delta^{34}\text{S}$

2.2.1. Principe & objectifs

L'utilisation des isotopes stables du soufre est utile dans la détermination des sources de sulfates dans les eaux, ce sont de bons traceurs de circulation des eaux et permettent d'obtenir des informations sur l'origine des minéralisations et des processus impliqués comme l'oxydation de sulfures, la réduction bactérienne de sulfates. Ils sont principalement utilisés dans ce travail afin de caractériser l'origine des sulfates dans le système étudié.

Le soufre naturel est constitué des quatre isotopes stables ^{32}S (95,02%), ^{33}S (0,75%), ^{34}S (4,21%) et ^{36}S (0,02%). Dans la nature, le soufre se présente sous différentes spéciations avec par exemple dans l'eau, l'ion sulfate SO_4^{2-} ou le sulfure H_2S . Sous forme solide on retrouve le soufre sous forme de sulfure tels que la pyrite FeS_2 .

En raison de leur abondance plus favorable, les isotopes ^{32}S et ^{34}S sont généralement choisis pour être mesuré et définir le fractionnement à partir de l'équation suivante :

$$\delta^{34}\text{S}_{\text{échantillon}} = \left(\frac{\left(\frac{^{34}\text{S}}{^{32}\text{S}} \right)_{\text{échantillon}}}{\left(\frac{^{34}\text{S}}{^{32}\text{S}} \right)_{V\text{-CDT}}} - 1 \right) \times 1000 \quad (25)$$

Comme pour les isotopes de l'oxygène et l'hydrogène dans l'eau, la composition isotopique est donnée par le rapport entre l'isotope lourd sur l'isotope léger comparé au rapport isotopique d'un standard dont la valeur est connue. Ce standard, nommé CDT (Canyon Diablo Troilite) correspond à la troilite (FeS) de la météorite de fer du Canyon Diablo. En raison de l'inhomogénéité de ce standard de l'ordre de 1‰ et de la rareté croissante de ce standard,

l'AIEA a recommandé une nouvelle échelle V-CDT sur laquelle un standard, IAEA-S1 a une valeur de $\delta^{34}\text{S}$ de -0,30‰ (Coplen and Krouse, 1998).

Dans la nature, il est possible de trouver des composés « soufrés » avec des teneurs en $\delta^{34}\text{S}$ allant de -50‰ à plus de +50‰ (Krouse et Mayer, 2000). Les principaux réservoirs naturels de soufre que l'on peut rencontrer sont : le soufre réduit dans la pyrite ($\delta^{34}\text{S}$ proche de 0‰ vs V-CDT), le soufre magmatique ($\delta^{34}\text{S}$ 0‰ vs V-CDT), les sulfates marins actuels (signature actuelle de +20‰ V-CDT) et passés tels que dans les évaporites ($+10\text{‰} \leq \delta^{34}\text{S} \leq +35\text{‰}$). Dans les océans, le soufre est présent principalement sous la forme de sulfates, avec des rapports isotopiques constant pour une période géologique donnée. Le fractionnement isotopique des minéraux sulfatés a lieu par voie biologique, lors de la réduction des sulfates en sulfures (réduction bactérienne) ou bien lors des phases de dissolution/précipitation des roches où la précipitation entraîne un appauvrissement en isotopes lourds du sulfate en solution (Rebeix, 2010).

2.2.2. Méthodologie

Les analyses en isotopes du soufre ont été réalisées au laboratoire Biogéosciences de Dijon.

Analyses dans les roches

Les extractions de soufre à partir de sédiments ont été effectuées sur des échantillons de roche en utilisant la méthode décrite par Canfield et al. (1986). Cette méthode repose sur une extraction chimique par voie humide des sulfures contenus dans les échantillons par réduction à l'aide d'une solution de chrome chaude et acide (CrCl_2 1M, HCl 6N). La pyrite est la principale fraction du soufre réductible par le chrome dans les sédiments. La réaction libère du H_2S qui est ensuite piégé sous forme solide Ag_2S dans une solution à 3% de AgNO_3 . L' Ag_2S un fois séché et rincé est ensuite pondéré pour la quantification gravimétrique de la teneur en soufre de l'échantillon. De la poudre d' Ag_2S (environ 500 μg) a été mélangée avec un poids équivalent de trioxyde de tungstène dans des capsules d'étain avant la combustion dans un Vario pyro cube (Elementar GmbH TM). La composition isotopique du soufre ($\delta^{34}\text{S}$) est ensuite mesurée sur les molécules de SO_2 à l'aide d'un dispositif IsoPrime IRMS. Les étalons

internationaux (IAEA-S-1, IAEA-S-2, IAEA-S-3) sont utilisés pour l'étalonnage et les résultats sont rapportés dans la notation δ par rapport à l'étalon Vienna Canyon Diablo Troilite (V-CDT). La reproductibilité (1σ) est généralement meilleure que 0,2 sur la base d'analyses en doublon.

Analyses dans les eaux

Les échantillons, ont été traités avec une solution de BaCl_2 (chlorure de baryum) en excès à 250 g.l^{-1} afin de précipiter le BaSO_4 (sulfate de baryum), après acidification avec HCl (pH 2-3) afin de prévenir la co-précipitation de BaCO_3 . Après centrifugation, le précipité de BaSO_4 a été lavé plusieurs fois avec de l'eau distillée déionisée et séché à 60°C pendant 24 heures à l'étuve. Les mesures de $\delta^{34}\text{S}$ sont effectuées sur les molécules de SO_2 par combustion d'environ $500 \mu\text{g}$ de sulfate de baryum (BaSO_4) mélangé de manière homogène à 1/3 de pentoxyde de vanadium à l'aide d'un cube Vario PYRO (Elementar GmbH) connecté en ligne via un dispositif à double cloison à un système IsoPrime IRMS (Isoprime, Manchester, Royaume-Uni). La norme internationale NBS 127 a été utilisée pour l'étalonnage en supposant une valeur $\delta^{34}\text{S}$ de +20,3 sur l'échelle VCDT. Les résultats isotopiques sont reportés dans la notation standard delta par rapport à la norme Vienna Cañon Diablo Troilite (VCDT). La reproductibilité analytique était meilleure que $\pm 0,3$ (1σ) sur la base des répliqués pour les matériaux standard.

2.3. Isotopes stables de la molécule d'eau $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^2\text{H}$

2.3.1. Principe & objectifs

La composition isotopique d'une eau est donnée par le rapport entre l'isotope lourd sur l'isotope léger comparé au rapport isotopique d'un standard d'eau dont la valeur est connue. Ce standard, nommé VSMOW (Vienna Standard Mean Ocean) correspond à la composition isotopique moyenne des eaux océaniques, il est utilisé comme référence internationale depuis de nombreuses années. Ainsi la composition isotopique des eaux est donnée par les équations ci-dessous, elle est notée δ et s'exprime en part pour mille (‰) :

$$\delta^{18}O = \left(\frac{\left(\frac{^{18}O}{^{16}O} \right)_{\text{échantillon}}}{\left(\frac{^{18}O}{^{16}O} \right)_{\text{VSMOW}}} - 1 \right) \times 1000 \quad (26)$$

$$\delta^{2}H = \left(\frac{\left(\frac{^2H}{^1H} \right)_{\text{échantillon}}}{\left(\frac{^2H}{^1H} \right)_{\text{VSMOW}}} - 1 \right) \times 1000 \quad (27)$$

Le standard de comparaison correspond à l'eau de mer actuelle dont rapport isotopique moyen est égal à 0 ‰ aussi bien pour l'oxygène que le deutérium.

Les isotopes stables de la molécule d'eau sont couramment employés pour la détermination de l'altitude moyenne de la recharge des eaux, ainsi que pour caractériser le comportement et la réactivité de l'aquifère. Dans le cadre de notre étude, l'utilisation des isotopes de la molécule d'eau a pour intérêt de caractériser l'origine des eaux prélevées dans les différentes sources du versant. Un second intérêt est d'identifier des tendances et comportements tels qu'un effet saisonnier afin de caractériser le fonctionnement de l'aquifère et sa recharge.

2.3.2. Méthodologie

Les analyses isotopiques ont été réalisées au sein du CEA (Commissariat à l'Energie Atomique), DAM Île-De-France (Bruyères-le-Châtel (91), France) avec un appareil PICARRO modèle « L2130-i $\delta D/\delta^{18}O$ Ultra High-Precision Isotopic Water Analyzer ». L'étalonnage est réalisé avec trois solutions d'étalons secondaires (SM, EA et SV, dérivées de carottes de glace du laboratoire CEA / Science du climat et de l'environnement) étalonnées à partir de deux solutions mères, le VSMOW ($\delta^{18}O = 0 \pm 0.02$ ‰, $\delta^2H = 0 \pm 0,3$) et le SLAP2 ($\delta^{18}O = -55,50 \pm 0,02$; $\delta^2H = -427,5 \pm 0,3$ ‰) de l'AIEA (Agence Internationale de l'Energie Atomique). L'appareil PICARRO est d'abord stabilisé pendant 72 heures d'acquisition sur de l'eau

permuté, les mesures sont ensuite réalisées en 5 séries sur chaque solution mère et secondaire. Une droite d'étalonnage entre les valeurs des solutions mères étalons et mesurées permet de calibrer les valeurs mesurées des solutions secondaires.

Les échantillons sont mesurés en série de neuf échantillons entre des solutions standard secondaires (SM, EA et SV). Les résultats des valeurs d'échantillon sont obtenus à partir d'une droite d'étalonnage. Six mesures sont réalisées par échantillon, seulement les trois dernières sont retenues. Les résultats $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^2\text{H}$ sont rapportés en tant qu'écart ‰ par rapport à la norme isotopique (V-SMOW). Les étalons sont périodiquement étalonnés comme recommandé par l'AIEA.

III. MÉTHODES D'INVESTIGATIONS STATISTIQUES

3.1. Analyse des débits classés

L'utilisation des débits classés a pour objectif d'identifier des événements particuliers (fuite, trop-plein, stockage, apport d'eau) induisant des modifications durables sur le comportement hydrodynamique d'un aquifère de par le caractère répétitif de ces événements, se produisant sur des valeurs de débit particulières (Marsaud, 1996). Cette méthode, proposée par Mangin (1971) consiste à construire des courbes dites de débits classés, en rangeant les débits par classes afin de mettre en évidence les modifications induites sur les hydrogrammes, telles que les valeurs de débits anormalement représentées. Une loi (déterministe, empirique ou statistique) est alors choisie pour représenter la courbe obtenue, le choix de la loi est arbitraire. Dans ce travail, la loi choisie est la loi statistique log-normal. Si une classe est sur- ou sous-représentée, une discontinuité est observée sur la courbe.

Dans la représentation graphique, les classes de débit sont représentées sur l'axe des abscisses, et les probabilités sur l'axe des ordonnées, les deux axes sont en échelle logarithmique pour pouvoir visualiser des valeurs très différentes.

L'interprétation des diagrammes de débits classés repose sur l'identification d'anomalies affectant la droite représentative. Avec cette méthode, l'objectif est de décrire la courbe des débits classés et non pas de la modéliser ou de faire des prévisions (Marsaud, 1996). Les anomalies sont marquées par différentes ruptures de pente qui sont identifiées et interprétées à partir de la classification proposée par Marsaud (1996) (Fig. 39). Cette classification détaille les différentes interprétations possibles en fonction des variations observées. Selon la position des ruptures, soit dans la partie du graphique relative aux forts pourcentages, soit relative aux faibles pourcentages, l'interprétation sur le fonctionnement du système est différente.

Tableau 4: Interprétation des ruptures de pente de la droite représentative des débits classés (Marsaud, 1996).

| Cas | Pentes des droites | Position de la rupture | Interprétation |
|-----|--|------------------------|--|
| A | $\alpha_2 > \alpha_1$ | Forts pourcentages | - Mise en fonctionnement de trop-plein - Fuites vers un autre système - Stockage momentané - Fuites ou débordement de la station de jaugeage lors des hautes eaux |
| B | $\alpha_2 < \alpha_1$ | | - Apports en provenance d'un autre système - La station de jaugeage prend en compte lors des crues des écoulements n'appartenant pas au système |
| C | $\alpha_2 < \alpha_1$ | Faibles pourcentages | - Apports d'une réserve issue d'un cycle antérieur |
| D | $\alpha_2 > \alpha_1$ | | - Constitution d'une réserve |
| E | $\alpha_2 > \alpha_1$ $\alpha_3 < \alpha_2$ | Double rupture | - Piégeage d'une réserve lors de la décrue et restitution au cours du tarissement |

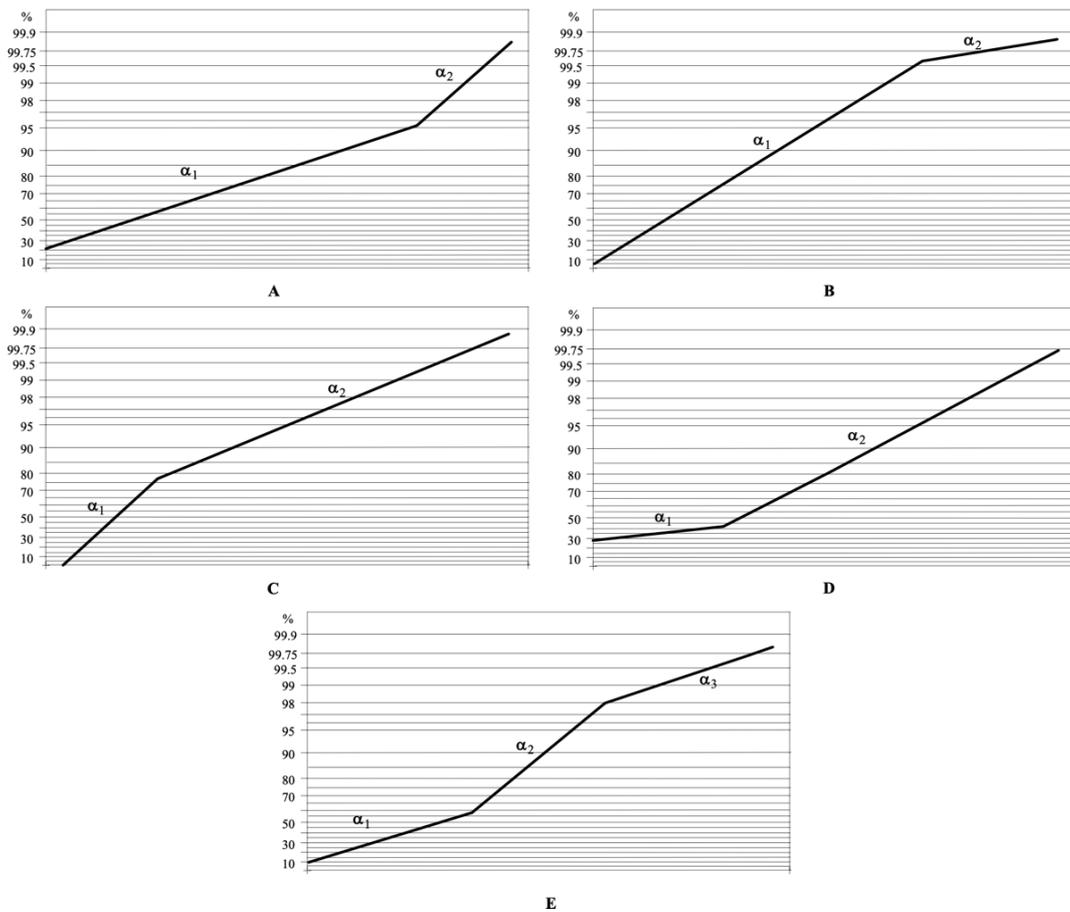


Figure 39: Différents cas de rupture de pente de la droite représentative des débits classés ; les classes de débit sont représentées sur l'axe des abscisses, et les probabilités sur l'axe des ordonnées (Marsaud 1996).

3.2. Analyses corrélatoires

3.2.1. Corrélations simples

Les analyses d'autocorrélation permettent de caractériser la dépendance entre les événements d'une même chronique : elles permettent de calculer la corrélation linéaire d'une série chronologique par rapport à la même série décalée dans le temps. La fonction d'autocorrélation traduit le degré de conservation de l'information dans une série. La corrélation est notée $r(k)$, elle permet de donner l'inertie d'un système. Si un système est inertiel (influence à long terme) alors le coefficient d'autocorrélation $r(k)$ diminue dans le temps de façon lente. La fonction d'autocorrélation, est définie par Jenkins and Watts (1968) ; Box and Jenkins (1970) et adaptée par Mangin (1975) ; elle s'écrit de la manière suivante :

$$r(k) = \frac{C(k)}{C(0)} \quad (28)$$

$$C(k) = \frac{1}{n} \sum_{t=1}^{n-k} (x_t - \bar{x})(x_{t+k} - \bar{x}) \quad (29)$$

Avec : $r(k)$ le coefficient d'autocorrélation, k le décalage temporel, n le nombre d'observations de la chronique, x_t la valeur ponctuelle de la variable au temps t et \bar{x} la valeur moyenne de la variable.

Appliquée au signal de débit, l'analyse d'autocorrélation permet de déterminer l'effet mémoire d'un système. Mangin (1971) définit « l'effet mémoire » d'un système qui est un indicateur quantitatif de l'inertie des systèmes, il correspond au nombre de jours nécessaires pour atteindre le minimum d'autocorrélation. Plus la fonction d'autocorrélation va décroître lentement, plus l'effet mémoire sera important et inversement. Un effet mémoire important indique une forte régulation du débit par le système induisant un faible développement du réseau de fractures et un stockage important dans le réservoir. A l'inverse, un faible effet mémoire indique une réaction rapide aux précipitations ainsi qu'un réseau de fractures bien développé et de faibles capacités de stockage. Mangin (1971) propose la valeur de $r(k) = 0,2$ pour définir l'effet

mémoire. On ne trouve pas dans la littérature de sens physique à cette valeur, elle permet néanmoins de comparer les systèmes entre eux (Moussu, 2011 ; Cholet, 2017).

3.2.2. Corrélations croisées

Les analyses de corrélogrammes croisés mettent en évidence la dépendance dans le temps entre des événements de deux chroniques temporelles (une chronique d'entrée x_t et une chronique de sortie y_t). Cette analyse permet d'estimer l'intensité de la corrélation entre les deux chroniques et de caractériser une relation de causalité entre ces chroniques s'il y en a une (Cholet, 2017) : on caractérise l'influence d'une série « d'entrée » sur une série « de sortie ». Avec un signal d'entrée aléatoire, la corrélation croisée nous donne la réponse impulsionnelle du système. Par exemple, avec un signal de précipitations aléatoire, la relation pluie-débit correspond à la réponse impulsionnelle du système, le temps de réponse du système (Mangin, 1984 ; Mahzoume, 2009 ; Moussu, 2011 ; Hidalgo, 2020). La fonction d'autocorrélation est définie par l'équation suivante :

$$r_{xy}(k) = \frac{C_{xy}(k)}{\sigma_x \sigma_y} \quad (30)$$

$$C_{xy}(k) = \frac{1}{n} \sum_{t=1}^{n-k} (x_t - \bar{x})(y_{t+k} - \bar{y}) \quad (31)$$

Avec : $C_{xy}(k)$ la covariance, σ_x et σ_y les écarts types des chroniques x_t et y_t , k le décalage temporel et n le nombre de jours des deux chroniques utilisées. Les valeurs varient entre -1 (corrélation négative parfaite) et +1 (corrélation positive parfaite) avec 0 indiquant aucune corrélation. Mangin (1984) définit la limite inférieure de la fenêtre d'observation qui nous permet d'interpréter le coefficient de corrélation à 2 heures. La limite supérieure doit d'être inférieure ou égale à $n/3$.

Les corrélogrammes croisés sont couramment utilisés en hydrogéologie dans l'objectif premier de caractériser les relations précipitations-débits (Mangin, 1984 ; Marsaud, 1996 ; Dörfliger et al., 2004 ; Cholet, 2017). D'autres applications de cette méthodologie existent, notamment avec

l'utilisation d'autres paramètres tels que : la température (Fournillon, 2012) et la conductivité électrique (Massei et al., 2006).

Dans ce travail, la méthodologie sera appliquée à deux exutoires de l'instabilité de Séchilienne (exutoires G1 et G2 de l'instabilité), et sur différents paramètres. Nous travaillerons dans un premier temps sur la relation pluie-débit, afin d'obtenir des informations sur le temps de réponse du système : plus le temps de réponse est long, plus le transfert est lent, et inversement. Nous travaillerons avec la pluie efficace, afin de montrer la pertinence de ce paramètre.

Cette étude s'appuie sur des chroniques de données acquises au niveau des deux exutoires de l'instabilité depuis près de 10 ans ce qui nous permet d'obtenir des chroniques continues les plus longues possibles, indispensables à l'application de cette méthode. En effet, la présence de lacunes au sein des chroniques a un effet non négligeable sur l'analyse des corrélogrammes (Delbart, 2013). Ainsi nous travaillerons sur des chroniques de données complètes, réduisant la période d'investigation à des chroniques d'une durée d'un an et demi en moyenne. La diversité des paramètres suivis sur le site de Séchilienne augmente le risque de lacunes dans l'acquisition de certaines données, ne permettant pas d'utiliser l'intégralité des données à disposition. L'objectif étant d'obtenir des chroniques de paramètres complètes sur une même durée.

3.3. Analyses en Composantes Principales

Les Analyses en Composantes Principales (ACP) sont fréquemment utilisées en hydrogéologie pour la caractérisation des systèmes aquifères, la caractérisation hydrochimique des eaux souterraines, la compréhension des dynamiques de crues, etc. (Mudry et al., 1986 ; Mathevet, 2002 ; Fournier, 2006 ; Mahler et al., 2008 ; Li et al., 2016 ; Cholet, 2017 ; Hinaje et Amrani, 2019)

L'ACP est une méthode de statistiques descriptives multidimensionnelle permettant d'analyser un jeu de données contenant des individus décrits par plusieurs variables quantitatives. Elle permet d'extraire, synthétiser, visualiser et hiérarchiser les informations contenues dans une table de données multivariées et va fournir une visualisation du tableau de données par des graphiques simples. C'est une transformation linéaire d'un jeu de données dans un espace multidimensionnel. L'ACP définit de nouveaux axes qui vont permettre de représenter de la meilleure façon l'ensemble de la variabilité de la matrice multidimensionnelle de données, dans un espace de dimension réduite. L'ACP synthétise l'information en de nouvelles variables, moins nombreuses, appelées composantes principales et représentées par des axes (le nombre de composantes principales est inférieur ou égal au nombre de variables d'origine). Le premier axe principal est la droite qui passe par la plus grande dimension de l'ellipsoïde de probabilité de distribution. De même, les axes principaux suivants passent par les plus grandes directions successives de l'ellipsoïde à n dimensions. L'information contenue dans un jeu de données correspond à la variance ou l'inertie totale qu'il contient, chaque axe défini par l'ACP correspond à une composante principale et tente d'expliquer les variances les plus fortes dans le jeu de données analysés (Cholet, 2017). L'objectif de l'ACP est donc d'identifier les composantes principales (ou axes principaux) le long desquelles la variation des données est la plus grande.

Pour résumer, l'ACP réduit les dimensions d'une table de données multivariées à deux ou trois composantes principales, qui seront graphiquement visualisables, tout en limitant la perte d'information vis-à-vis de la réalité du jeu de données. Dans le but de donner un poids identique à l'ensemble des variables, les données sont centrées réduites. Elles sont normées ce qui permet de les comparer entre elles car les variables peuvent présenter des unités et des amplitudes de variation différentes. Cette méthode d'ordination permet de dégager des relations entre variables en plus des relations entre individus (Legendre et Legendre, 1984). L'intérêt est alors de faire ressortir des structures ou dynamiques difficiles à identifier dans un ensemble important et complexe de données (Wold et al., 1987).

DEUXIÈME PARTIE

ANALYSE GÉOCHIMIQUE ET HYDRODYNAMIQUE

CHAPITRE IV :
ÉTUDE DU FONCTIONNEMENT HYDROGÉOLOGIQUE DU
MASSIF FISSURÉ DE SÉCHILIENNE

RESUMÉ DU CHAPITRE IV :

Ce chapitre a pour objectif de caractériser le fonctionnement hydrogéologique de l'aquifère de la zone instable, à différentes échelles, de l'année hydrologique à la crue. Il se base sur l'étude hydrodynamique et hydrochimique des deux fissures (G1 et G2) drainant la zone non saturée de l'instabilité de Séchilienne (Fig. 40), séparées d'une centaine de mètres et présentant des comportements hydrodynamiques différents. L'utilisation de chroniques de données physico-chimiques acquises sur le long terme permettra un suivi temporel et multi-échelles (année, période hydrologique, crue) du fonctionnement hydrogéologique du versant.

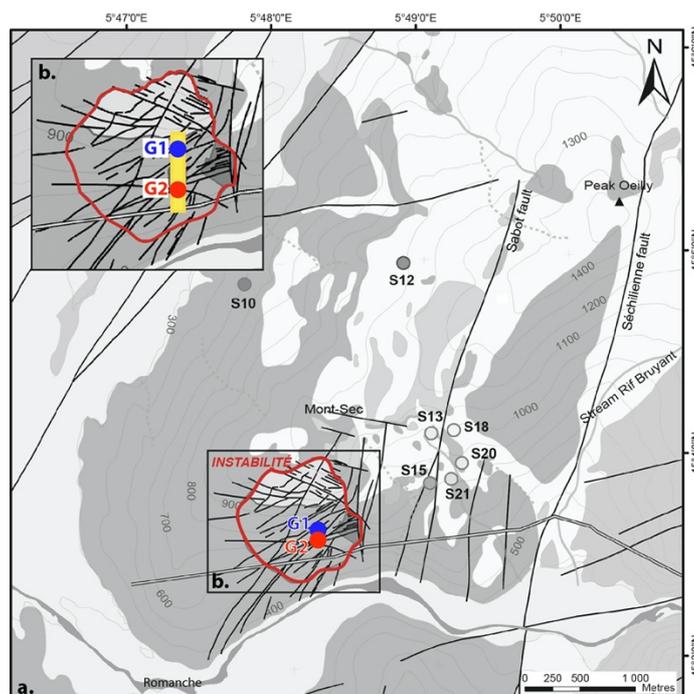


Figure 40: Localisation des exutoires des fissures G1 et G2 a. au sein du massif du Mont-Sec b. de l'instabilité de Séchilienne.

Une première partie s'axera sur la caractérisation hydrologique (précipitations, ETP) du secteur puis sur l'estimation de la zone de recharge de ces deux exutoires. Une approche à l'aide d'outils statistiques (analyses corrélatoires, débits classés) permettra ensuite de mieux caractériser le comportement hydrodynamique puis hydrochimique des exutoires étudiés et de comparer ces systèmes entre eux. Cette approche permet d'identifier des liens entre un signal d'entrée et un signal de sortie, comme par exemple la réponse du débit aux précipitations ou bien les variations

de conductivité électrique en réponses aux variations de débit. Puis, le travail sera axé sur l'analyse temporelle des données disponibles. Les données hydrogéologiques recueillies sur le long terme permettront une analyse temporelle de l'hydrodynamisme et de l'hydrochimie, fournissant de bonnes informations sur le fonctionnement, le dynamisme et les mécanismes de la recharge de l'aquifère à plusieurs échelles allant du cycle hydrologique à l'année. L'utilisation des analyses en composantes principales sera d'un fort intérêt dans l'étude temporelle du fonctionnement hydrogéologique par la distinction de différents types d'infiltrations et fonctionnements selon les périodes de l'année. L'hydrochimie permettra également l'identification des signatures hydrochimiques caractéristiques du versant. La composition chimique des eaux dépendant des interactions eau/roche, elle permettra également de caractériser l'état d'altération du versant,

Pour terminer, les liens potentiels avec la dynamique du versant seront discutés : l'analyse comparative des deux exutoires au sein de l'instabilité couplée à l'analyse d'un exutoire de la zone stable (S10 ; Fig. 40) reflète l'hétérogénéité des milieux instables et fracturés. Cette comparaison doit appuyer les effets de la déstabilisation du versant sur le fonctionnement hydrogéologique et la chimie des eaux transitant dans le massif. La connaissance des processus hydrogéologiques et hydrochimiques constitue une base à la caractérisation des mécanismes de déformation qui contrôlent la déstabilisation d'un versant montagneux. L'apport complémentaire d'analyses des isotopes stables de la molécule d'eau dont nous montrerons l'utilité sera également introduit à la fin de ce chapitre.

I. CADRE HYDROLOGIQUE ET CLIMATIQUE

Il est important de caractériser les données météorologiques avant d'entreprendre une analyse du comportement hydrogéologique. En effet, l'essentiel des aquifères se rechargent grâce aux précipitations. La connaissance des informations météorologiques est un paramètre clé dans la compréhension du fonctionnement des aquifères, notamment leur recharge. Une analyse préliminaire des données météorologiques permet ainsi de caractériser le fonctionnement et les évolutions pluriannuelles des paramètres météorologiques du site d'étude. Dans ce travail de thèse, nous utiliserons des données acquises sur une période allant de janvier 2010 à Décembre 2018.

1.1. Climat de la région de Séchilienne (massif du Pic de l'Oeilley)

Le climat de la région de Séchilienne est un climat semi continental, justifié par une différence significative entre l'été et l'hiver : les étés sont relativement chauds, les hivers sont froids, accompagnés de neige et de gel. D'un point de vue pluviométrique, les années apparaissent contrastées, avec des années déficitaires comme par exemple en 2010, 2011 et 2018, et des années bénéficiaires telles que de l'année 2013 (Fig. 41 et 42).

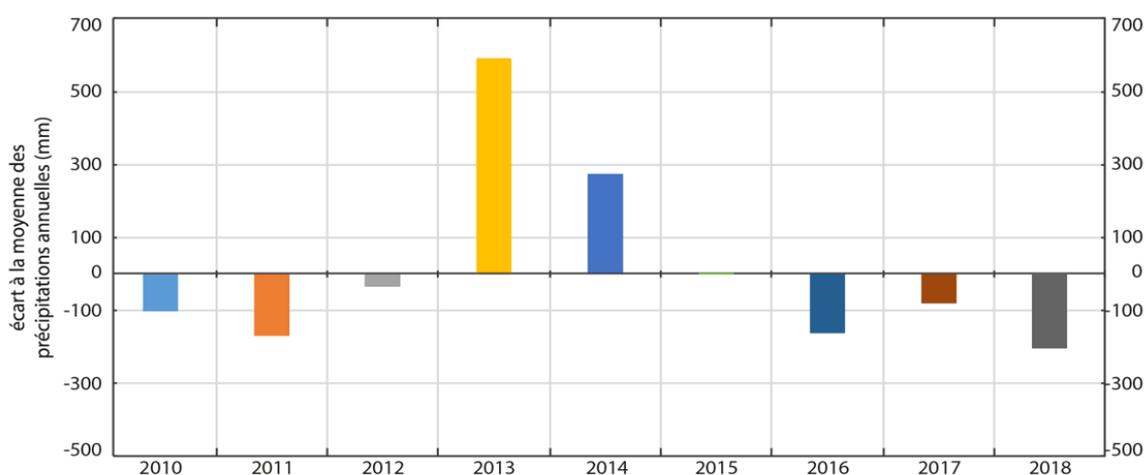


Figure 41: Écart à la moyenne des précipitations annuelles à Séchilienne entre 2010 et 2018.

L'année 2015, avec un cumul de précipitation de 1260 mm (Fig. 41) correspond à une année moyenne sur la période 2010-2018. Les histogrammes de précipitations pour les années allant de 2010 à 2018 sont présentés en figure 42, ils permettent d'observer une tendance dans la répartition des précipitations avec une plus faible proportion de pluies généralement observée durant la période estivale.

L'année 2013 est la plus pluvieuse, avec un cumul de précipitations de 1850 mm et une répartition relativement régulière tout au long de l'année. Au contraire, l'année 2011 présente le plus faible cumul de précipitations avec un cumul de 1090 mm (Fig. 42). Outre ces valeurs extrêmes, la quantité de précipitations au sein des années ne semble pas suivre de tendance et montre une hétérogénéité avec des valeurs oscillants entre 1090 et 1850 mm. Les années 2013 (1850 mm) et 2014 (1535 mm) sont des années particulièrement pluvieuses.

La figure 42 montre également une répartition des précipitations au sein des années qui évolue au cours du temps, l'année 2014 constitue une année « charnière » qui marque un changement entre les années précédentes (2010 à 2013) et les années suivantes (2014 à 2018). En effet, un changement dans la répartition des pluies est nettement visible après l'année 2014 où les étiages sont plus sévères entre septembre et novembre.

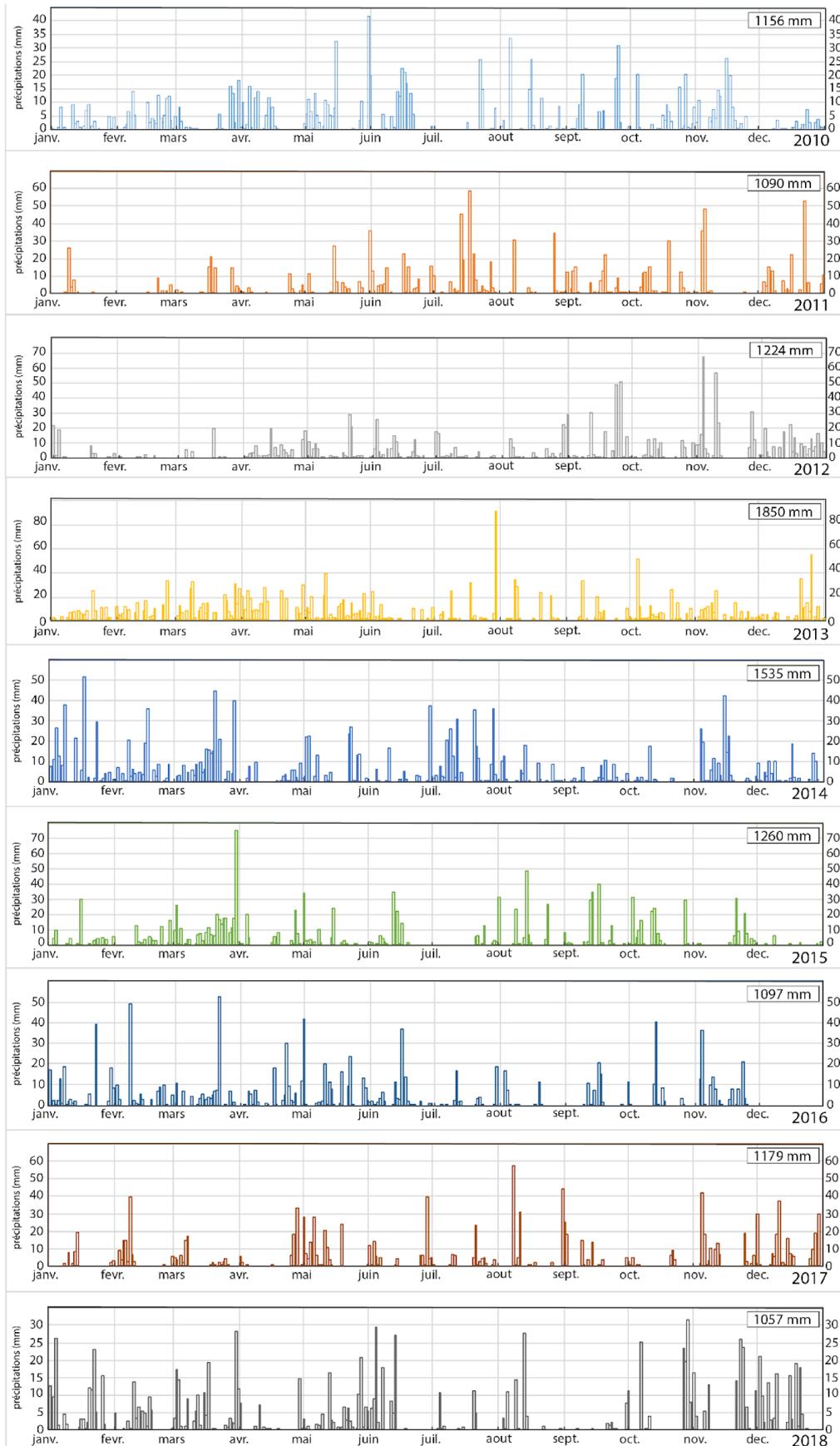


Figure 42: Histogrammes des précipitations brutes à Séchilienne pour les années de 2010 à 2018 (données météorologiques provenant de la station du Mont Sec).

Comme observé pour les précipitations en figure 42, où la période estivale marque une baisse du volume des précipitations, la répartition de l'ETP mensuelle et des températures mensuelles moyenne montrent une hausse durant cette même période (Fig. 43). Les différentes années suivent une évolution homogène. L'évolution de l'ETP suit l'évolution des températures : plus la température sera élevée, plus l'ETP le sera également. On remarque bien sur la figure que, en période estivale par exemple, lorsque la température d'une année est la plus basse, l'ETP de cette même année l'est aussi.

Les températures correspondent à un climat semi-continental avec des étés et hivers contrastés. Les températures moyennes en hiver, toutes années confondues, varient entre un minimum de -7.9°C et un maximum de 9°C . En été, elles varient entre 5.5°C au minimum et 17.2°C au maximum.

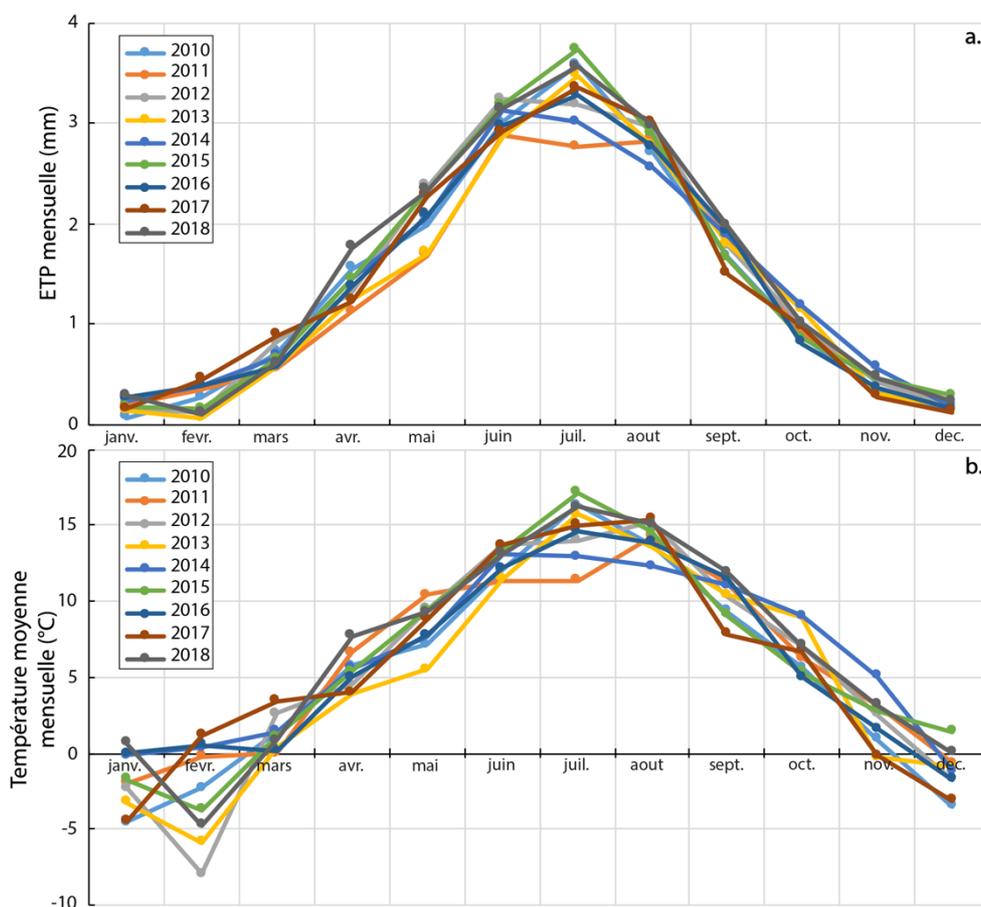


Figure 43: a. Evapotranspiration potentielle mensuelle et b. températures moyennes mensuelles mesurées à Séchilienne pour la période de 2010 à 2018 (données météorologiques provenant de la station de Luitel, ETP recalculé à partir des données mesurées à la station).

1.2. Pluie efficace

Les précipitations efficaces sont un facteur d'importance dans la constitution des ressources en eau des aquifères. En région montagneuse, l'estimation de ce paramètre est d'importance d'autant plus qu'il existe de fortes variations spatiales de la pluviométrie et de l'évapotranspiration. L'estimation de ce volume d'eau qui s'infiltré passe par l'évaluation d'un bilan hydrologique à l'échelle d'un bassin versant (Fig. 44a). Parmi les différents termes du bilan hydrologique, la pluie efficace correspond aux variations de stockage dans le sol, « à la différence entre les précipitations et l'évapotranspiration réelle » (G. Castany, 1982). Ce terme du bilan est de tout premier intérêt, car il conditionne la disponibilité en eau, que ce soit vis-à-vis de son transfert rapide en surface (ruissellement) ou de son écoulement différé au travers des aquifères. Par ailleurs, la pluie efficace est un paramètre essentiel dans la modélisation pluie-débit des bassins versants (Oudin, 2004).

En région montagnarde, il est difficile d'estimer ce bilan hydrologique dans la mesure où beaucoup d'exutoires des aquifères se font en fond de vallée et sont masqués par la présence d'alluvions. Malgré cela, une détermination de la lame infiltrée est indispensable afin de mieux comprendre les couplages hydro-mécaniques responsables de la déstabilisation de versants montagneux (Guglielmi et al., 2000 ; Rutqvist and Stephansson, 2003 ; Cappa et al., 2004 ; Binet, 2006 ; Vallet, 2014). La déstabilisation est associée aux transferts de fluides dans le massif ; il est donc nécessaire d'estimer les pressions de fluides au sein des versants instables. L'anisotropie et l'hétérogénéité des mouvements de terrain profonds, combinées avec une déformation du milieu, font que les études hydrogéologiques traditionnelles, essentiellement basées sur les forages, sont inadaptées (faibles représentativités, endommagement du matériel). Les données de pression de fluides sont donc rarement mesurées (cas de Séchilienne) et les paramètres indirects, tels que la recharge, sont les seules données hydrogéologiques qui permettent de caractériser la relation pluie-déplacement.

Dans la plupart des études, les méthodes utilisées pour déterminer la recharge sont basées sur des simplifications excessives, où les équations utilisées sont rarement calibrées. De plus, de nombreuses études utilisent encore les précipitations brutes au lieu de la recharge pour caractériser la relation pluie-déplacement.

Le bilan hydrologique est classiquement réalisé à partir du modèle classique de Thornthwaite (Thornthwaite, 1948). Ce modèle prend en compte les différents types de sols, l'occupation des sols ainsi que les effets topographiques et calcule les différents termes du bilan hydrologique (pluie, évapotranspiration, pluie efficace, etc.). Cependant, il existe beaucoup de modèles qui se différencient par les paramètres d'entrée (Penman, 1948 ; Jensen et al., 1990 ; Morton, 1994 ; Amtya et al., 1995 ; Allen et al., 1998 ; Xu and Singh, 2002 ; Oudin, 2004 ; Oudin et al., 2005).

La détermination de la pluie efficace passe généralement par le calcul de l'ETP, qui est un paramètre indispensable de tout bilan hydrogéologique (Fig. 44b). Dans cette partie nous allons appliquer les travaux de Oudin et al. (2005) qui montrent comment le calcul de l'évapotranspiration peut être simplifié par l'utilisation de paramètres disponibles facilement, combinant simplicité et efficacité. Ainsi nous pourrons dans la suite de notre travail, nous appuyer sur des données d'évapotranspiration facilement accessibles et fiables afin de déterminer la Pluie Efficace.

L'intérêt de la simplification du calcul de l'ETP (et par conséquent de la Pluie Efficace) réside dans le fait que dans certains contextes tels que les instabilités de versant, où les stations météo sont rares, peu de données sont disponibles et par conséquent l'utilisation d'une formule plus simple, offrant une meilleure représentation spatiale de la demande évaporative à l'échelle du bassin versant est plus adaptée : cette simplification du calcul aboutit à une amélioration légère mais régulière de l'efficacité des modèles pluie-ruissellement (Oudin et al., 2005).

Dans un premier temps, la pluie efficace, ou recharge, se détermine à l'aide d'un bilan hydrologique dont les termes sont détaillés par l'organigramme de la figure 44.b (organigramme du bilan hydrologique).

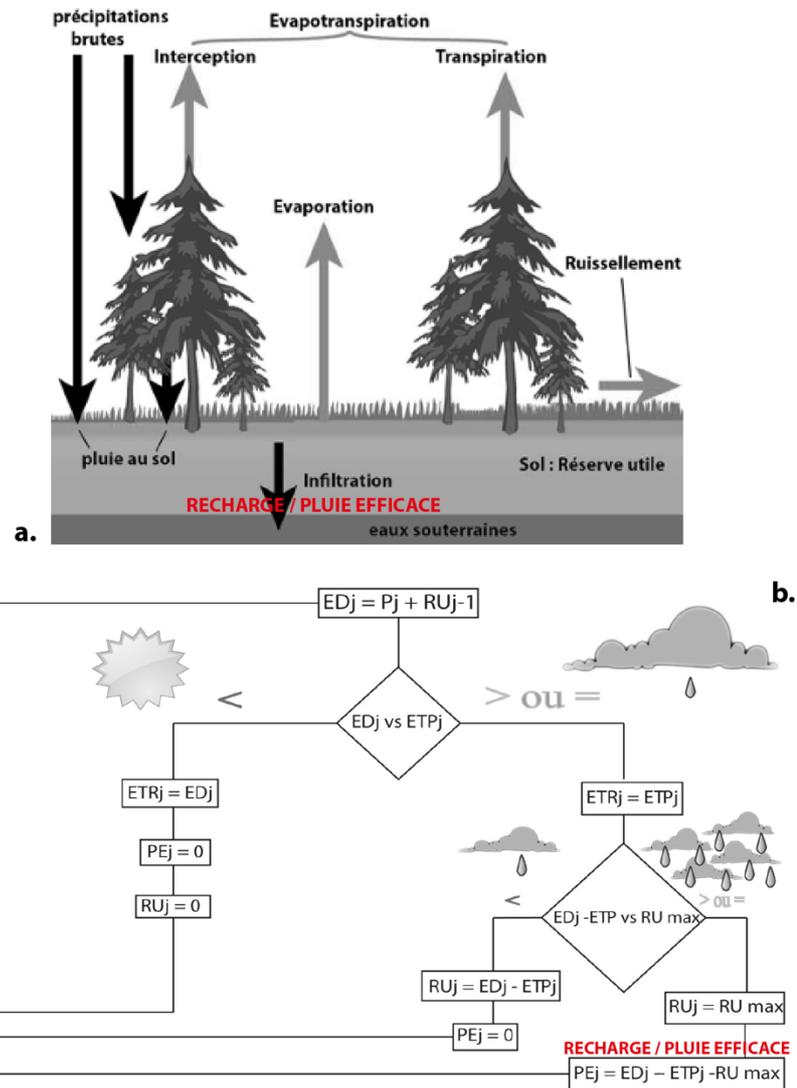


Figure 44: a. Bilan hydrologique classique ; b. Organigramme du calcul de la Pluie Efficace.

Ainsi, la recharge ou pluie efficace est donnée par la relation :

$$PE_j = ED_j - ETP - RU_{max} \quad (32)$$

P_j représentant les précipitations brutes, ED_j représentant l'eau disponible journalière, ETP_j l'évaporation potentielle journalière, l' ETR_j l'évapotranspiration réelle journalière, RU_{max} la réserve utile maximum, RU_j la réserve utile journalière, RU_{j-1} la réserve utile de la veille, PE_j la pluie efficace journalière, et enfin j correspondant au jour du calcul et $j-1$ à la veille du calcul.

L'ensemble de ces paramètres utilisés dans le calcul de la recharge (Fig. 44.b) sont issus des travaux de Vallet et al. (2015), qui définit les paramètres requis pour le calcul du bilan hydrique de la zone de recharge de Séchilienne ainsi que les valeurs de ces paramètres. Dans ses travaux, Vallet et al. (2014) établi un modèle robuste de calculs afin de déterminer la pluie efficace (recharge) basée sur l'utilisation de l'équation de Penman-Monteith tirée des travaux de Allen et al. (1998).

Afin de déterminer la pluie efficace (recharge), il est au préalable nécessaire d'estimer l'EvapoTranspiration Potentielle au niveau du bassin versant. De nombreuses méthodes et équations existent afin de déterminer l'ETP au niveau d'un bassin versant. Pour le site de Séchilienne, l'équation réduite de Penman-Monteith (Allen et al., 1998) montre les meilleures performances (Vallet et al., 2015) :

$$ET_0 = \frac{0.408\Delta(Rn-G) + \gamma \frac{900}{T+273} U_2 (es-ea)}{\Delta + \gamma(1+0.34u_2)} \quad (33)$$

$$ETP = ET_0 \times Kc \quad (34)$$

Avec :

ET_0 : évapotranspiration de référence (mm jour-1)

Rn : rayonnement net la surface de culture (MJ m-2 jour-1)

G : flux de chaleur du sol (MJ m-2 jour-1)

T : température de l'air moyenne journalière à 2 mètres de hauteur (°C)

U_2 : vitesse du vent à 2 mètres de hauteur (m s-1)

es : pression de vapeur saturante (kPa)

ea : pression de vapeur réelle (kPa)

$es-ea$: déficit en pression de vapeur saturante (kPa)

Δ : pente de la courbe de pression de vapeur saturante (kPa °C-1)

γ : constante psychrométrique (kPa °C-1)

K_c : coefficient de végétation

Néanmoins, cette équation est basée sur l'utilisation de nombreux paramètres à mesurer (température, pression, atmosphérique, vitesse du vent, etc. ; cf. Tableau 5) (parfois difficiles à obtenir et pas systématiquement mesurés en station météo), et qui permettent d'estimer d'autres paramètres (radiations nettes en surface du sol, pression de vapeur saturante, etc.) (cf. eq. 33, Allen et al. 1998 ; Tableau 5) ce qui rend plus fastidieux le calcul de l'ETP. Par ailleurs, la station météo en place au droit du versant instable de Séchilienne (station du Mont Sec) ne mesure pas l'ensemble des paramètres nécessaires à ce calcul, ce qui est très souvent le cas des stations météorologiques installées à proximité de ce type de sites de mesures.

C'est pourquoi l'utilisation de la méthode de calcul selon Oudin et al. 2005 est privilégiée ici. En effet, les travaux de Oudin et al. 2005 ont permis de comparer de nombreuses méthodes appliquées à différents sites d'étude ce qui a permis de proposer une formule simplifiée où seule la température mesurée est nécessaire pour chaque site dont on connaît la latitude. Les autres paramètres sont déduits.

Selon Oudin et al. (2005), l'ETP se calcule par la relation suivante :

$$ETP = \frac{Re (Ta+5)}{\lambda \rho \cdot 100} \quad \text{si} \quad Ta + 5 > 0 \quad (35)$$

Avec :

ETP : l'évapotranspiration (mm/jour)

Re : la radiation extraterrestre (MJ /m²/jour) dépendant uniquement de la latitude du site d'étude et du jour Julien

Ta : la température moyenne journalière de l'air (°C)

λ : le flux de chaleur latent (MJ/kg) (valeur de 2.45 MJ/kg utilisée)

ρ : la densité de l'eau (kg/m³)

Le calcul de l'ETP d'après Oudin et al. (2005) ne nécessite qu'un seul paramètre mesurable qu'est la température moyenne journalière. La formulation est détaillée par Oudin et al. (2005), elle utilise également le calcul de la radiation extraterrestre détaillée par Morton (1983).

Tableau 5: Comparaison entre les méthodes de calcul de l'ETP de Penman-Monteith et Oudin.

| | Méthode Penman-Monteith | Méthode Oudin |
|------------------------------|--|--|
| Paramètres mesurables | T : Température (min, moy, max) Patm : Pression Atmosphérique U ₂ : Vitesse du vent à 2m Z : Altitude du site d'étude δ : Latitude du site d'étude | Ta : Température moyenne δ : Latitude du site d'étude |
| Paramètres à estimer | Rn : Radiations nettes à la surface du sol es : Pression de vapeur saturante ea : Pression de vapeur réelle Δ : Pente de la courbe de pression de vapeur saturante G : Densité de flux de chaleur γ : Humidité relative Kc : Coefficient de végétation | Jours Julien Re : Radiation extraterrestre λ : Flux de chaleur latent ρ : Densité de l'eau |
| Formule ETP | $ETP = \frac{((0.408\Delta(Rn-G) + \gamma 900 / (T+273)) u_2 (es-ea))}{(\Delta + \gamma (1 + 0.34 u_2))} Kc$ | $ETP = (Re \times (Ta + 5)) / (\lambda \times \rho \times 100)$ |

La comparaison de l'ETP calculée sur une année avec chacune des deux méthodes citées précédemment montre que le calcul simplifié de l'ETP par Oudin et al. (2005) peut se substituer aux autres méthodes (Tableau 5). C'est une méthode simple et efficace d'estimation de

l'évapotranspiration potentielle. Une fois déterminée, l'ETP permet le calcul de la recharge (Pluie Efficace) à l'aide de la relation (1).

Ce calcul est réalisé sur la base des paramètres définis par Vallet et al. (2015), la figure suivante (Fig. 45), présente une comparaison des valeurs de pluie efficace pour différentes valeurs de réserve utile (RUmax). A Séchilienne cette valeur est fixée à 105mm selon Vallet et al. (2015).

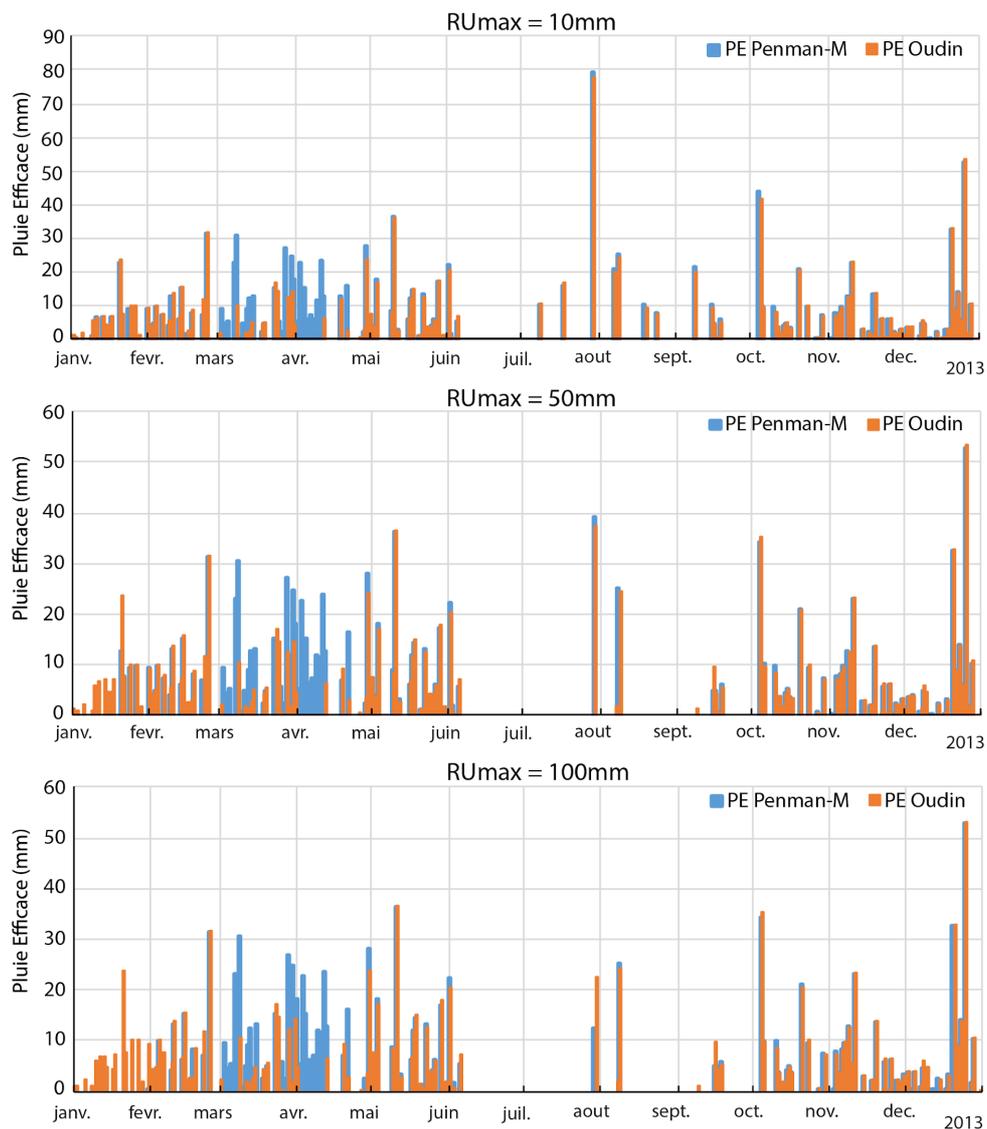


Figure 45: Comparaison entre la PE calculée à partir de l'ETP obtenue par la méthode de Penman-Monteith (Allen et al., 1998) d'après Vallet et al. (2015) et la PE calculée à partir de l'ETP obtenue par la méthode selon Oudin et al. (2015).

Les résultats du calcul de la recharge sur plusieurs années, basées sur les deux méthodes d'estimation de l'ETP citées précédemment, montrent une très bonne relation ($R^2=0.96$) entre la recharge basée sur l'ETP selon Oudin et al. (2005) et la recharge basée sur l'ETP selon Allen et al. (1998) (Fig. 46).

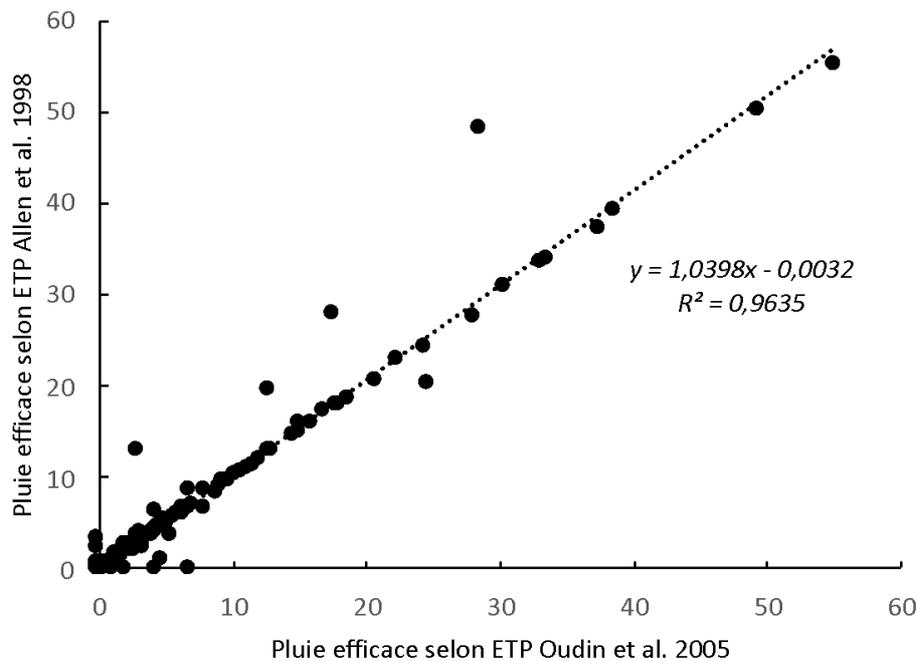


Figure 46: Corrélation entre les deux méthodes de calcul de la Pluie Efficace : Oudin et al. (2005) et Allen et al. (1998).

1.3. Aire d'alimentation

La zone de recharge des sources drainant l'instabilité peut être complexe, en raison de l'importante fracturation du milieu. Tout comme dans les karsts, les circulations au sein des milieux fracturés sont très variables et la détermination du bassin versant d'une source est peu fiable en raison du manque de connaissances sur l'organisation du réseau de fracturation (Bonnacci et al., 2015). Ainsi, cette partie sera basée sur l'étude de Bonnacci et al. (2015) qui a montré que l'utilisation de méthodes hydrologiques conventionnelles et simples, non développées pour les zones karstiques, peuvent s'avérer pertinentes afin de déterminer l'aire

d'alimentation de sources karstiques qui dans notre cas peuvent être associées au milieu fracturé.

Deux méthodes sont proposées par Bonnacci et al. (2015) :

- La première, basée sur la relation entre le débit moyen annuel et les précipitations annuelles.
- La deuxième, basée sur l'utilisation de la méthode de Turc (Turc 1954, 1961 ; Bonnacci 1999 ; Bonnacci et al., 2006, 2015)

Ces méthodes présentent l'avantage d'être simples, et basées sur des paramètres communs que sont le débit moyen annuel, la température moyenne annuelle du bassin versant et les précipitations annuelles mesurées sur le versant.

Dans le cas de notre étude, nous travaillons sur les deux exutoires de la zone instable, G1 et G2, dont nous associerons les débits. Les données utilisées s'étendent sur la période allant de 2014 à 2018.

1.3.1. Analyse des débits

Les débits mesurés dans les deux exutoires drainant la zone non saturée de l'instabilité sont présentés en figure 47. Ils présentent de façon globale une dynamique similaire, avec des périodes de hauts débits et des périodes de faibles débits. Les signaux de chaque exutoire se recouvrent partiellement. Cependant dans le détail, les comportements ne sont pas tout à fait similaires.

L'exutoire G1 présente donc un comportement cyclique, avec une période où les débits s'intensifient puis diminuent (décrue), de février à juillet chaque année. En période de basses eaux, juin/juillet à fin octobre les débits sont très faibles, on observe néanmoins qu'un débit de base reste présent. Cet exutoire ne tarit pas.

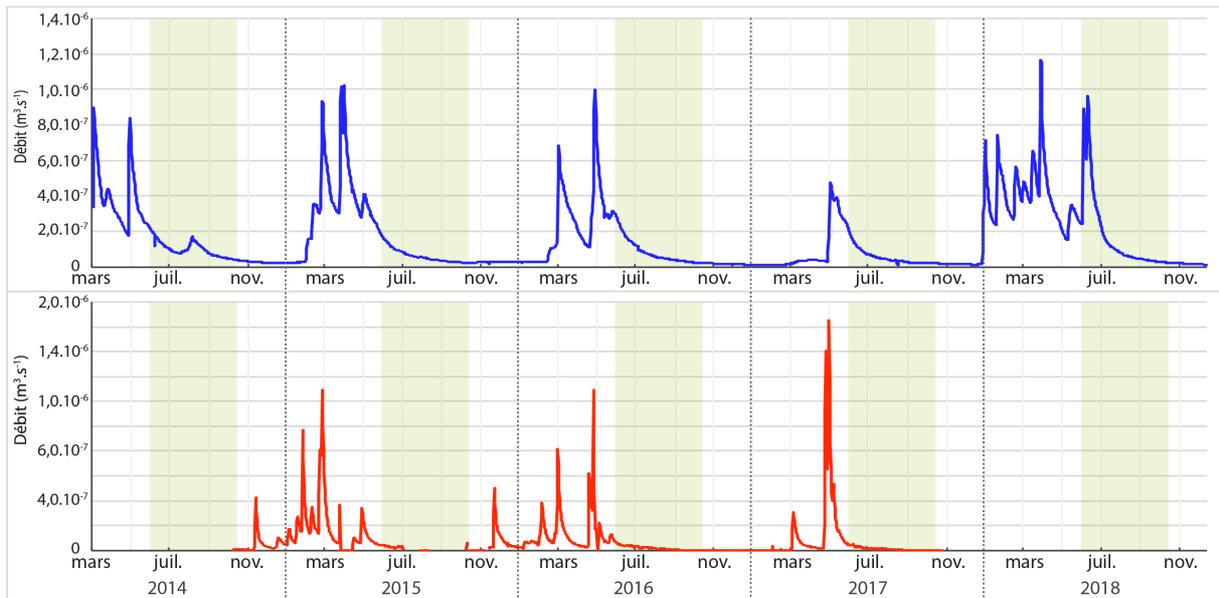


Figure 47: Chroniques de débits mesurés aux deux exutoires G1 et G2 (courbe bleue et rouge respectivement) de l'instabilité de Séchilienne (à noter que les mesures pour l'exutoire ont débuté en Novembre 2014, avec une période sans données à partir de fin octobre 2017). Les bandes vertes indiquent les périodes d'étiage.

Les mesures de débit à l'exutoire G2 ont débuté en octobre 2014. En 2018, il n'y a pas eu d'acquisition de données de débit en raison d'un problème matériel au niveau de la station de mesure - pluviomètre *Campbell* ; oxydation des parties électroniques. Cet exutoire présente, comme le précédent, un comportement cyclique, avec des premiers pics apparaissant bien avant l'exutoire G1. Ces premières variations de débit s'observent dès le début de la période de hautes eaux, au mois de novembre chaque année. L'année 2017 présente un cas particulier où les premières variations apparaissent en mars. Ici les pics sont plus étalés, de plus grande amplitude et plus brefs. Entre ces périodes de variation de débit, ce dernier n'est pas maintenu et la source est majoritairement tarie en basses eaux.

La fissure G1 a un débit annuel moyen de $1.54 \cdot 10^{-7} \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, plus élevé que l'exutoire G2 où le débit annuel moyen est de $8.21 \cdot 10^{-8} \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Cependant, comme nous l'avons observé précédent en figure 47, les amplitudes de débits observées à la fissure G2 sont plus importantes que celles observées à la fissure G1 avec :

- Pour G1 un débit minimum de $1.26 \cdot 10^{-8} \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ et un débit maximum de $1.17 \cdot 10^{-6} \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$

- Pour G2 un débit minimum de $2.43 \cdot 10^{-11} \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ et un débit maximum de $1.86 \cdot 10^{-6} \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$

Les débits les plus élevés sont observés à la fissure G2.

1.3.2. Détermination de l'aire d'alimentation

1^{ère} méthode : relation entre débit moyen annuel (Q_m) et précipitations annuelles (P)

Dans un premier temps, une régression linéaire a été établie à partir du débit moyen annuel ($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) et des précipitations annuelles brutes (en mètres) d'après Bonacci et al. (2015). Le coefficient de corrélation, $r = 0.65$, est significatif ce qui permet de confirmer l'existence d'une relation entre les débits mesurés et les précipitations.

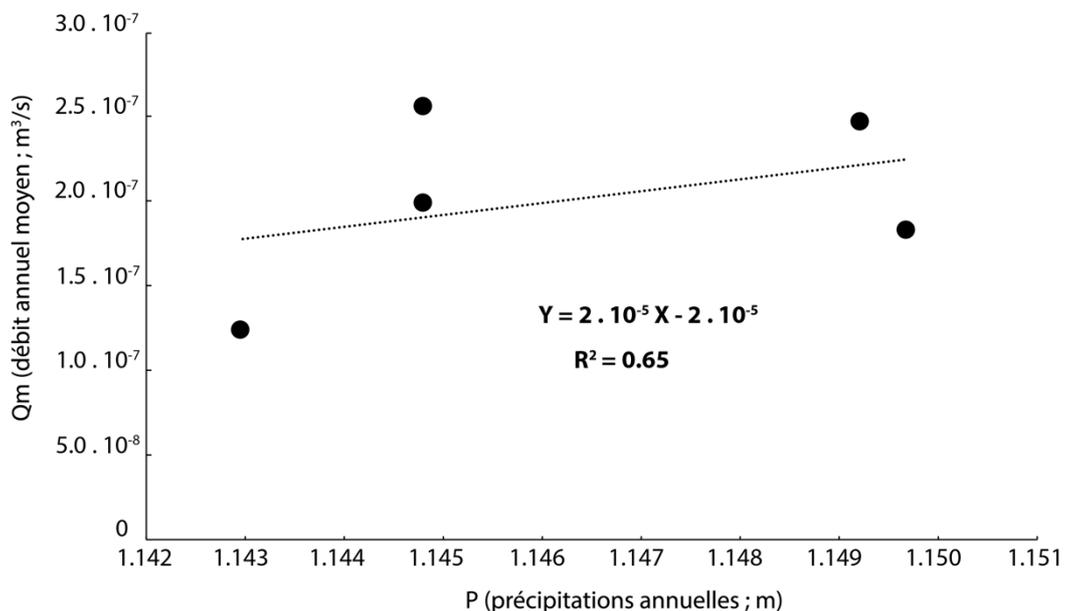


Figure 48: Débit annuel moyen vs Précipitations annuelles brutes pour la zone instable (exutoire G1 et G2) pour la période 2014-2018.

Sur la base de l'équation de cette droite de régression, nous allons pouvoir estimer l'aire de recharge des exutoires de la zone instable. L'équation de cette droite est la suivante :

$$Q_m = 2.10^{-5} \times P - 2 \times 10^{-5} \quad (36)$$

Avec Q_m le débit annuel moyen ($m^3.s^{-1}$) et P les précipitations annuelles brutes (m).

La méthodologie présentée ensuite est tirée des travaux de Bonnacci et al., (2015).

A partir de l'équation de la droite de régression (36), il est possible d'exprimer le débit annuel suivant l'équation (37) :

$$Q_m \times t = P \times A \times c \quad (37)$$

Avec t le nombre de secondes dans une année, P les précipitations annuelles brutes (en m), A la surface de l'aire de recharge (en m^2) et c qui est une grandeur sans unité, correspondant au coefficient d'infiltration.

Le coefficient d'infiltration est variable, il va être influencé par la fracturation. Par exemple, dans le Karst Dinarque, il peut varier entre 0.4 et 0.6 (Bonnacci, 1987, 2015 ; Zugaj, 1995). Dans le cas du versant de Séchilienne, ce coefficient n'est pas connu. Cependant, Vallet et al. (2015) propose un coefficient de ruissellement de 12.8% et un pourcentage de structures d'infiltrations de 24%, ce qui laisse supposer que le coefficient d'infiltration est élevé. Ainsi, tout comme Bonnacci et al. (2015) nous utiliserons dans nos calculs, différentes valeurs pour ce coefficient ($c = 0.4, 0.5, 0.6$ et 0.8 pour une forte fracturation) afin de couvrir plusieurs cas selon l'importance de l'infiltration.

Ensuite, la combinaison de l'équation (5) et (6) permet de définir l'équation (38) :

$$A = \left(\frac{t}{c}\right) \times \left(2.10^{-5} + \left(\frac{2.10^{-5}}{P}\right)\right) \quad (38)$$

Cette équation nous donne l'expression de l'aire de recharge. Les résultats obtenus pour les exutoires G1 et G2 donnent une aire d'infiltration variant de : $A = 204 \text{ m}^2$ pour $c = 0.4$; $A = 160 \text{ m}^2$ pour $c = 0.5$; $A = 134 \text{ m}^2$ pour $c = 0.6$ et $A = 100 \text{ m}^2$ pour $c = 0.8$. Plus le coefficient d'infiltration est important (et donc la fracturation également) plus l'aire d'alimentation sera faible.

2^{ème} méthode : utilisation de la méthode de Turc

Tout comme précédemment, nous allons suivre la méthodologie proposée par Bonacci et al. (2015). Dans un premier temps, l'équation de Turc nous permet de définir le déficit d'écoulement (D), représentant les pertes dues à l'évaporation :

$$D = \frac{P}{\left(0.9 + \left(\frac{P^2}{L^2}\right)\right)^{0.5}} \quad \text{ou} \quad D = \frac{P}{\sqrt{0.9 + \left(\frac{P^2}{L^2}\right)}} \quad (39)$$

Avec P les précipitations annuelles brutes sur le versant (en mm) et L, un paramètre défini par l'équation suivante :

$$L = 300 + (25 \times T) + (0.05 \times T^3) \quad (40)$$

Avec T la température moyenne annuelle du versant (en °C).

Ensuite, l'utilisation des deux précédentes équations permet de calculer le ruissellement annuel (Q_t en mm) pour chaque année :

$$Q_t = P - D \quad (41)$$

Ce qui nous permet de déterminer le coefficient d'infiltration annuel (c_T) :

$$c_T = \frac{Q_t}{P} \quad (42)$$

Pour finir, l'aire d'infiltration peut être déterminée selon l'équation :

$$A_T = \frac{(Q \times t)}{(P \times c_T)} \quad (43)$$

Avec A_T , l'aire d'alimentation selon la méthode de Turc (en m^2), Q le débit annuel mesuré (en $m^3.s^{-1}$), t le nombre de secondes par an, P les précipitation annuelles (m) et c_T le coefficient d'infiltration d'après l'équation de Turc (sans dimensions).

Les résultats de cette méthode nous permettent de donner une estimation de l'aire d'alimentation des sources G1 et G2, de la zone instable, de $A_T = 9 m^2$.

Les deux méthodes utilisées nous donnent une estimation de l'aire de recharge entre $9 m^2$ selon la méthode de Turc et $100 m^2 < A < 204 m^2$ pour la méthode basée sur la régression linéaire. Ces deux estimations peuvent sembler bien différentes, mais elles restent du même ordre de grandeur, ce qui est tout à fait cohérent. Cette différence peut dans un premier temps s'expliquer par le coefficient r^2 (0.65) de la régression linéaire qui est correct, mais qui n'est pas optimal, rendant ainsi l'interprétation plus subtile. Par ailleurs, les coefficients d'infiltration (c) ne correspondent pas parfaitement à la réalité du milieu et induisent un léger biais. C'est pourquoi le fait d'en choisir plusieurs permettent de donner une gamme de valeurs. Par ailleurs, Bonacci et al. (2015) précisent que les méthodes utilisées ici ne fournissent pas un degré de précision extrêmement élevé, cependant elles permettent de fournir une information générale, qui peut être utilisée à la compréhension.

De ces observations nous pouvons conclure que l'aire d'alimentation des exutoires de l'instabilité (G1 et G2) est de l'ordre de la dizaine à la centaine de m^2 , ce qui est très faible en regard de la superficie du massif. Ceci démontre bien le caractère local des infiltrations d'eau

au niveau de l'instabilité qui sont favorisées par l'important degré de fracturation du milieu. Lajaunie et al. (2019) ont montré l'intense fracturation du milieu à partir d'un modèle de résistivité 3-D (interprété jusqu'à une profondeur de 500m) avec une fracturation élevée de la roche dans la zone la plus active du glissement de terrain apparaissant comme une anomalie résistive où les valeurs de résistivité les plus élevées sont situées à proximité des failles.

Par ailleurs, les fissures peuvent ne drainer qu'une partie de l'aire d'alimentation qui pourrait être alors plus grande ; la connexion des fissures entre elles constitue également un biais dans l'estimation des aires d'alimentation : des fissures peu connectées limitent les circulations et connexions. Ce raisonnement est alors intéressant dans le sens où le débit à l'exutoire est peut-être la somme d'un drainage d'une multitude d'aires d'alimentations drainées par un réseau de fissures non connectées.

II. APPROCHE HYDRODYNAMIQUE

2.1. Fonctionnement pluriannuel

2.1.1. Autocorrélations

Le corrélogramme simple est appliqué aux débits mesurés aux exutoires G1 et G2, avec une analyse réalisée sur plusieurs années consécutives : de 2014 à 2018 pour G1 et de 2014 à 2017 pour G2. Les résultats sont présentés en figures 49 et 50 avec : Fig. 49 l'autocorrélation calculée sur l'ensemble des années et Fig. 50, l'autocorrélation prise pour chaque année indépendamment.

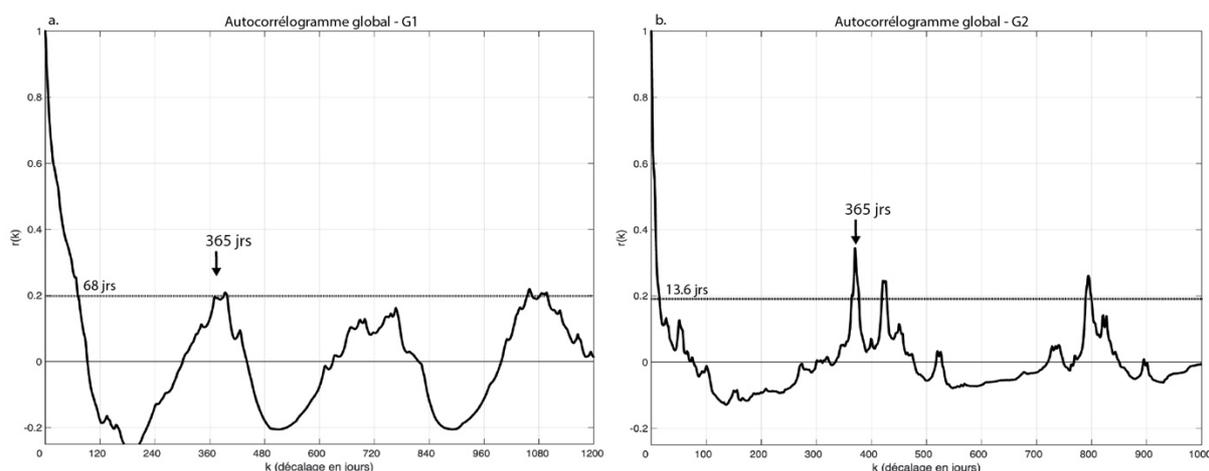


Figure 49: Corrélogrammes simples des débits pour la période allant du 01/11/2014 au 01/11/2017 et du 01/11/2014 au 01/11/2018 respectivement pour les exutoires a. G1 et b. G2.

Au niveau de l'exutoire G1, la fonction d'autocorrélation décroît assez faiblement, elle est inférieure à $r(k) = 0.2$ au bout de 68 jours, ce qui met en évidence une forte régulation du débit se justifiant par une circulation s'effectuant principalement dans la matrice rocheuse et/ou un réseau de fractures peu développé (microfissures) et/ou mal connecté. Le système est inertiel et le stockage important. On retrouve un comportement cyclique, avec une reproduction annuelle. Le travail par année hydrologique indique un effet mémoire qui varie entre 33.2 et 61.3 jours.

La fonction d'autocorrélation pour G2 décroît rapidement, avec un effet mémoire de 13.6 jours pour $r(k) = 0.2$. Cette décroissance rapide indique un système plutôt réactif, avec un système

de fractures bien développé et un stockage faible. Un comportement cyclique semble aussi se présenter ici. L'effet mémoire est variable selon les années étudiées (Fig. 50).

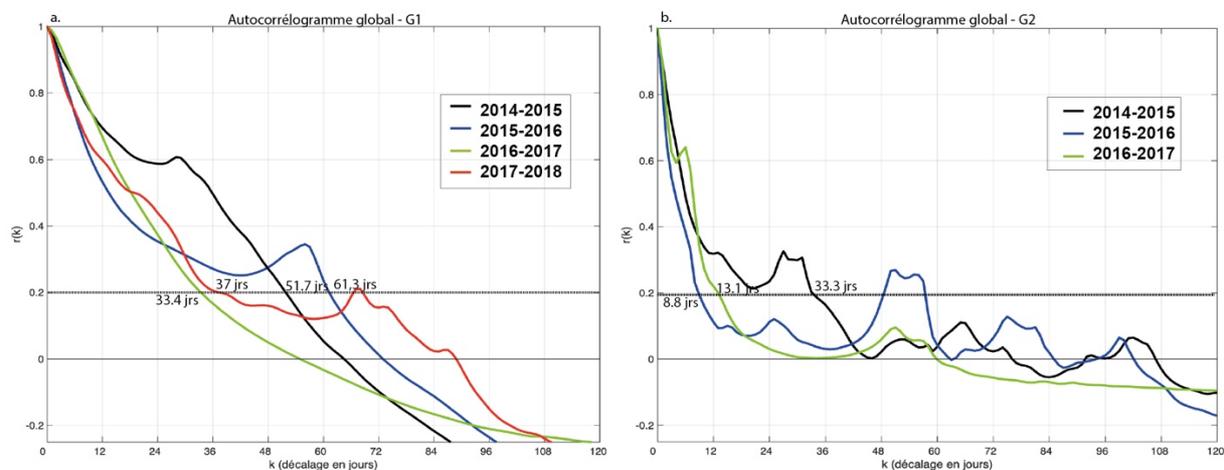


Figure 50: Corrélogrammes simples des débits pour les années hydrologiques entre 2014 et 2018 pour les exutoires a. G1 et b. G2.

Bien qu'éloignés d'une centaine de mètres au sein de l'instabilité, les exutoires G1 et G2 ne montrent pas le même comportement hydrodynamique. Les circulations d'eau au sein de ce massif fracturé peuvent présenter des différences significatives à quelques dizaines de mètres de distance entre deux points de mesure : G1 montrant un comportement inertiel avec un effet mémoire d'une soixantaine de jours contre 13 jours pour G2, plus réactif.

2.1.2. Débits classés

Les courbes de débits classés ont été réalisées pour les années hydrologiques comprises entre 2014 et 2017. Ainsi chaque année hydrologique est représentée graphiquement de manière indépendante (Fig. 51 a., b., c., d., e., f.) avec en plus, une représentation graphique globale réalisée sur l'ensemble des années hydrologiques allant de 2014 à 2017 (Fig. 52 a. et b.). L'analyse des débits classés sur nos exutoires permet de distinguer différents comportements hydrodynamiques de nos systèmes.

Dans un premier temps, un comportement global bien distinct existe entre les deux exutoires G1 et G2, avec des courbes de débits classés différentes. Pour chaque exutoire une tendance semble se reproduire chaque année avec des ruptures de pente situées aux mêmes valeurs de

débites, ce qui traduit une constance dans le fonctionnement hydrogéologique de chaque source tout au long des années (Fig. 51 a., b., c., d., e., f.).

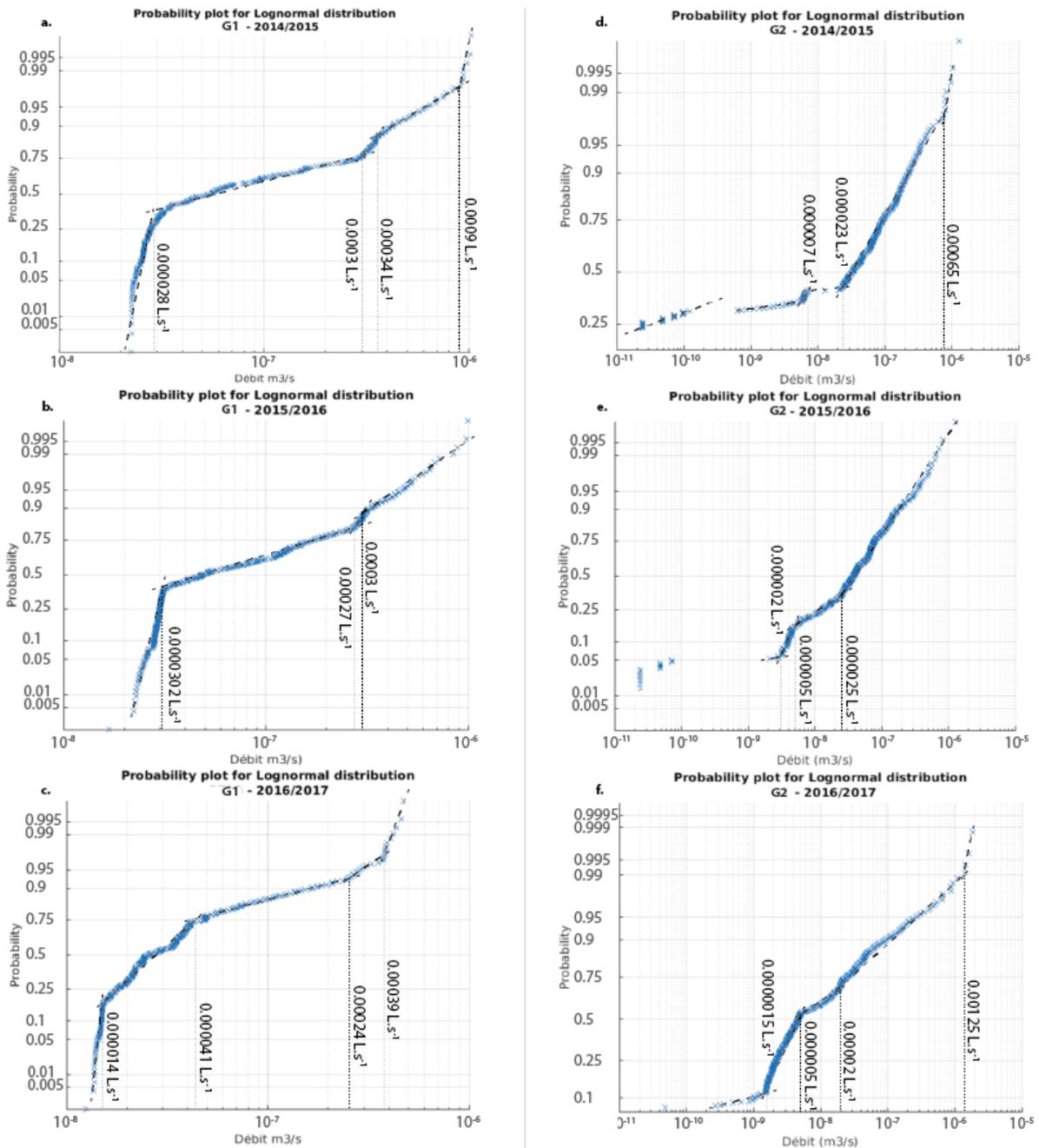


Figure 51: Analyses de débits classés pour les exutoires G1 et G2. Pour les années hydrologiques 2014/2015, 2015/2016, 2016/2017 (a, b, c, d, e et f).

A l'exutoire G1 (Fig. 51 a. b., c.), l'ensemble des années hydrologiques présente les mêmes tendances globales, avec un nombre identique de ruptures de pente et des variations de pentes similaires. Les ruptures de pente ne sont pas systématiquement situées aux mêmes valeurs de débits selon les années considérées mais les évolutions de pentes restent similaires, c'est-à-dire que l'on retrouve le même schéma de variations : $a_1 > a_2$; $a_2 > a_3$; $a_3 < a_4$; $a_4 < a_5$ (Fig. 52a). L'année hydrologique 2015-2016 ne présente pas de 4^e rupture de pente pour les débits élevés, néanmoins on distingue tout de même une tendance à la variation de la pente pour ces débits élevés.

Le constat est le même pour l'exutoire G2 (Fig. 51 e., f., g.), où l'ensemble des années hydrologiques présente les mêmes tendances globales, avec un nombre identique de ruptures de pente et des variations de pentes similaires. Les ruptures de pente ne sont pas systématiquement situées aux mêmes valeurs de débits selon les années considérées mais les évolutions de pentes restent similaires. C'est-à-dire que l'on retrouve le même schéma de variations : $a_1 < a_2$; $a_2 > a_3$; $a_3 < a_4$, $a_4 < a_5$ (Fig. 52b).

Ainsi, au vu de l'aspect similaire des courbes au fil des années et afin de simplifier l'interprétation des informations fournies pour l'analyse des débits classés, nous pouvons continuer à travailler sur la représentation globale de l'ensemble des années hydrologiques (2014 à 2017), pour chaque exutoire, présentée en figure 52 ci-dessous.

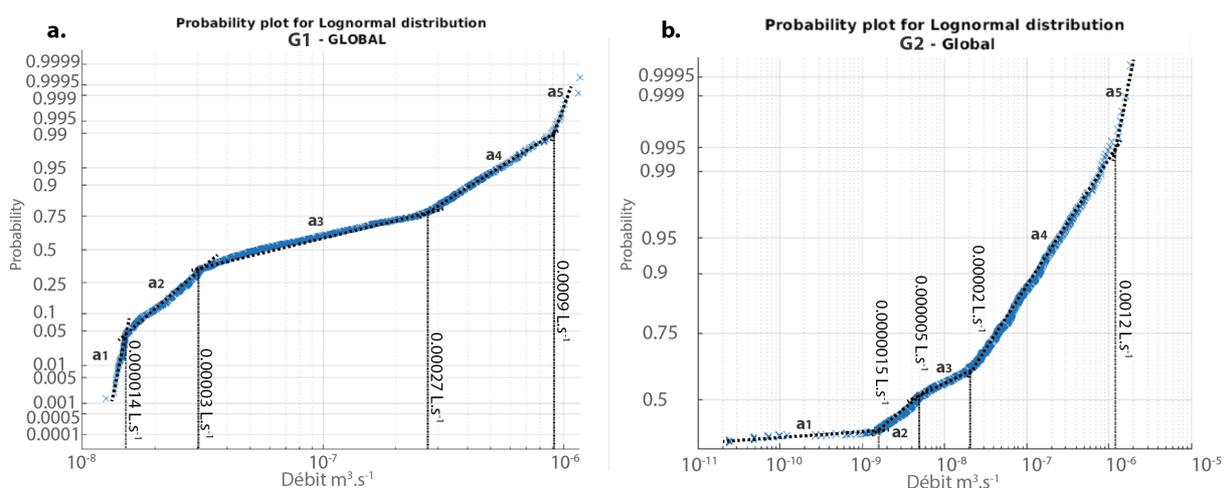


Figure 52: Analyses de débits classés pour les exutoires a. G1 et b. G2 pour les années allant de 2014 à 2017.

L'exutoire G1 est marqué graphiquement par 4 ruptures de pente (Fig. 52a), la première rupture à des débits de 0.014 L. s^{-1} , s'associe à des apports provenant d'une réserve issue d'un cycle antérieur. La seconde rupture, où la pente devient plus faible encore indique également des apports venant d'un cycle antérieur. Cela peut correspondre à une deuxième réserve. Ainsi pour de faibles débits (en étiage généralement), l'apport en eau est maintenu par la réserve. La 3^e rupture de pente (0.27 L. s^{-1}) correspond à la constitution d'une réserve. La 4^e et dernière rupture de pente, pour des débits supérieurs à 0.9 L. s^{-1} montre une forte augmentation de la pente pouvant s'interpréter comme étant la mise en fonctionnement d'un trop plein ou bien de fuites vers un autre système. L'exutoire présente donc une période de constitution de réserve qui alimentera ensuite le système au moment de l'étiage. Pour des débits plus élevés, la réserve est remplie et le système fonctionne tel un trop plein.

La courbe des débits classés de G2 présente 4 ruptures de pentes (Fig. 52b), la première rupture de pente à 0.0015 L. s^{-1} peut être liée à la constitution d'une réserve pour les faibles débits : c'est une réserve qui est piégée lors de la décrue. Ensuite, la deuxième rupture à 0.005 L. s^{-1} indique un apport d'une réserve issue d'un cycle antérieur. Ensuite on retombe de nouveau sur la constitution d'une réserve. La dernière rupture, pour les débits plus élevés (1.2 L. s^{-1}) est caractéristique de la mise en fonctionnement d'un trop plein ou bien de fuites vers un autre système. Le système G2 montre un fonctionnement où pour de faibles débits, l'eau est stockée, il n'y a pas, voire très peu, d'eau en sortie à l'exutoire pour de faibles débits (à l'étiage). Le système passe rapidement à un fonctionnement de trop plein lorsque les débits augmentent.

Au niveau de G2, les classes de fréquences augmentent de façon très rapide par rapport aux valeurs de débits ce qui signifie que ce système draine un réseau de fractures relativement transmissif. Par comparaison, l'exutoire G1 présente une plus forte augmentation des débits par rapports aux classes de fréquences, ce qui justifie un système bien moins transmissif. La gamme de variation de débit est plus étendue pour la source G2, notamment dans les faibles débits ce qui justifie un tarissement de la source qui peut avoir lieu en période d'étiage. La source G1 quant à elle semble être alimentée par un débit de base qui reste constant au fil des années.

2.2. Fonctionnement hydrologique à l'échelle de l'année hydrologique

La figure 53 illustre les réponses impulsionnelles des exutoires étudiés, représentées par les fonctions de corrélations croisées entre les pluies efficaces (PE) et les débits (Q) pour les exutoires G1 et G2. On observe des comportements distincts entre les deux exutoires avec une corrélation légèrement plus marquée pour G2. Cet exutoire présente un premier pic de corrélation significatif, $r(k)=0.29$, pour un décalage de 1.2 jours. Un deuxième pic, pour un $r(k)$ de 0.33 est présent avec un décalage de 41 jours. L'exutoire G1 montre une corrélation plus faible avec un pic à un décalage de 44 jours pour un $r(k)$ de 0.3. Une corrélation semble également se marquer pour un décalage de 3/4 jours avec un $r(k)$ n'excédant pas 0.2.

Un temps de réponse décalé de 3 à 4 jours est visible entre les courbes des exutoires G1 et G2, ce dernier réagissant en premier.

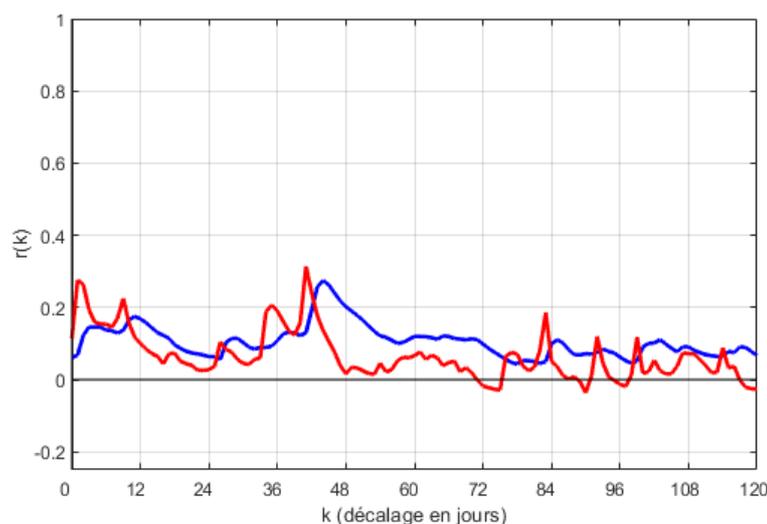


Figure 53: Corrélation croisée sur l'année hydrologique 2015/2016 entre la pluie efficace (PE ; variable d'entrée) et le débit (Q ; variable de sortie) pour les exutoires G1 (bleu) et G2 (rouge).

On remarque une tendance similaire aux deux courbes, avec une amplitude plus faible pour G1 et une courbe plus lissée. La courbe représentant l'exutoire G2 étant plus irrégulière, marquée par d'autres pics. D'après Padilla et Pulido-Bosch (1995), qui ont montré que la réponse impulsionnelle permet de caractériser l'intensité de karstification et donc de fracturation dans notre cas du système :

- l'exutoire G1 présente une courbe faible et étalée, caractéristique d'un milieu faiblement fracturé et/ou d'une matrice rocheuse microfissurée (microporosité).
- l'exutoire G2 présente une courbe intermédiaire entre un milieu très fracturé et un milieu très faiblement fracturé, caractérisant un milieu dit mixte.

L'exutoire G2 présente de plus fortes corrélations, justifiant une meilleure corrélation aux événements pluvieux, ce qui laisse supposer à un chemin de circulation différent de G1 qui s'effectuerait au sein de fractures avec un degré de fracturation et une interconnexion plus élevée que pour l'exutoire G1 où le transit pourrait s'effectuer au sein de la microporosité (matrice rocheuse) et/ou au travers de fractures mal connectées. Une plus forte décroissance de la fonction de corrélation pour l'exutoire G2 appuie ces constats.

L'exutoire G2 montre donc un comportement justifiant une circulation au sein du réseau de fracturation bien développé, contrairement à G1 où la réaction est plus inertielle, avec un $r(k)$ moins élevé et un temps de réponse retardé de 3 à 4 jours par rapport à G2 et qui correspond à une circulation caractéristique de fractures mal ou peu connectées ou bien une circulation au sein de la matrice rocheuse.

2.3. Fonctionnement hydrologique à l'échelle des hautes eaux et basses eaux

L'application des analyses corrélatoires en périodes de hautes eaux – basses eaux permet d'identifier, si c'est le cas, une différence de fonctionnement d'un système aquifère entre une période de hautes eaux avec des forts débits et une période d'étiage où les précipitations sont plus rares et les débits moins prononcés.

2.3.1. Hautes eaux

Les deux exutoires étudiés montrent ici (Fig. 54) des courbes de corrélation pluie efficace (PE) – débit (Q) similaires à celle observées sur une année hydrologique (Fig. 53). Cependant, les degrés de corrélation sont moins intenses avec des $r(k)$ inférieurs à 0.27. Le fonctionnement en période de hautes eaux est très similaire du fonctionnement que l'on observe sur une année hydrologique. L'exutoire G2 présente un premier pic de corrélation, $r(k)=0.22$, pour un décalage de 1.2 jours. Un deuxième pic, pour un $r(k)$ de 0.26 est présent avec un décalage de 41 jours. L'exutoire G1 montre une corrélation plus faible avec un pic à un décalage de 44 jours pour un $r(k)$ de 0.3. Une corrélation semble également se marquer pour un décalage entre 3 et 4 jours avec un $r(k)$ n'excédant pas 0.2. L'interprétation pour l'exutoire G1 est plus délicate au vu du faible $r(k)$.

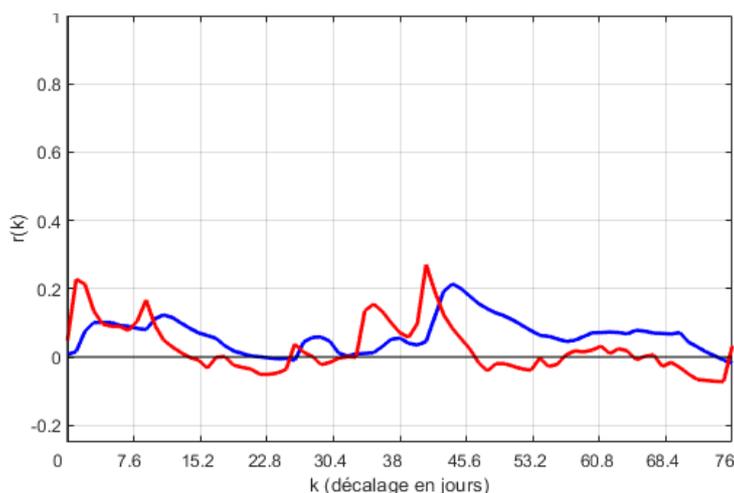


Figure 54: Corrélation croisée sur la période de hautes eaux de l'année hydrologique 2015/2016 entre la pluie efficace (PE ; variable d'entrée) et le débit (Q ; variable de sortie) pour les exutoires G1 (bleu) et G2 (rouge).

Il semble donc que le fonctionnement en période de hautes eaux soit prédominant sur une année hydrologique : en raison de la similitude des courbes de corrélations croisées entre l'étude des hautes eaux et l'étude de l'année hydrologique. Les corrélations pluie efficace – débit sont plus fortes en période de hautes eaux. L'observations des corrélations croisées en période de basses eaux (2.3.2) nous permettra de confirmer ce constat.

2.3.2. Basses eaux

En période de basses eaux il n'y a pas de corrélation significative entre la pluie efficace et le débit en raison notamment de la faible quantité de précipitations durant ces périodes estivales. Par ailleurs, une ETP plus élevée durant ces périodes limite les infiltrations d'eau vers le sol réduisant la quantité de pluie efficace.

L'exutoire G2 présente de légères variations de sa courbe de corrélation (Fig. 55) qui peuvent être liées au caractère plus réactif de cet exutoire qui va réagir aux événements pluvieux. Ici, le premier pic de $r(k)$ se situe à 7 jours : il y aurait donc en basses eau, un décalage de 7 jours entre les précipitations et les premières variations de débit.

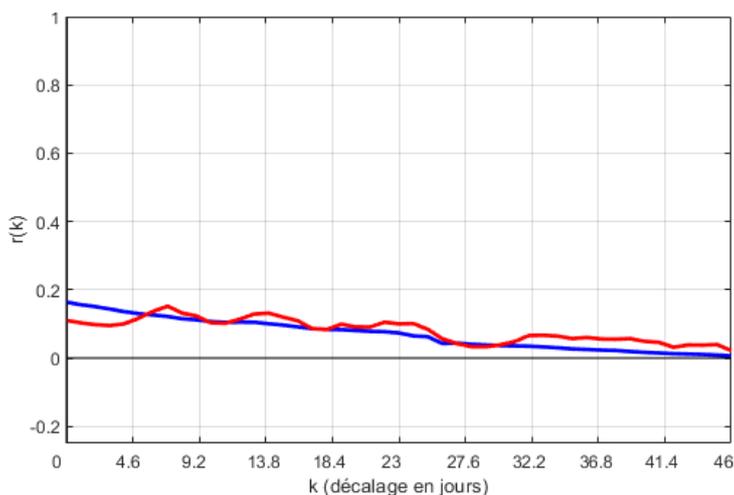


Figure 55: Corrélation croisée sur la période de basses eaux de l'année hydrologique 2015/2016 entre la pluie efficace (PE ; variable d'entrée) et le débit (Q ; variable de sortie) pour les exutoires G1 (bleu) et G2 (rouge).

Cependant il faut garder un certain recul d'interprétation de ces résultats au vu de la faible corrélation ($r(k) < 0.2$).

2.4. Fonctionnement hydrologique à l'échelle de la crue

La corrélation croisée pluie efficace (PE) – débit (Q) en période de crue indique un maximum de corrélation pour l'exutoire G2 avec un décalage de 1.2 jours pour un $r(k)$ de 0.72 (Fig. 56). Ce qui montre une très bonne réactivité des débits du système G2 à un événement pluvieux. Un déphasage de 2.9 jours est observé avec l'exutoire G1 : la fissure G2 réagit environ 3 jours avant la fissure G1. Au niveau de cette fissure, la corrélation est plus faible avec un pic $r(k)$ de 0.33 pour un décalage de 3.9 jours.

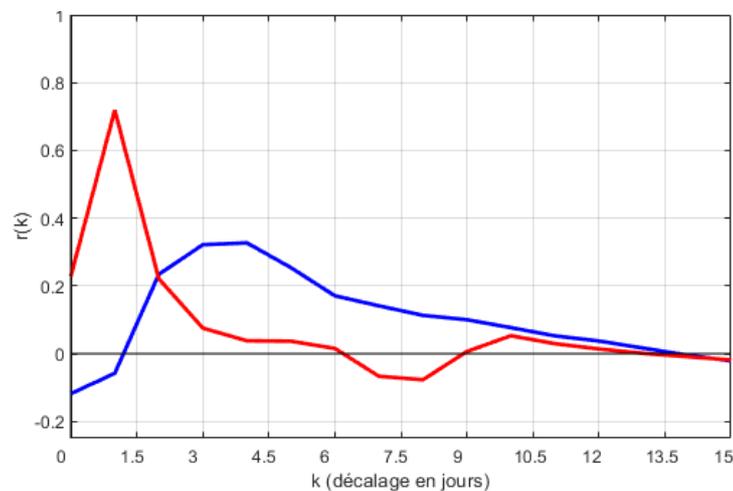


Figure 56: Corrélation croisée sur une période de crue de l'année hydrologique 2015/2016 entre la pluie efficace (PE ; variable d'entrée) et le débit (Q ; variable de sortie) pour les exutoires G1 (bleu) et G2 (rouge).

A l'échelle de l'évènement de crue, le fonctionnement différent entre les exutoires G1 et G2 reste marqué avec : un comportement inertiel, où les circulations se font au sein de la matrice rocheuse ou bien au sein d'un milieu fissuré mal connecté pour G1, en opposition au comportement réactif de l'exutoire G2 alimenté principalement par des circulations de fractures. La décroissance rapide de la courbe de corrélation de ce système indique un degré de fracturation important et/ou une bonne connectivité de ce réseau de fractures.

2.5. Bilan hydrodynamique : des comportements distincts

Il est intéressant de préciser ici que ce travail de corrélation a été réalisé au niveau de deux exutoires drainant la zone non saturée de l'instabilité. Par conséquent, le travail réalisé ici donne des clés pour comprendre plus en détail le comportement global de la zone non saturée du massif fracturé et fissuré.

Dans un premier temps, le travail réalisé sur les autocorrélations pour les exutoires G1 et G2 ainsi que les analyses de débits classés réalisés ont permis d'appréhender la dynamique des systèmes étudiés. Un système plus inertielle, G1, relié à microporosité et/ou un milieu fracturé mal développé ou connecté, s'est démarqué lors des analyses de débits classés, vis-à-vis d'un système plus réactif : G2. Ce constat est appuyé par les autocorrélations réalisées et qui ont permis d'identifier des effets mémoire bien distincts, un peu plus de 3 fois supérieur pour G1 que G2 :

- 68 jours pour l'exutoire G1
- 13,6 jours pour l'exutoire G2

Ces observations montrent ainsi les caractères bien distincts des exutoires étudiés.

Les figures bilan 57 et 58 permettent de mettre en lien l'analyse des débits classés avec les séries temporelles de débit pour chacun des exutoires G1 et G2. Ces figures permettent de discuter de l'origine des masses d'eau au travers la décomposition du signal temporel de débit à l'aide des conclusions issues des analyses des débits classés.

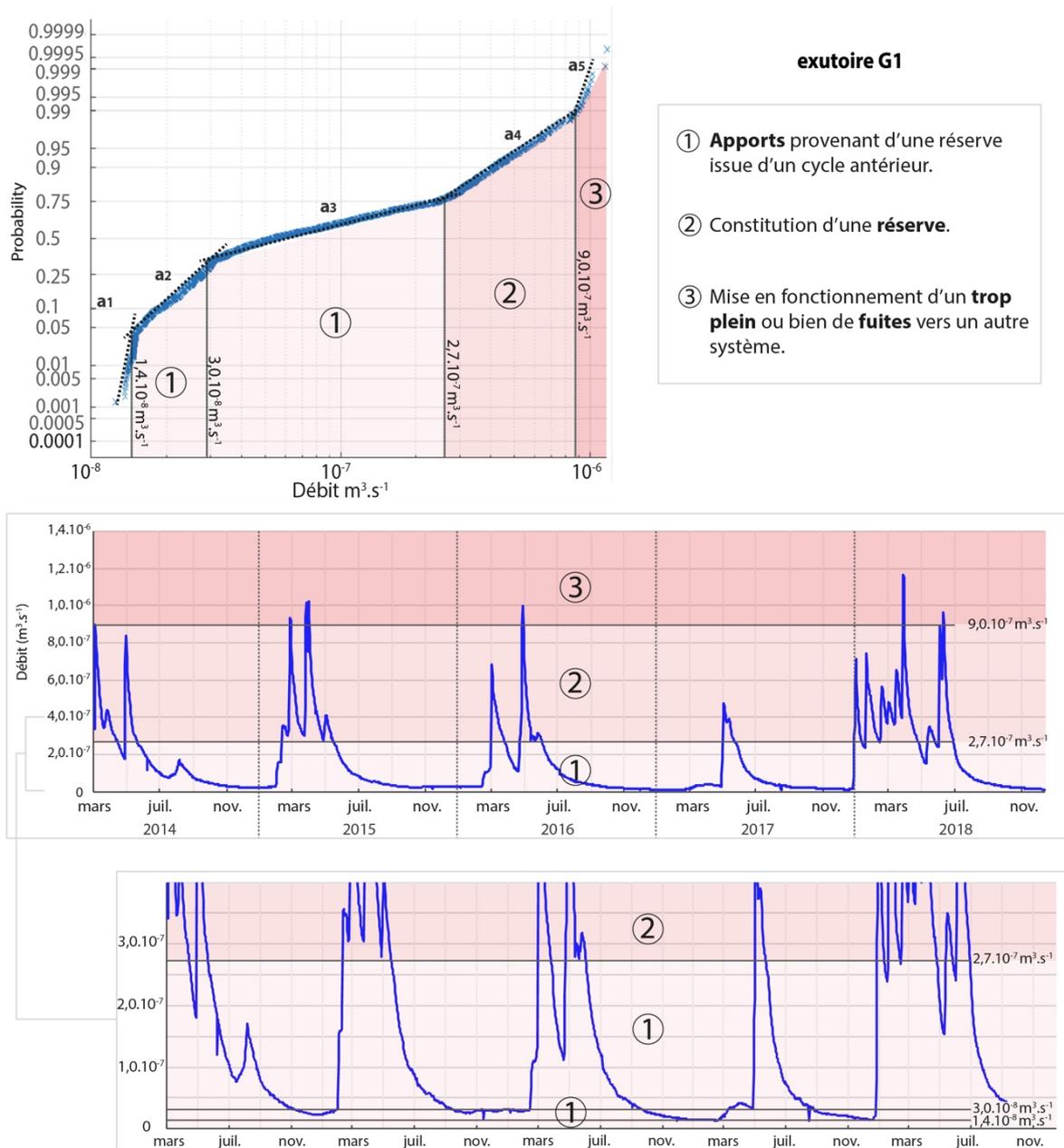


Figure 57: Bilan des débits classés et série temporelle du débit à l'exutoire G1 ; Origine des masses d'eau et de leur transit.

L'association des différentes dynamiques hydrologiques (révélées par l'analyse des débits classés) à la chronique temporelle du débit à l'exutoire G1 (Fig. 57) permet d'identifier différentes phases de fonctionnement hydrodynamique au cours du temps. En effet, l'exutoire G1 indique que pour des débits élevés, supérieurs à $9.10^{-7} \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$, le système fonctionne tel un trop plein. La période de « transition », correspondant à des débits moyens, entre $2,7.10^{-7} \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ et $9.10^{-7} \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ (période « 2 » sur la figure 57), correspond à une période où l'augmentation

des débits permet la constitution, le remplissage de la réserve du système aquifère. Pour des débits plus faibles, inférieurs à $2,7 \cdot 10^{-7} \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ les apports d'eau au niveau de l'exutoire sont alimentés par la réserve, préalablement constituée lors du cycle précédent. Ainsi, nous pouvons affirmer que le maintien des débits à l'exutoire G1, en période d'étiage, est issu de la réserve qui se décharge progressivement durant ces périodes où les apports d'eau sont moindres (faibles quantités de précipitations).

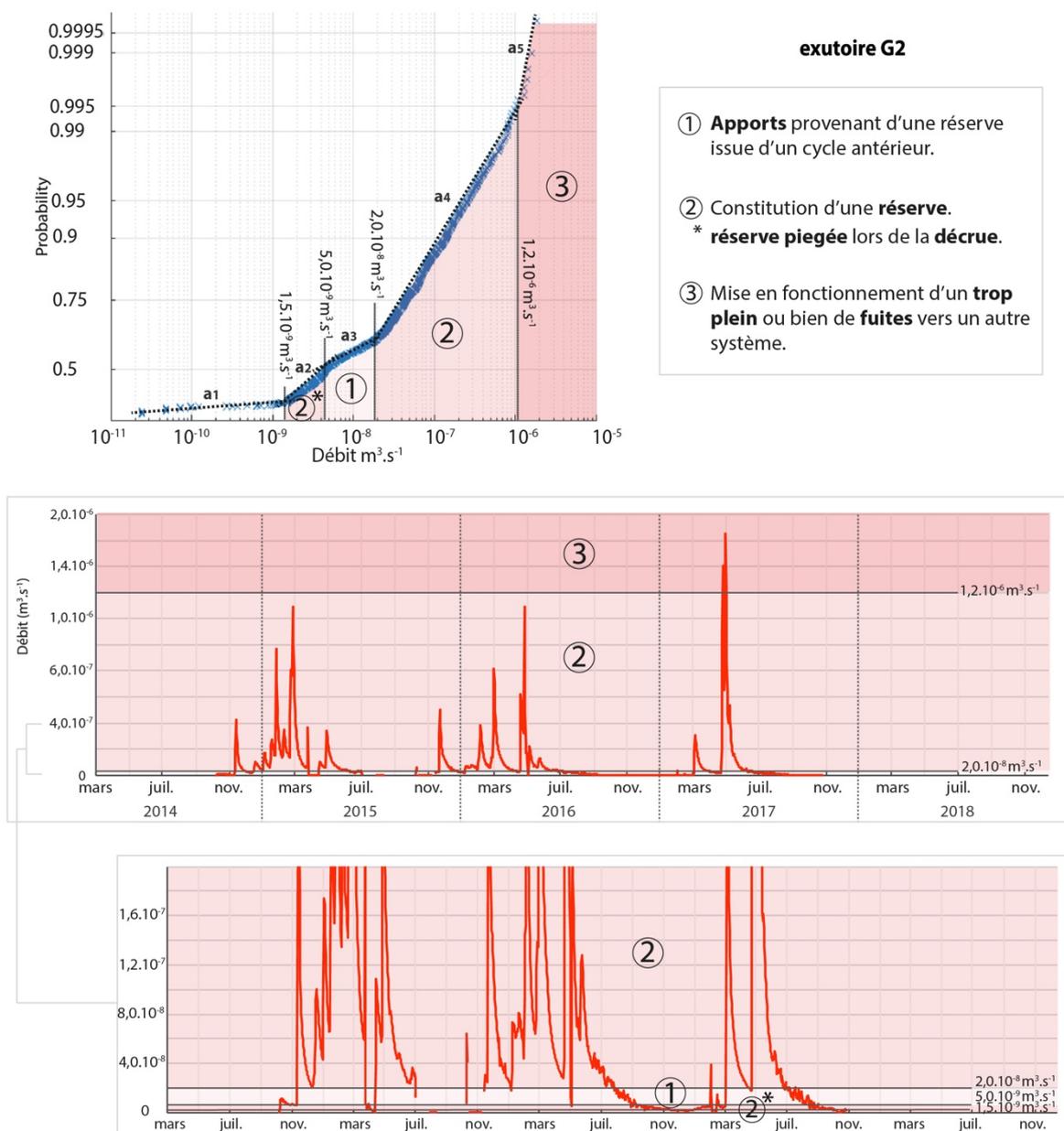


Figure 58: Bilan des débits classés et série temporelle du débit à l'exutoire G2 ; Origine des masses d'eau et de leur transit.

Le constat est globalement similaire pour l'exutoire G2 (Fig. 58) où les variations de débit sont néanmoins plus fortes avec des pics de débit moins étendus. Le fonctionnement du système apparaît majoritairement sous la constitution d'une réserve, entre $2.10^{-8} \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ et $1,2.10^{-6} \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$. On remarque également que les périodes de fonctionnement basées sur l'alimentation par la réserve (en-dessous de $2.10^{-8} \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$) sont restreintes et en période d'étiage, il n'y a pas de quantité d'eau suffisante dans la réserve pour fournir un débit de soutien et l'exutoire est tarit. Un constat intéressant s'ajoute également aux observations pour l'exutoire G2, qui indique que, une partie de la réserve est piégée lors des phases de décrue (périodes « 2* » sur la figure 58).

Les autocorrélogrammes ont permis de caractériser la réponse impulsionnelle ainsi que l'intensité de la fracturation du système étudié avec une méthodologie identique à celle d'un milieu karstique (Padilla et Pulido-Bosch, 1995) avec :

- l'exutoire G1 caractéristique d'une microporosité (matrice rocheuse) et/ou d'un milieu faiblement fracturé et/ou mal connecté.
- l'exutoire G2 étant la signature intermédiaire entre un milieu très fracturé et un milieu très faiblement fracturé : milieu dit mixte.

Ainsi deux modes de circulation, propres à chacun des exutoires (G1 et G2) ont été identifiés

Des corrélations croisées, la différence de comportement ressort également et est bien marquée entre les exutoires de la zone instable G1 et G2. Tout d'abord, le déphasage entre les deux exutoires est quantifié avec un temps de décalage allant de 2 à 3 jours entre les deux exutoires ; l'exutoire G2 réagissant en premier, appuyant de nouveau le caractère plus réactif de G2 et le caractère inertiel de G1.

Ensuite, ces corrélogrammes croisés ont permis d'autres constats et ont apporté des précisions quant à la temporalité du comportement des exutoires (Tableau 6) :

Tableau 6: Résumé des valeurs de $r(k)$ et décalage des corrélogrammes croisés pluie efficace (PE) – débits (Q). Les $r(k)$ max sont reportés avec leur décalage respectifs.

| | Exutoire | r(k) | | Décalage | |
|---------------------------|----------|-------|-------|----------|---------|
| | | G1 | G2 | G1 | G2 |
| Année hydrologique | | < 0.2 | 0.29 | 3-4 jrs | 1.2 jrs |
| Hautes eaux | | < 0.2 | 0.22 | 3-4 jrs | 1.2 jrs |
| Basses eaux | | < 0.2 | < 0.2 | - | - |
| Crue | | 0.33 | 0.72 | 3.9 jrs | 1.2 jrs |

- L'exutoire G1 a un comportement inertiel, avec un temps de réaction modéré allant de 3 à 4 jours et une réponse plus longue aux événements pluvieux.
- L'exutoire G2 apparaît plus réactif, avec une réponse rapide et brève aux événements pluvieux. Le temps de réaction observé est de 1.2 jours.

Les résultats des corrélogrammes croisés, notamment en période de hautes eaux, sont en accord avec les constats effectués à partir des autocorrélogrammes qui indiquent un milieu faiblement fracturé ou matrice rocheuse pour G1, en accord avec l'hydrodynamisme identifié : le système montre un comportement inertiel. Pour G2, où les fractures semblent bien développées (cf. autocorrélations), l'hydrodynamisme identifié est également en accord avec une fracturation importante : le système est réactif.

III. APPROCHE HYDROGÉOCHIMIQUE

Dans cette partie, une caractérisation de la dynamique des fissures sera proposée à partir de suivis physico-chimiques (conductivité électrique principalement) et de la mesure des débits réalisés sur une période de deux ans (2015/2017). On s'attachera à interpréter la relation entre ces paramètres avec les données de pluies efficaces dans un premier temps selon une année hydrologique, puis dans un deuxième temps à l'échelle des périodes de basses eaux et de hautes eaux. Enfin, cette analyse sera affinée à l'échelle de la crue. Nous nous attacherons ainsi à mettre en évidence l'origine des masses d'eau et leur dynamique au sein de ce système (ex. temps de transfert).

3.1. Corrélations croisées

L'analyse des corrélogrammes croisés entre précipitations et conductivité électrique d'une part et débits avec ce même paramètre d'autre part va nous donner des informations pour caractériser la dépendance ou non de ce paramètre en réponse aux impulsions des précipitations.

3.1.1. Année hydrologique

L'analyse de la corrélation croisée entre la pluie efficace (PE) et la conductivité électrique (EC) permet dans un premier temps d'observer une évolution similaire des signaux de corrélation pour les exutoires G1 et G2 à l'échelle d'une année hydrogéologique (Fig. 59). Cette corrélation est négative, les précipitations diluent les eaux et abaissent leur conductivité électrique. Un décalage d'environ 3 jours peut s'observer entre les différents signaux de corrélation (Fig. 59), l'exutoire G2 réagissant en premier.

Attention toutefois aux faibles $r(k)$ (> -0.2) dans ce cas qui impliquent de prendre une certaine distance quant à l'interprétation de ces données.

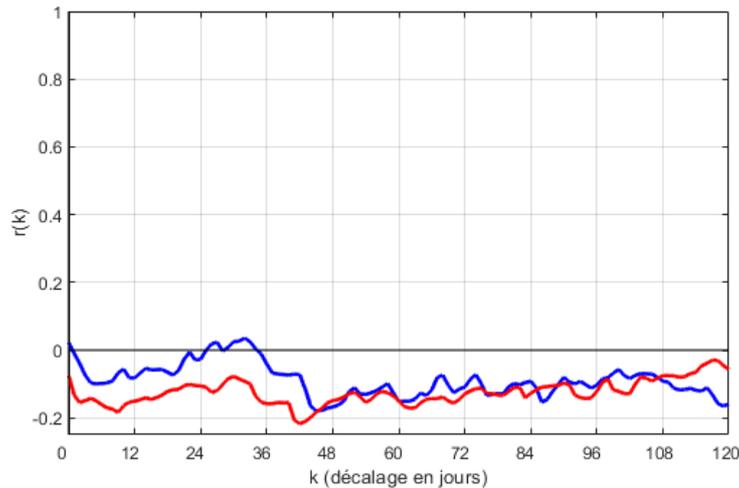


Figure 59: Corrélation croisée sur l'année hydrologique 2015/2016 entre la pluie efficace (PE ; variable d'entrée) et la conductivité électrique (EC ; variable de sortie) pour les exutoires G1 (bleu) et G2 (rouge).

Au niveau des débits, l'effet des variations de débit (Q) sur la conductivité électrique (EC) des eaux est bien marqué (Fig. 60), avec une corrélation négative présentant un $r(k)$ maximum de -0.65 pour G1 et un $r(k)$ maximum de -0.5 pour G2. Le maximum de corrélation est atteint en quelques heures pour G2 et en une journée pour G1. Un deuxième pic de corrélation, moins important, est présent pour les deux exutoires avec un décalage s'étalant de 48 à 58 jours. Une bonne corrélation (inverse) est observée entre les débits et les conductivités mesurées aux deux exutoires, elle s'explique par un simple effet de dilution du signal de conductivité lorsque les quantités d'eau sont importantes.

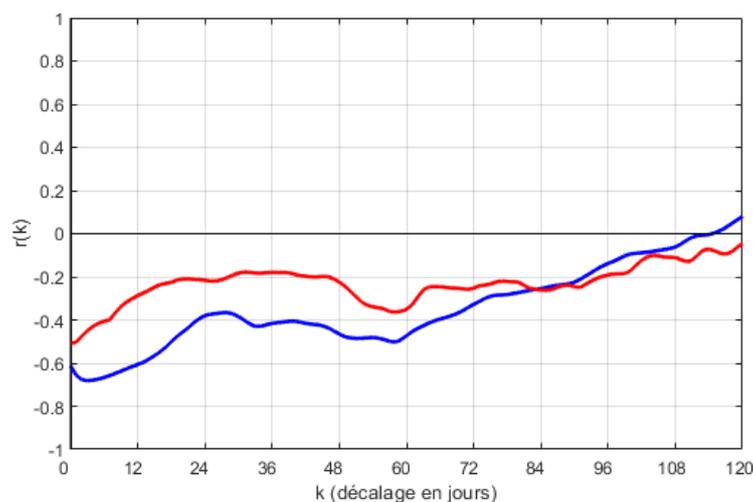


Figure 60: Corrélation croisée sur l'année hydrologique 2015/2016 entre le débit (Q ; variable d'entrée) et la conductivité électrique (EC ; variable de sortie) pour les exutoires G1 (bleu) et G2 (rouge).

3.1.2. Hautes eaux

En période de hautes eaux, les $r(k)$ observés sont encore plus faibles que précédemment au niveau de la corrélation croisée entre la pluie efficace et la conductivité électrique (Fig. 61). Il est très délicat d'interpréter ces valeurs étant donné leur faible corrélation qui ne reflète pas de corrélation significative. Un décalage de 2 à 3 jours peut néanmoins s'observer entre les deux signaux (Fig. 61).

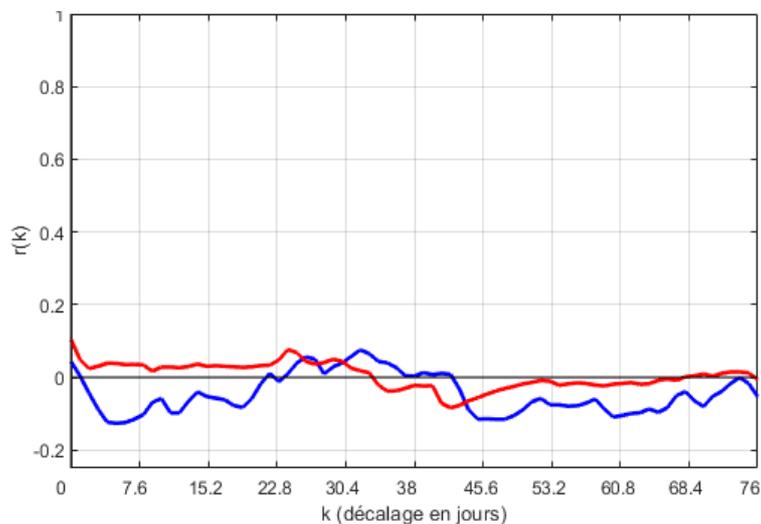


Figure 61: Corrélation croisée sur la période de hautes eaux de l'année hydrologique 2015/2016 entre la pluie efficace (PE ; variable d'entrée) et la conductivité électrique (EC ; variable de sortie) pour les exutoires G1 (bleu) et G2 (rouge).

Ainsi, en ce qui concerne la réponse de la conductivité électrique (EC) vis-à-vis de la pluie efficace (PE), un comportement similaire avec un décalage de 2-3 jours peut donc être supposé entre les deux exutoires. Cependant, les faibles coefficients de corrélation ne permettent pas une interprétation très fiable.

La figure 62 montre les corrélations croisées entre les débits (Q) des exutoires G1 et G2 et leurs conductivités électriques (EC) respectives, mesurées dans les eaux. L'exutoire G1 présente la corrélation la plus élevée avec un $r(k)$ négative de -0.7 atteint pour un décalage de 2 jours. Pour l'exutoire G2, l'interprétation est plus délicate en raison d'un $r(k)$ relativement faible, inférieur à 0.2. On constate pour cet exutoire, un $r(k)$ maximum pour un décalage de 10 à 20 jours.

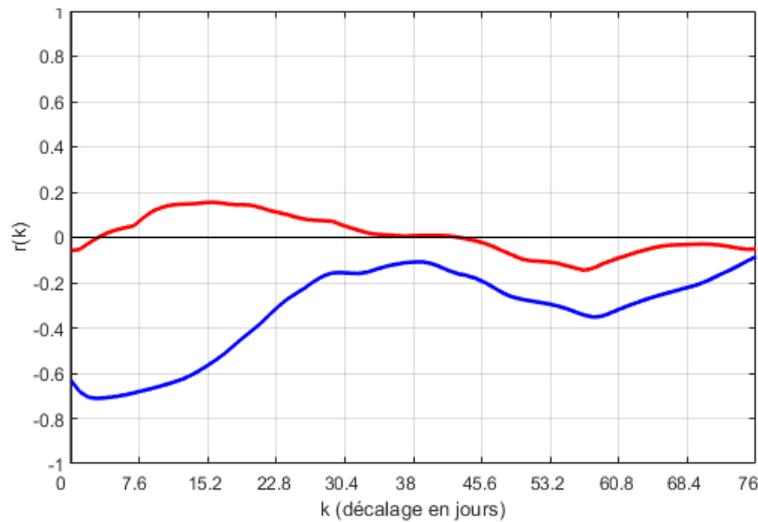


Figure 62: Corrélation croisée sur la période de hautes eaux de l'année hydrologique 2015/2016 entre le débit (Q ; variable d'entrée) et la conductivité électrique (EC ; variable de sortie) pour les exutoires G1 (bleu) et G2 (rouge).

Il apparaît délicat d'interpréter les résultats de ces corrélations, les $r(k)$ obtenus étant relativement faibles. Il ressort cependant de ces corrélations croisées un décalage de 2 à 3 jours entre les signaux des exutoires G1 et G2, en ce qui concerne la réponse de la conductivité électrique (EC) à la pluie efficace (PE). Ce décalage est similaire à celui observé pour une année hydrologique.

En ce qui concerne la corrélation entre le débit (Q) et la conductivité électrique (EC), l'exutoire G2 montre une faible corrélation, il faut donc interpréter prudemment ces résultats. Néanmoins cette faible corrélation peut justifier le caractère plus rapide et transitoire de cet exutoire. L'exutoire G1, quant à lui, indique une très bonne corrélation négative pour un décalage de 2 jours, ce qui est en accord avec les observations faites en analyse sur une année hydrologique.

Ainsi le comportement est similaire entre une année hydrologique et la période de hautes eaux avec :

- Une faible corrélation entre la pluie efficace (PE) et la conductivité électrique (EC), indiquant néanmoins un décalage de 2 à 3 jours entre les signaux des exutoires G1 et G2.

- Une bonne corrélation (inverse) entre les débits (Q) et les conductivités (EC) mesurées aux deux exutoires. Excepté pour l'exutoire G2 en période de hautes eaux où le $r(k)$ est faible et le signal différent.

La corrélation entre le débit et la conductivité électrique s'explique par effet de dilution du signal de conductivité lorsque les arrivées d'eau de pluie sont importantes.

3.1.3. Basses eaux

Durant l'étiage, les corrélations entre la pluie efficace et la conductivité électrique sont faibles, $r(k) < 0.2$, ce qui est peu significatif en termes de corrélation (Fig. 63). Une ETP élevée durant cette période peut expliquer ce comportement.

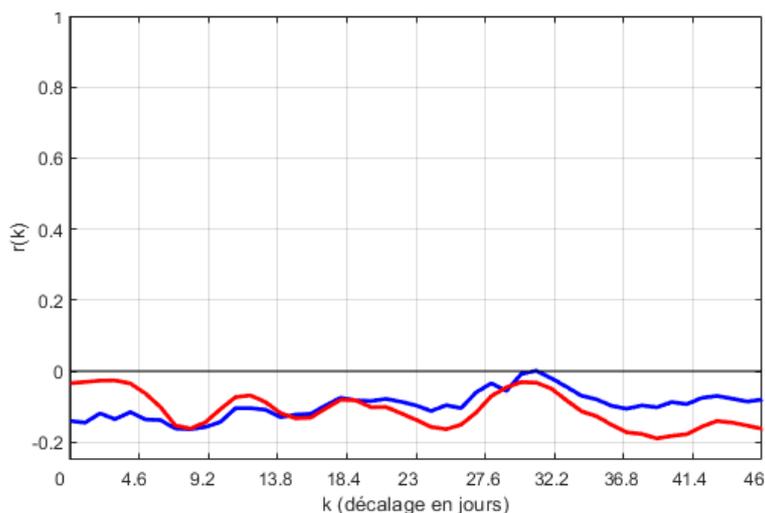


Figure 63: Corrélation croisée sur la période de basses eaux de l'année hydrologique 2015/2016 entre la pluie efficace (PE ; variable d'entrée) et la conductivité électrique (EC ; variable de sortie) pour les exutoires G1 (bleu) et G2 (rouge).

En cette période de basses eaux, on constate une très bonne corrélation négative entre le débit et la conductivité électrique (Fig. 64). Pour G1, un $r(k)$ de -0.79 est atteint pour un décalage d'environ 4 jours et demi. Pour G2 au bout de quelques heures, le $r(k)$ est de -0.6. Les faibles quantités d'eau en étiage rendent le système très réactif aux variations de débit, en effet les quantités d'eau sont moins importantes en période d'étiage et une augmentation du débit va augmenter les quantités d'eau et ainsi diluer le signal chimique.

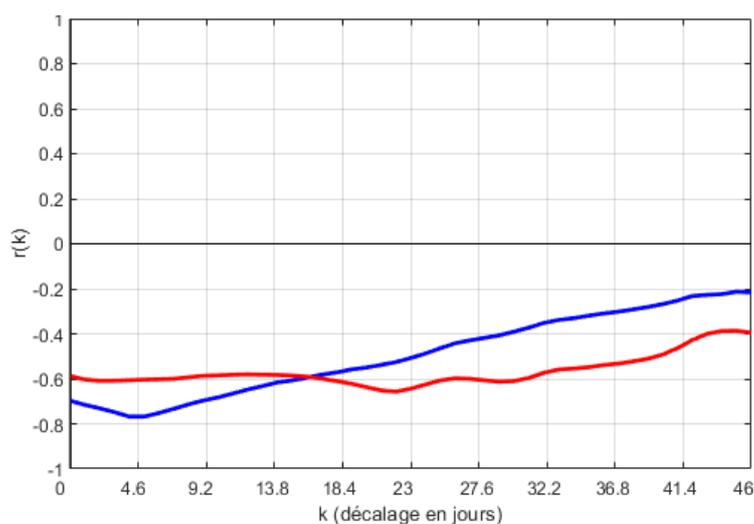


Figure 64: Corrélation croisée sur la période de basses eaux de l'année hydrologique 2015/2016 entre le débit (Q ; variable d'entrée) et la conductivité électrique (EC ; variable de sortie) pour les exutoires G1 (bleu) et G2 (rouge).

3.1.4. Crue

La corrélation croisée en période de crue entre la pluie efficace (PE) et la conductivité électrique (EC) montre une légère corrélation entre ces deux paramètres pour chaque exutoire (Fig. 64). G1 montre dans un premier temps une corrélation positive, avec un $r(k)$ de 0.2 pour un décalage allant de quelques heures à 2 jours. Ensuite la corrélation devient négative avec un maximum à -0.2 pour un décalage de 4 à 5 jours. L'exutoire G2 quant à lui montre une corrélation négative avec un $r(k)$ de -0.4 pour un décalage de 1 jours. On observe un décalage d'environ une journée entre les signaux (Fig. 65).

La corrélation négative pour G1 peut s'apparenter à un effet piston, en début d'évènement pluvieux, qui va chasser des eaux plus anciennes avec une conductivité plus élevée. Ensuite, au bout de 3 jours, le signal sera dilué et la conductivité électrique baissera. Les eaux de G2 quant à elles, sont rapidement diluées par les précipitations (décalage de 1 jours).

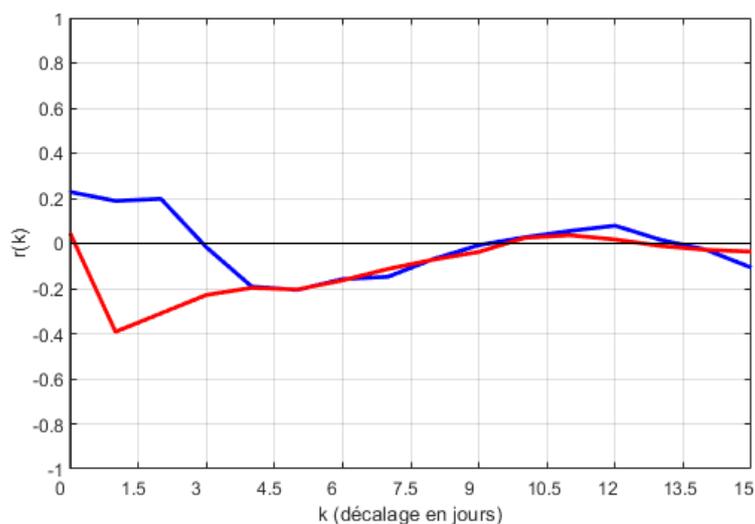


Figure 65: Corrélation croisée sur une période de crue de l'année hydrologique 2015/2016 entre la pluie efficace (PE ; variable d'entrée) et la conductivité électrique (EC ; variable de sortie) pour les exutoires G1 (bleu) et G2 (rouge).

Comme pour les observations précédentes (année hydrologique, hautes eaux / basses eaux), le signal de corrélation croisée entre le débit et la conductivité électrique montrent une corrélation négative avec un $r(k)$ maximum de -0.69 atteint en 2.3 jours pour G1 et un $r(k)$ maximum de -0.71 atteint en 1.2 jours pour G2 (Fig. 66). On retrouve ce phénomène de dilution du signal chimique par l'augmentation du débit et donc l'augmentation des quantités d'eau.

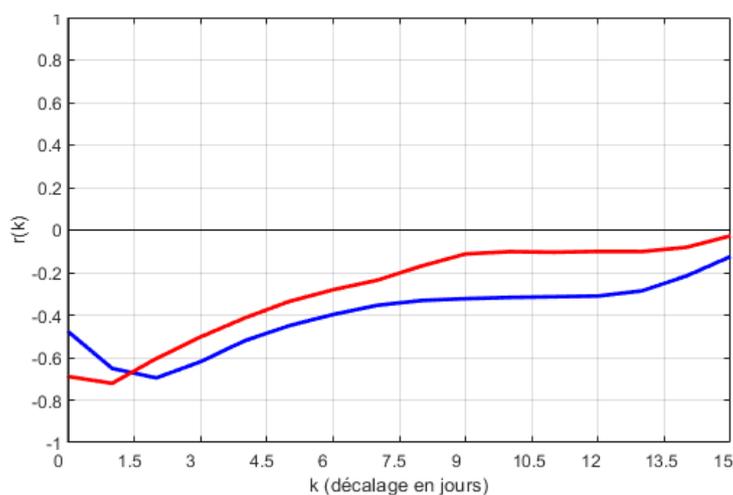


Figure 66: Corrélation croisée sur une période de crue de l'année hydrologique 2015/2016 entre le débit (Q ; variable d'entrée) et la conductivité électrique (EC ; variable de sortie) pour les exutoires G1 (bleu) et G2 (rouge).

3.2. Bilan : hydrodynamisme et chimie

Sur la base des observations précédentes, la corrélation entre la pluie efficace et la conductivité électrique mesurée dans les eaux de deux exutoires de la zone instable apparaît faible. En effet, les $r(k)$ sont relativement faibles, compris entre 0.2 et -0.2 (en moyenne entre -1.5 et 1.5 et avec un maximum à -2/2), sans tendance particulière. Les observations réalisées en période de crue restent toutefois intéressantes avec l'identification d'un potentiel effet piston en G1, en début d'évènement pluvieux, qui sera ensuite, au bout de 3 jours, dilué et la conductivité électrique baissera. Les eaux de G2, sont rapidement diluées par les précipitations (décalage de 1 jours et $r(k)$ significatif de -0.4).

Tableau 7: Résumé des valeurs de $r(k)$ et décalage des corrélogrammes croisés pluie efficace (PE) – conductivité électrique (EC). Les $r(k)$ max sont reportés avec leur décalage respectifs. Attention pour l'exutoire G1 en période de crue, deux pics avec deux $r(k)$ distincts sont rapportés.

| | Exutoire | r(k) | | Décalage | |
|---------------------------|----------|---------|---------|----------|-------|
| | | G1 | G2 | G1 | G2 |
| Année hydrologique | | > - 0.2 | > - 0.2 | 4-5 jrs | 1 jrs |
| Hautes eaux | | > - 0.2 | < 0.2 | 5 jrs | - |
| Basses eaux | | > - 0.2 | > - 0.2 | - | - |
| Crue | | - 0.2 | - 0.4 | qlq hrs | 1 jrs |
| | | - 0.2 | | 3-4 jrs | |

Les faibles corrélations obtenues entre la pluie efficace entrée et la conductivité électrique laisse l'hypothèse que les précipitations n'ont pas un effet direct sur le signal chimique des eaux et qu'un ou plusieurs autres paramètres ayant une influence sur la chimie doivent exister.

Par ailleurs, de ces corrélations ressort un décalage entre les deux signaux, G1 et G2. Il existe un déphasage de 1 à 3 jours entre G2 et G1. Ce dernier montre donc un léger retard par rapport à l'exutoire G2, en cohérence avec les observations précédentes pour les corrélations pluie efficace – débit dans lesquelles l'exutoire G1 présente un comportement plus inertiel que l'exutoire G2.

Lorsque l'on travaille sur les débits, la corrélation négative observée entre le signal entrant de débit et le signal de sortie de conductivité électrique reflète l'effet de dilution du signal chimique lorsque les apports d'eau sont importants (Tableau 8). On remarque donc une réactivité plus importante aux augmentations de débit pour l'exutoire G2 où la dilution se fera plus rapidement qu'à l'exutoire G1. Cela signifie que le temps de réponse est plus rapide à l'exutoire G2, par rapport à l'exutoire G1. De manière générale, un temps de réaction de l'ordre de quelques heures à 1 journée est observé pour l'exutoire G2. Pour G1, ce temps de réponse est de l'ordre de la journée à 4.5 jours au maximum. Ainsi le décalage observé entre les réponses des deux exutoires est de l'ordre de 1 à 4 jours.

Nous retrouvons ainsi le décalage de 1 à 3 jours, constaté précédemment lors des corrélations croisées pluie efficace – conductivité électrique, mais aussi constaté en partie II (bilan paragraphe 2.5) avec un décalage relevé de 2 à 3 jours.

Tableau 8: Résumé des valeurs de $r(k)$ et décalage des corrélogrammes croisés débits (Q) – conductivité électrique (EC). Les $r(k)$ max sont reportés avec leur décalage respectifs.

| | Exutoire | r(k) | | Décalage | |
|---------------------------|----------|--------|--------|----------|------------|
| | | G1 | G2 | G1 | G2 |
| Année hydrologique | | - 0.65 | - 0.50 | 1 jrs | qlqs hrs |
| Hautes eaux | | - 0.70 | 0.20 | 2 jrs | 10-20 jrs |
| Basses eaux | | - 0.79 | - 0.60 | 4.5 jrs | qlq hrs-1j |
| Crue | | - 0.69 | - 0.71 | 2.3 jrs | 1.1 jrs |

La figure 67 appuie également le dynamisme et la réactivité des exutoires avec une réaction plus rapide de l'exutoire G2 aux événements pluvieux. Ce constat se transpose également aux variations de conductivité électrique en réponse aux variations de débit.

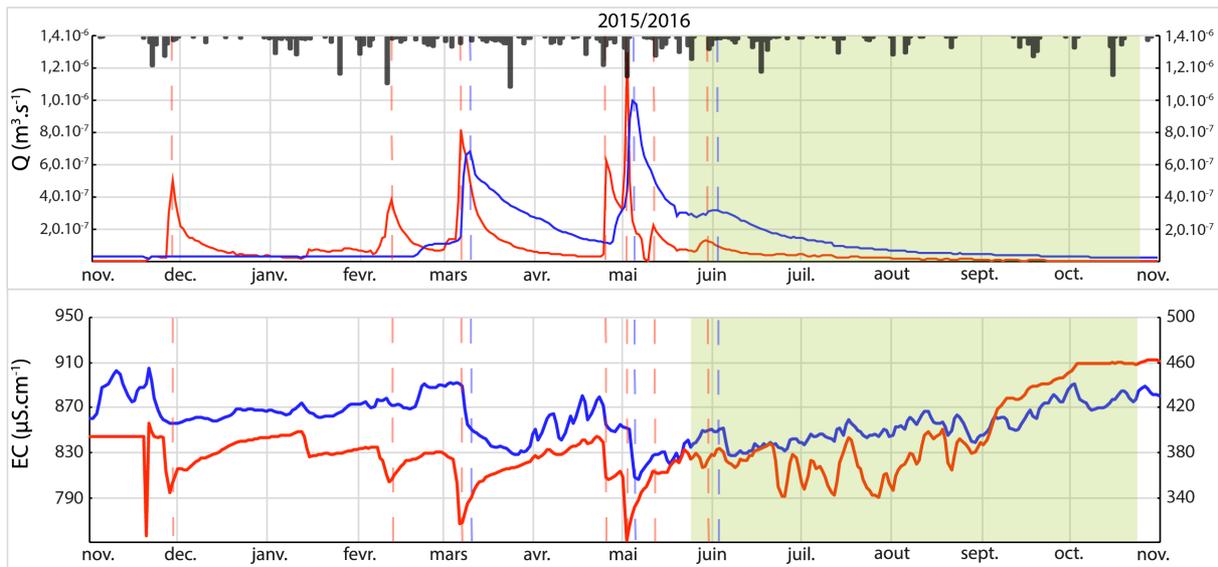


Figure 67: Chroniques de débit et conductivité des exutoires G1 (bleu) et G2 (rouge) pour l'année hydrologique (2015/2016) ; le signal des précipitations est ajouté à titre indicatif ; les pics de crue sont marqués par des lignes pointillées bleu et rouge pour G1 et G2 respectivement.

On constate une très bonne réactivité du signal de conductivité aux variations de débit (Fig. 67). Les variations de conductivités sont elles-mêmes influencées par les précipitations. Ces comportements sont très visibles pour les épisodes de crue "majeurs" de mars et mai 2016, où les variations de conductivité sont influencées par les variations de débit.

L'exutoire G2 est réactif très tôt aux précipitations du fait de sa réactivité et sa réserve limitée. L'exutoire G1 présente les premières variations de débit en mars, probablement en période où la réserve est pleine et fonctionne en débordement. En période de basses eaux (à partir de fin mai-début juin), les débits se tarissent mais des variations dans les signaux de conductivité électrique de chacun des exutoires s'observent. Ces variations peuvent être liées aux apports d'eau de précipitations qui vont diluer légèrement le signal de conductivité sans influencer les signaux de débit car les réserves ne sont pas remplies. Par ailleurs, durant ces périodes, le signal chimique des eaux sera plus influencé par l'interaction eau-roche en raison des faibles quantités d'eau et des vitesses de circulation réduites. Le signal chimique des eaux durant ces périodes sera influencé majoritairement par le réservoir et donc le substrat rocheux.

Ces observations sont appuyées par les constats réalisés précédemment dans les travaux de Lajaunie et al. (2019) (Fig. 68) qui montrent que pendant les périodes de hautes eaux, le niveau d'eau de l'aquifère est contrôlé par les précipitations et l'infiltration rapide, tandis qu'en période d'étiage, le débit est maintenu par la restitution de l'eau stockée dans la microporosité de la roche. Cette microporosité est caractérisée par une fonction capacitive importante et l'eau

présente une minéralisation importante, en raison de son temps de séjour élevé dans la roche. L'analyse conjointe de la variation du niveau d'eau et de la variation de la conductivité électrique (Fig. 68) illustre l'importance du drainage de la matrice microfissurée pendant la période de faible débit : l'augmentation de la conductivité de l'eau est la conséquence directe de la décharge de l'eau des microfissures (plus minéralisée).

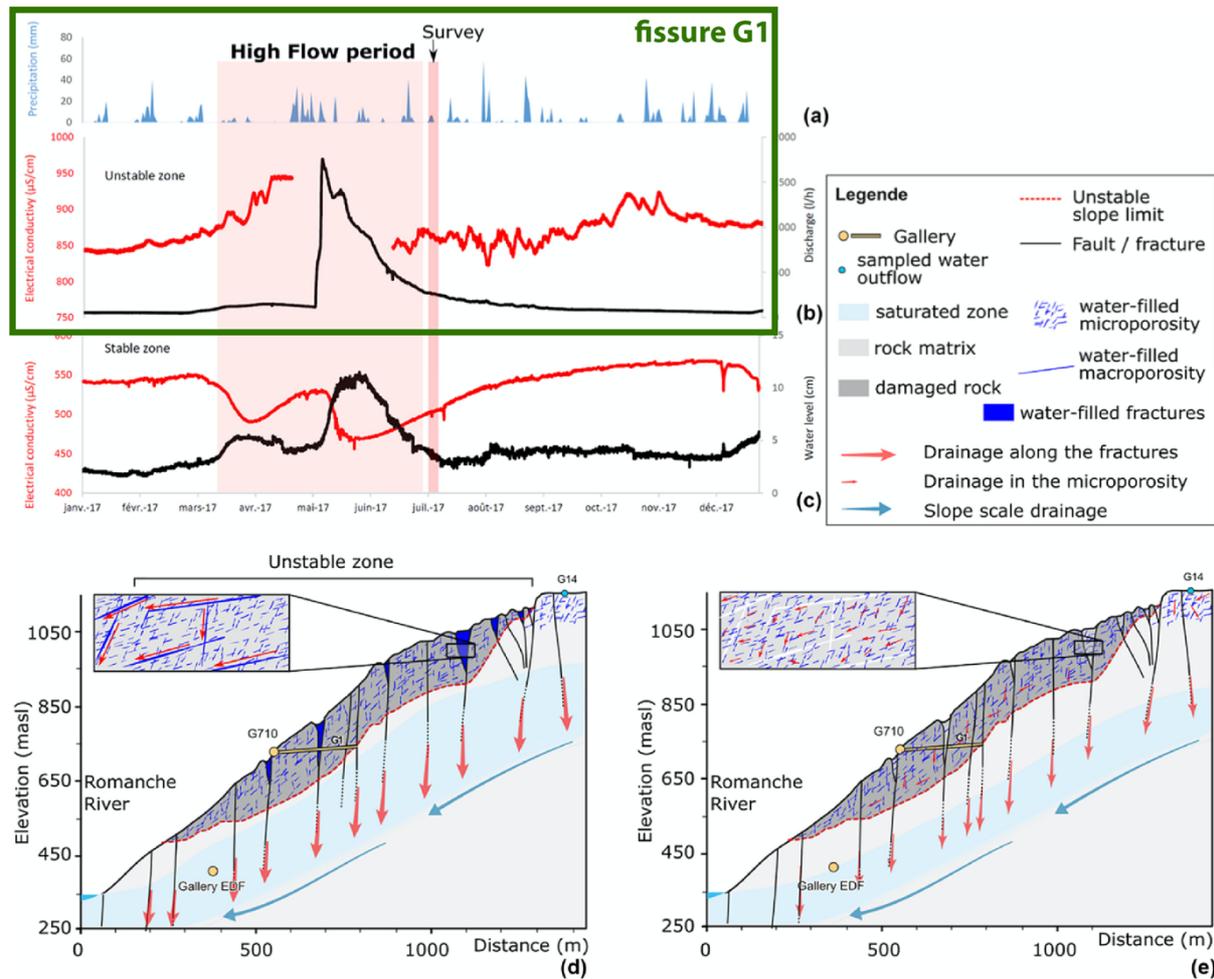


Figure 68: Issue des travaux de Lajaunie et al ; 2019. Mesures hydrogéologiques au cours de l'année 2017 et schéma conceptuel hydrogéologique. (a) Précipitations annuelles enregistrées au Mont Sec. (b) Conductivité électrique de l'eau et décharge dans la zone instable, enregistrées à la galerie G710 (**fissure G1**). (c) Conductivité électrique et niveau d'eau enregistrés dans la zone stable. Modèle conceptuel hydrogéologique du versant de Séchilienne pour les périodes de (d) haut débit et (e) faible débit (modifié d'après Vallet et al.2015).

L'origine des masses d'eau étudiées peut être décrite grâce à leur signature chimique, ce travail constitue le prochain paragraphe.

IV. ANALYSE DE LA RÉPONSE HYDROCHIMIQUE : ORIGINE DES MASSES D'EAU

Comme cité en première partie de ce manuscrit, Vallet et al. (2015) a identifié par la chimie des éléments majeurs 4 faciès chimiques reflétant les différentes lithologies que les eaux souterraines ont rencontré au sein du massif. La chimie des exutoires G1 et G2, échantillonnés dans la partie instable du versant, indique une conductivité électrique élevée (entre $300 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ et $850 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$), et montre une composition chimique qui varie d'eaux de type Mg-Ca-HCO₃-SO₄ à des eaux de type Mg-Ca-SO₄. Ces eaux présentent les plus fortes concentrations en SO₄²⁻, liées au contexte instable de la zone : l'ouverture de fractures favorisant l'altération de la pyrite présente au sein des fissures, fournissant ainsi des ions sulfates (Vallet et al., 2015). Ces eaux ont acquis leur minéralisation principalement par l'interaction avec le socle en raison du contexte instable qui favorise l'altération de ce socle, une influence des circulations provenant de la couverture sédimentaire située au sommet du versant est également à retenir.

Apport du traçage naturel

Les principaux traceurs naturels pertinents de l'étude physico-chimique, calés sur une étude hydrodynamique fine du système aquifère peuvent globalement être répartis en 4 catégories (Hunkeler and Mudry, 2007) : (1) ceux liés au sol (CO₂, le carbone organique, ...), (2) ceux liés à la roche carbonatée (HCO₃⁻, Ca²⁺, Mg²⁺, ...), (3) ceux liés à d'autres types de roches (K⁺, Sr²⁺, SO₄²⁻, ...) et (4) ceux liés aux activités anthropiques (pesticides, pollutions organiques, chlorures, nitrates). La lithologie des aquifères de socle est complexe, avec une minéralogie différente entre la matrice rocheuse et le remplissage des fractures (Guimerà et al., 1999 ; Güler et Thyne, 2004). Cette différence reflète une interaction eau-roche plus marquée au sein des fractures (formation de phases secondaires, temps de transit, surface de contact entre minéraux et eau).

Dans les aquifères de socle, la chimie des eaux sera donc marquée par les interactions eau-roche, conditionnées par un temps de séjour plus ou moins long au sein de l'aquifère, dépendant du degré de fracturation du massif et de la connexion entre les fractures (Bertrand, 2014).

Le suivi de la chimie des sources, notamment des éléments majeurs associé à un suivi temporel nous apporte des renseignements sur la structure et le fonctionnement des aquifères : la recharge, les mécanismes d'écoulement, le temps de transit, ou l'inertie du système. Ces mêmes traceurs analysés en période d'étiage seront plutôt le reflet des interactions eau-roche (origine et chemin de l'eau souterraine) du ou des aquifères.

4.1. Signatures hydrochimiques caractéristiques

La figure 69 synthétise les résultats d'analyses en éléments majeurs réalisées sur l'ensemble des prélèvements manuels (tous les 3 mois) et automatiques (tous les 4 jours) effectués au niveau des exutoires G1 et G2 entre octobre 2015 et novembre 2017. Les concentrations en éléments majeurs mesurées dans les pluies sont également représentées sur les figures par leur signal médian.

Le premier constat se fait par rapport au signal des précipitations : les eaux échantillonnées sont relativement bien minéralisées en comparaison aux valeurs mesurées dans les eaux de pluie qui sont très faibles. Le deuxième constat est que l'exutoire G1 est nettement plus minéralisé que l'exutoire G2 en raison de l'importante hétérogénéité du milieu liée au contexte fracturé et instable de la zone d'étude. Les circulations plus lentes au niveau de l'exutoire G1 favorisent la minéralisation des eaux par rapport à G2 où la réactivité du système et le transit rapide limitent la minéralisation des eaux.

De manière générale, G1 est plus concentré que G2 pour les éléments suivants : Ca, Mg, Na, SO₄, HCO₃, Sr. On observe une concentration équivalente entre G1 et G2 pour Cl, K, et, en G2 des concentrations plus fortes qu'en G1 pour K, F, NO₃ et SiO₂, ce qui traduit une variabilité minéralogique entre les deux exutoires. Le calcium, le magnésium ainsi que les sulfates sont les éléments dominants pour les deux exutoires. Une différence notable entre les deux exutoires, outre la concentration de ces éléments, est la teneur en silice qui est nettement plus forte en G2.

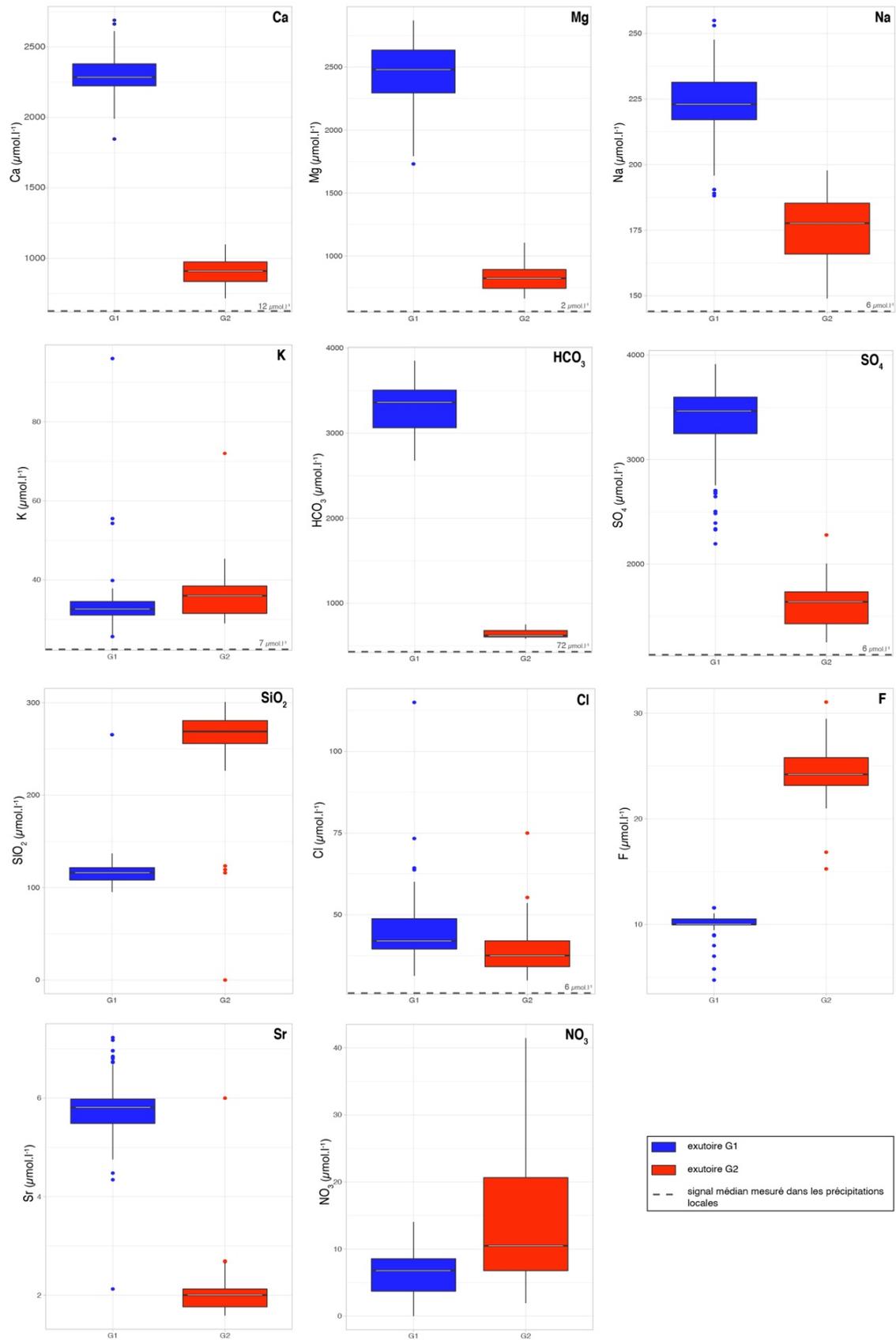


Figure 69: Boîtes à moustache (« Boxplot ») des éléments majeurs des exutoires G1 (en bleu) et G2 (en rouge). Les analyses chimiques ont été réalisées sur des prélèvements automatiques et manuels entre avril 2015 et octobre 2017. Pour chaque boîte à moustache, les points représentent les valeurs extrêmes mesurées ; le signal médian des précipitations a été ajouté à titre indicatif.

Les teneurs élevées en calcium (Ca) et bicarbonates (HCO_3) indiquent généralement une signature chimique correspondant à la dissolution de roches carbonatées. Les concentrations observées en Ca et HCO_3 sont plus élevées à l'exutoire G1 avec des valeurs médianes de 2285 et 3361 $\mu\text{mol.L}^{-1}$ pour Ca et HCO_3 respectivement contre des valeurs de Ca et HCO_3 de 909 et 621 $\mu\text{mol.L}^{-1}$ à l'exutoire G2. Une nouvelle fois, les plus fortes concentrations peuvent être expliquées par un transit plus lent à l'exutoire G1 (vis-à-vis de G2 où le transit se fait principalement au sein des fractures) mais aussi par des variations lithologiques plus importantes. Au niveau du versant de Séchilienne, cet apport en éléments typiques d'une signature carbonatée se fait principalement par la dissolution de minéraux carbonatés présent au sein des roches du socle constituant le massif : en milieu montagneux, la lithologie est contrastée par la déformation du milieu. Au sein de formations de socle, la calcite peut être disséminée au sein de microfissures et recristallisée au sein de filons (White et al., 1999) et la chimie de l'eau peut être marquée par une solubilité plus importante des minéraux carbonatés vis-à-vis des minéraux silicatés. La présence de veines de calcite secondaire au sein des micaschistes du socle confirme ce constat. La dissolution de calcite est la plus rapide dans les conditions de subsurface (Morse and Arvidson, 2002) vis-à-vis d'autres minéraux silicatés. La dissolution de minéraux silicatés contenant du Ca est également l'une des origines privilégiée pour la présence de calcium en solution dans les eaux de Séchilienne. Une plus faible partie de ces éléments est fournie par des circulations au travers de la couverture sédimentaire essentiellement carbonatée qui se situe au sommet du versant (Vallet et al., 2015).

Le strontium (Sr) peut se comporter comme un substitut du Ca dans les formations carbonatées. Par ailleurs, c'est un constituant primaire que l'on retrouve dans le gypse et l'anhydrite.

Le magnésium (Mg) montre un comportement similaire au Ca avec des valeurs médianes élevées de 2479 $\mu\text{mol.L}^{-1}$ pour G1 et 822 $\mu\text{mol.L}^{-1}$ pour G2 ; l'exutoire G1 montre toujours des concentrations plus élevées que l'exutoire G2. Le magnésium a une origine géogène compatible avec le contexte du versant de Séchilienne où la présence de dolomie a été identifiée au sein des formations carbonatées (Vallet et al., 2015 ; Bertrand et al., 2014). La présence de matériaux carbonatés est également identifiée au sein de fractures ouvertes, sous forme de remplissage détritique. Le Mg peut être également apporté par la dissolution de minéraux aluminosilicatés tels que la chlorite ou la phlogopite d'après Vallet et al. (2015).

La silice, présente en solution dans les eaux (SiO_2), est essentiellement liée à l'altération du socle, composé de roches silicatées, en l'occurrence ici des micaschistes. Les temps de séjours longs au sein des réservoirs seront favorables à de fortes teneurs en silice mais pas uniquement : la fracturation de la roche et son degré d'intensité est également à l'origine de plus fortes teneurs en silice. Ici, l'exutoire G2 montre une valeur médiane ($268 \mu\text{mol. L}^{-1}$) plus de deux fois supérieure à la valeur mesurée en G1 ($116 \mu\text{mol. L}^{-1}$).

L'importance de l'altération des silicates est illustrée en figure 70 qui montre que seule la dissolution de carbonates (calcite et dolomie) ne peut expliquer la composition chimique des eaux échantillonnées et que la dissolution de silice vient compléter la chimie des eaux.

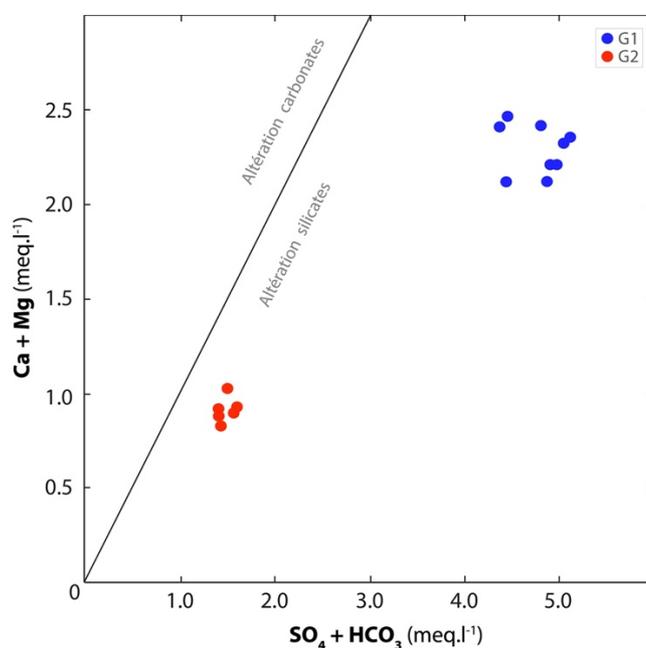


Figure 70: $\text{Ca}+\text{Mg}$ vs SO_4+HCO_3 pour les prélèvements manuels des exutoires G1 et G2 montrant l'influence de la dissolution de silicates (uniquement les prélèvements manuels sont utilisés car les ions bicarbonates sont disponibles sur ces prélèvements).

Un autre traceur significatif ici est l'ion sulfates (SO_4) avec des teneurs relativement élevées pour les deux exutoires, avec une fois de plus des valeurs plus importantes au niveau de l'exutoire G1 avec une valeur médiane de $3466 \mu\text{mol.L}^{-1}$ contre $1637 \mu\text{mol.L}^{-1}$ pour G2. Les sulfates sont, en milieu oxygéné, des traceurs conservatifs de l'infiltration.

De manière générale, les concentrations en sulfates dans les eaux peuvent avoir deux origines : des circulations d'eau au contact de formations évaporitiques telles que du gypse, ou des circulations d'eau au contact de sulfures telle la pyrite. Sur ce massif fissuré, les deux cas se présentent. Par exemple, des occurrences de formations évaporitiques du Trias ont pu être identifiées, en amont du versant, le long de fractures majeures drainant le massif et le versant (Barféty et al., 1972) ; cette origine sera discutée plus en détails dans le chapitre V du manuscrit.

Dans certains cas les sulfates peuvent provenir de contacts avec des minéraux sulfureux tels que la pyrite dans les roches de socle. En milieu instable, des variations de concentration en sulfates dans les eaux circulations au sein de la fracturation sont un très bon indicateur de la dégradation des versants (Binet et al., 2009 ; Bertrand et al., 2014 ; Vallet et al., 2015). La variation temporelle des concentrations de ces ions est dépendante de deux facteurs principaux : les conditions de circulation en milieu perméable qui favorise l'infiltration directe et l'interaction chimique eau-roche. Les variations de ces concentrations en sulfates sont expliquées par l'altération de la pyrite : des pics des concentrations en sulfates sont dus à la réactivation de nouvelles surfaces minérales lors du déplacement du versant instable qui génère un endommagement de la roche (Bertrand et al., 2014). Calmels et al. (2007) a par ailleurs observé des comportements similaires à l'échelle d'un bassin versant (Fig. 71) (bassin du fleuve Mackenzie). La diminution de ces concentrations est due au mécanisme même de l'altération de ce minéral : une couche d'oxyde de fer se forme à la surface lors de l'altération, isolant de l'eau les surfaces de la pyrite.

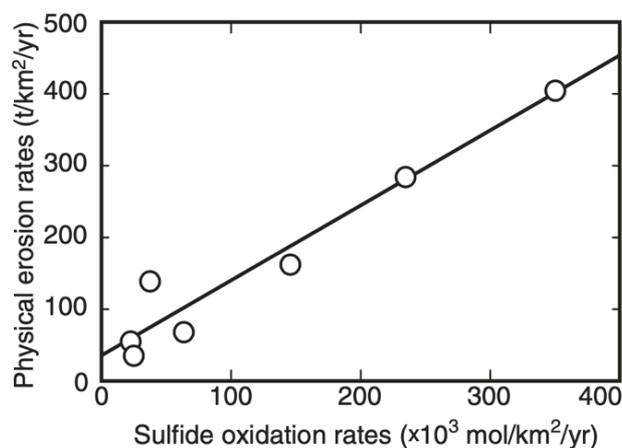


Figure 71: Lien entre les taux d'érosion physique, calculés à partir des rendements pluriannuels des sédiments fluviaux (Environnement Canada, 1998), et les taux d'oxydation des sulfures dans certains bassins versants du bassin du Mackenzie. Cette corrélation démontre que l'oxydation soutenue de la pyrite est favorisée par l'exposition continue des surfaces minérales fraîches (Calmels et al., 2007).

Au sein du versant instable de Séchilienne, Vallet et al. (2015) a démontré l'importance des sulfates en tant que marqueur de l'instabilité (Fig. 72).

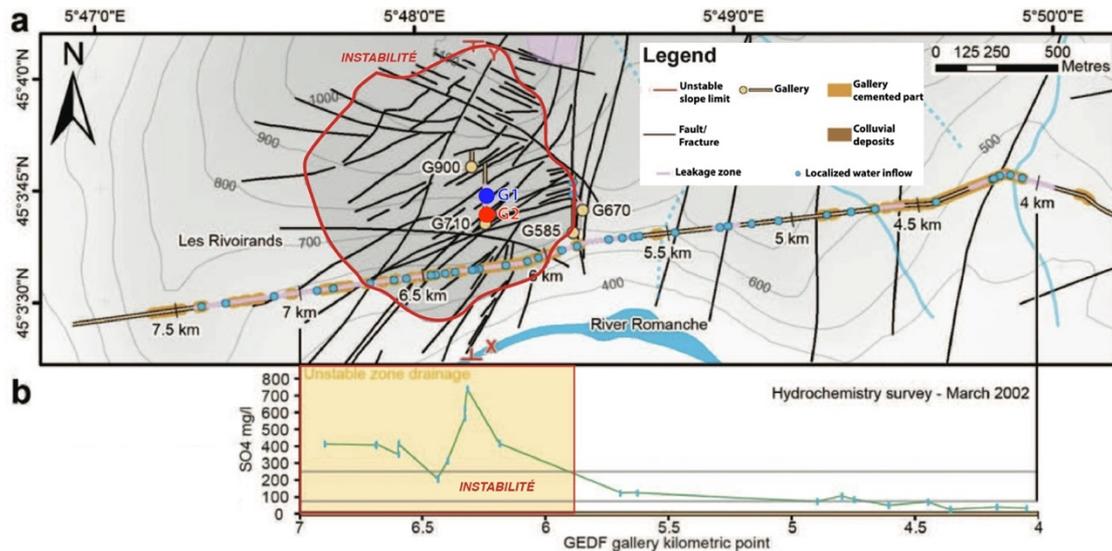
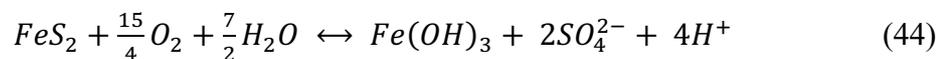
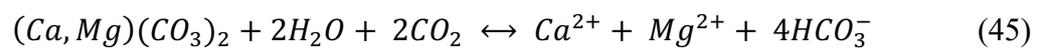


Figure 72: Étude de la galerie EDF sous le versant instable de Séchilienne ; a. Analyse spatiale des arrivées d'eau ; b. Concentration en SO_4 dans les eaux drainées au sein de la galerie EDF ; modifié d'après Vallet et al. 2015.

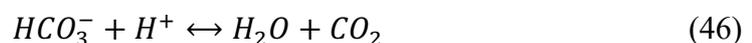
L'altération de la pyrite conduit à la libération de protons qui vont entraîner la consommation des ions bicarbonates issu de la dissolution des minéraux carbonatés (Bertrand, 2014). Par ailleurs le contexte majoritairement lié à une circulation au sein de la fracturation pour l'exutoire G2 justifie des teneurs plus faibles en HCO_3^- liées à l'altération de la pyrite au sein des fractures (réaction 44, 45 et 46).



(oxydation de la pyrite)



(dissolution de minéraux carbonatés)



Le sodium (Na) peut avoir une origine liée aux précipitations (sels marins), cependant au vu des teneurs observées dans les précipitations, appuyées par le graphe Na vs Cl en figure 73, les fortes teneurs en Na observées doivent être expliquées par une autre origine. Dans ce contexte instable où l'altération est importante, l'origine privilégiée du sodium est l'altération des minéraux silicatés du socle qui vont mettre en solution des ions Na.

Les chlorures (Cl) sont un élément conservatif et très soluble, c'est un très bon traceur naturel. Les teneurs en chlorures mesurées aux exutoires G1 et G2 sont supérieures à la valeur médiane des précipitations (Fig. 69 et 73), justifiant une ou des origines extérieures aux précipitations pour expliquer ces teneurs en chlorures.

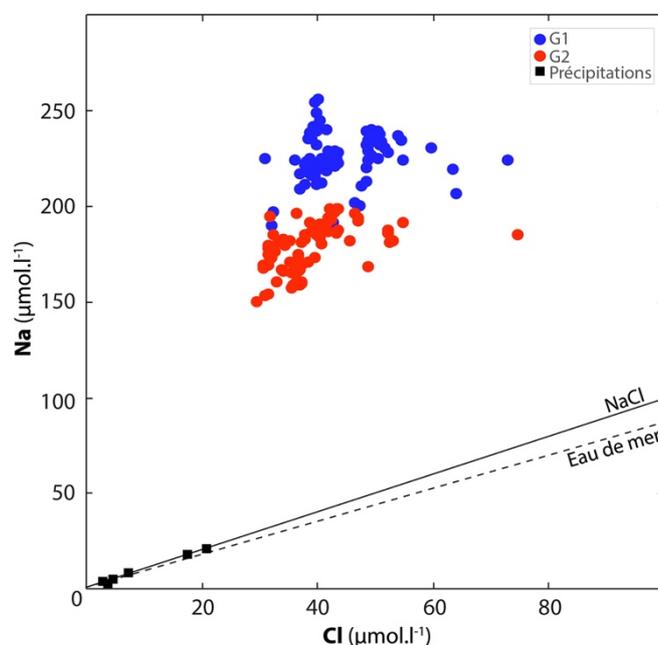


Figure 73: Na vs Cl pour l'ensemble des prélèvements aux exutoires G1 et G2 montrant l'importance du sodium et de la dissolution des silicates.

La figure 73 montre bien la forte contribution de sodium dans les eaux, cependant il ne faut pas exclure une potentielle origine liée au NaCl, dont les origines peuvent varier :

- Une origine liée aux précipitations (sels marins).
- Une origine anthropique dans laquelle on retrouve les rejets domestiques, certaines pratiques agricoles et le salage des routes (utilisation de NaCl en hiver sur les voiries) (Bakalowicz et al., 1996 ; Plagnes, 1997).

- Une origine géogénique liée à des inclusions fluides hydrothermaux libérées lors de l'altération des roches (cette origine pourrait également expliquer la présence de potassium ; cette hypothèse sera abordée de façon plus détaillée dans le chapitre V du manuscrit).

Les chlorures (Cl) et nitrates (NO_3), sont de bons traceurs de l'infiltration et des temps de résidence courts (eau de la zone non saturée) ; conservatifs en milieu oxygéné, ils signent les flux d'eau de lessivage du sol.

Les nitrates peuvent avoir plusieurs origines dans les eaux avec tout d'abord une origine atmosphérique que l'on doit retrouver dans le signal des précipitations, or ici les précipitations ne contiennent pas ou très peu de NO_3 . Ainsi une seconde origine est privilégiée pour les nitrates mesurés dans les exutoires G1 et G2 à savoir les sources agricoles : l'emploi d'engrais et fertilisant est à l'origine d'infiltrations de nitrates avec les eaux superficielles (lessivage des sols). Une autre origine peut être également liée à la biosphère avec la dégradation de la matière organique (ex. feuilles mortes en hiver). Les concentrations en NO_3 sont plus élevées en G2 (Fig. 69 et 74a), avec une large plage de valeurs et une médiane de $10 \mu\text{mol.L}^{-1}$ contre $6 \mu\text{mol.L}^{-1}$ pour l'exutoire G1. La réactivité de G2 liée à sa fracturation permettrait un transfert plus rapide des eaux de surface au travers de la roche.

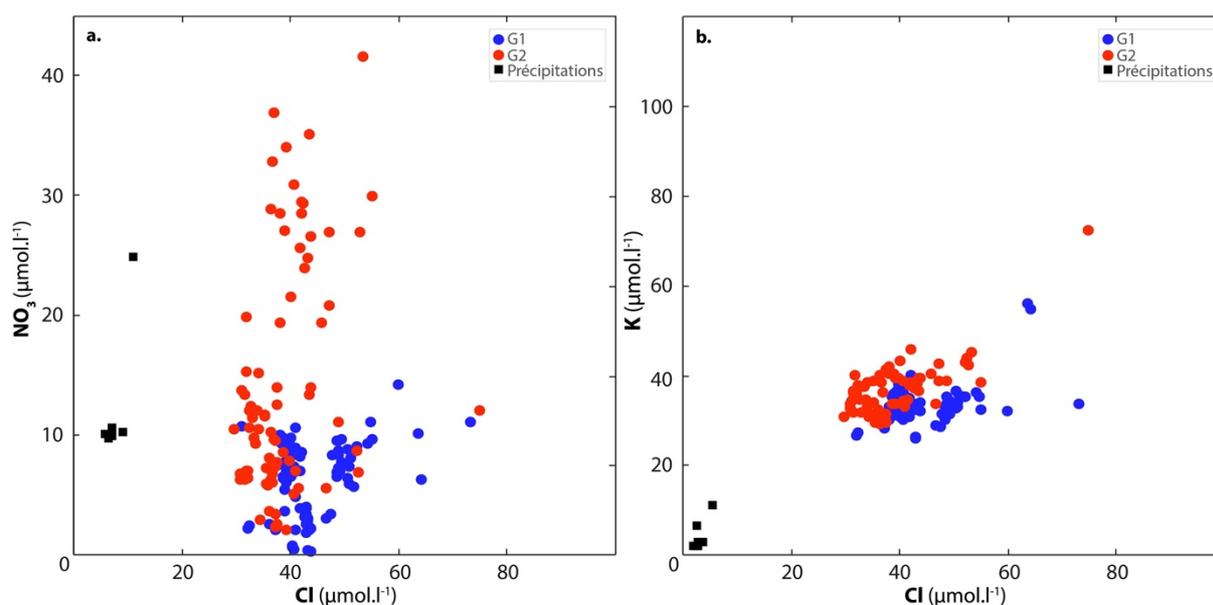


Figure 74: a. Cl vs NO_3 ; b. Cl vs K pour l'ensemble des prélèvements des exutoires G1 et G2 montrant l'influence du signal de surface au travers les ions K et NO_3 .

Associés au potassium (K), les chlorures peuvent avoir une origine anthropique et être issu de l'emploi certains sels de déneigement (composés d'un mélange KCl-NaCl) et de certains fertilisants agricoles. Ces origines anthropiques sont indiquées en partie par les valeurs extrêmes observées en potassium (Fig. 74b).

Le potassium (K) peut également, dans ce contexte, avoir une origine liée à l'altération de minéraux silicatés et provenir de l'altération du feldspath potassique (orthose) par exemple. C'est également un élément que l'on retrouve régulièrement dans les formations carbonatées. Le comportement du potassium est un peu plus délicat à interpréter car il participe au cycle de la matière vivante dans le sol.

4.2. Suivi temporel de la chimie

Dans cette partie, l'évolution temporelle des signatures chimiques des eaux des exutoires G1 et G2 est étudiée à partir de la composition chimique en éléments majeurs issue de prélèvements automatiques (réguliers ; tous les 4 jours ; L'élément HCO_3 n'est donc pas présenté dans ces suivis car il nécessite une analyse au plus tard dans les 48h) et manuels (tous les 3 mois) permettant de caler et « valider » ponctuellement les prélèvements automatiques. Les figures 75 et 76 présentent les chroniques de composition chimique des eaux durant l'année hydrologique 2015-2016, les lignes pointillées représentant les événement de crue ont été reportées sur ces chroniques. Les précipitations sont également présentées dans ces graphiques, à titre indicatif, ainsi que la distinction des périodes hydrologiques : hautes eaux – basses eaux.

Les éléments marqueurs des roches du réservoir sont reportés dans la figure 75 pour Ca, Mg, SO_4 , Na et 76 pour la silice uniquement, ils représentent la signature chimique des roches. La figure 76 quant à elle présente les chroniques de composition chimique des éléments considérés comme étant plutôt les marqueurs du transit des eaux de surface : K, Cl, NO_3 sauf SiO_2 .

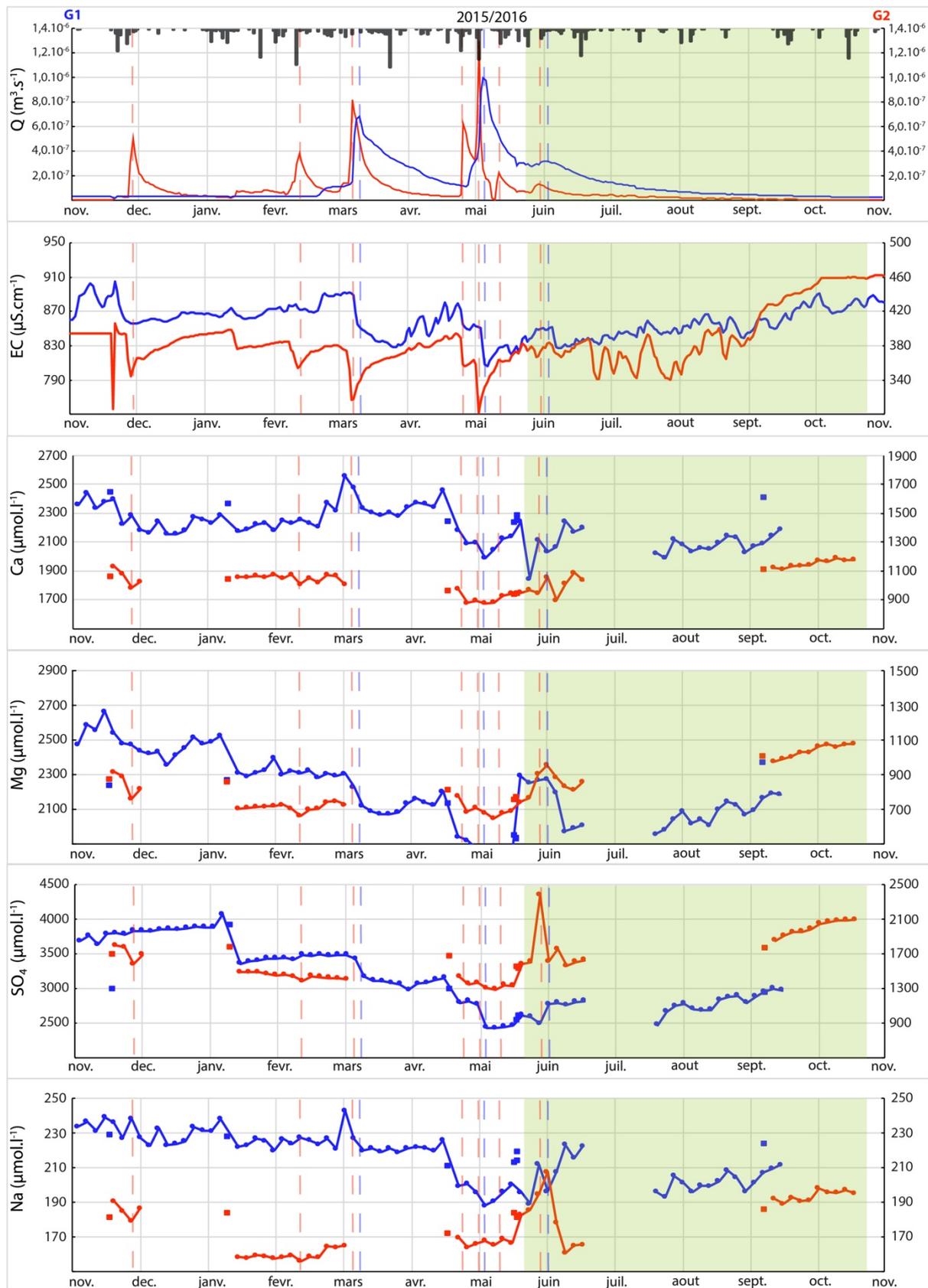


Figure 75: Évolution hydrochimique (Ca^{2+} , Mg^{2+} , SO_4^{2-} , Na^+) des exutoires de l'instabilité, G1 (bleu) et G2 (rouge), à partir des analyses réalisées sur les prélèvements automatiques (points reliés) et les prélèvements manuels et de crues (marques carrées). Les bandes vertes indiquent les périodes d'étiage.

Une tendance globale se dessine pour l'ensemble des éléments chimiques de chacun des exutoires avec une grande variabilité liée aux précipitations. Les variations de débits induites par les précipitations sont suivies de variations de la conductivité électrique et des concentrations en éléments majeurs pour chaque exutoire. Ces suivis temporels de chimie permettent de distinguer des variations dans la chimie entre les périodes de hautes eaux et basses eaux : les concentrations semblent diminuer avec le début de la période de hautes eaux puis augmenter de nouveau lors des périodes d'étiage. Cependant, les faibles débits durant cette période rendent la disponibilité d'échantillons plus incertaine d'où l'absence périodique de données durant la période estivale.

Les chroniques mettent en avant les grandes caractéristiques identifiées précédemment de ces deux exutoires avec notamment de plus fortes concentrations en éléments majeurs observées pour l'exutoire G1 (vis-à-vis de G2) en raison des temps de transit plus longs à ce niveau. Ces circulations prolongées favorisent les interactions eau-roche et vont ainsi charger les eaux dont le temps de résidence sera plus long. La dilution du signal chimique, pour les deux exutoires G1 et G2, est également marquée sur ces courbes avec la diminution des concentrations mesurées (pour chaque élément) et de la conductivité électrique en réponse aux augmentations de débits. Elle-même induite par l'infiltration d'eau lors des événements pluvieux.

L'analyse des chroniques de conductivité électrique pour les exutoires illustre leur dynamique de fonctionnement. En réponse à des événements pluvieux, l'exutoire G2 réagit rapidement et les décrues sont plus rapides qu'au niveau de l'exutoire G1. Par ailleurs, le signal de conductivité électrique de l'exutoire G2 montre des variations plus nombreuses et marquées qu'en G1 durant l'étiage : G2 semble plus réactif à l'évènement pluvieux que G1 avec des pics de dilution en réponse aux précipitations.

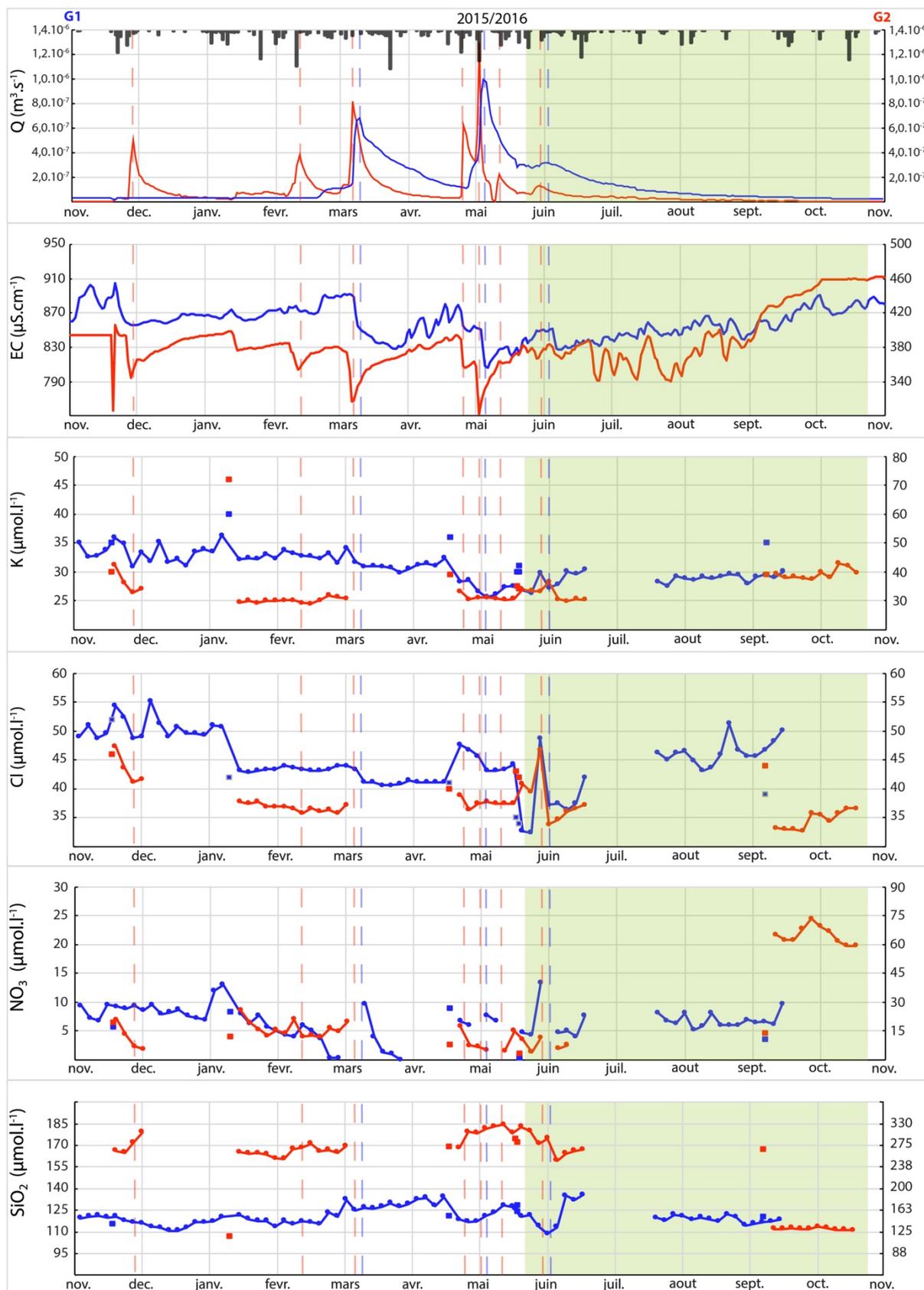


Figure 76: Évolution hydrochimique (Na^+ , K^+ , Cl^- , NO_3^- , SiO_2) des exutoires de l'instabilité, G1 (bleu) et G2 (rouge), à partir des analyses réalisées sur les prélèvements automatiques (points reliés) et les prélèvements manuels et de crues (marques carrées). Les bandes vertes indiquent les périodes d'été.

D'une manière générale, pour les éléments marqueurs du réservoir (Ca, Mg, SO₄, Na), une diminution des concentrations pour l'ensemble de ces éléments durant la période de hautes eaux est observée, pour chaque exutoire (G1 et G2). Cette diminution des concentrations se fait progressivement depuis le début de la période en novembre, jusqu'à la transition avec les basses eaux fin mai début juin. Ensuite, en période de basses eaux, les concentrations semblent de nouveau augmenter depuis le début de la période jusqu'à sa fin en octobre-novembre. Ces variations du signal chimique s'expliquent par deux phénomènes :

- Dans un premier temps, en période de hautes eaux, les importantes quantités d'eau de pluie qui vont s'infiltrer vont diluer les eaux initialement présentes dans la roche (eaux de la réserve), ce qui va donc diluer le signal chimique des eaux : les concentrations vont diminuer.
- Dans un deuxième temps, en période d'étiage, les eaux vont être principalement marquées par le signal chimique des roches constituant le réservoir en raison de la faible quantité d'eau et du temps de transit accru durant cette période : augmentation de l'interaction eau-roche induite par un temps de contact plus long. Ceci est vrai si les cinétiques de dissolution des minéraux sont grandes par rapport à la vitesse d'advection de l'eau. Pour les minéraux dont la dissolution est un phénomène rapide, on s'attend à ce que le temps de transit ne joue pas. Par conséquent, les concentrations en éléments chimiques marqueurs de la roche vont augmenter dans les eaux. Cette augmentation des concentrations en éléments se fait de manière synchrone à l'augmentation du signal de conductivité, montrant ainsi que la minéralisation des eaux est essentiellement portée par ces éléments.

Les éléments chimiques marquant les eaux de surface (Fig. 76 ; sauf SiO₂) semblent plus constants dans le temps que les éléments marqueurs des roches du réservoir (Fig. 75). Les nitrates sont relativement constants au long de l'année, avec quelques variations ponctuelles liées à des utilisations occasionnelles de produits contenant cet élément. Le potassium montre également une constance tout au long de l'année avec une période plus perturbée en hiver que l'on peut relier au salage des routes (utilisation de KCl). Le constat est similaire plus les chlorures avec des variations plus marquées en hiver (salage possible) et à la fin du printemps

(mai/juin) qui peuvent être dans ce cas liées à l'activité agricole. Globalement ces éléments ont une variabilité moins marquée que les éléments marqueurs du réservoir.

4.3. Analyses en Composantes Principales

L'analyse en composantes principales a pour objectif de discriminer l'origine des masses d'eau en fonction des paramètres physico-chimiques et de la teneur en éléments dissous. Elle permet d'étayer les constats effectués précédemment à partir de la chimie des eaux et de son suivi temporel.

La stratégie d'analyse utilisée ici est la suivante : la distinction des points de mesure (échantillons) est faite entre les points qui ont été prélevés en période de débits élevés et ceux prélevés en périodes de débits faibles. Ces deux périodes correspondant sensiblement aux périodes de hautes eaux / basses eaux d'un cycle hydrologique.

Cette méthodologie permet de visualiser l'existence de variations de la qualité des masses d'eau entre des périodes de débits élevés (marqueur de dilution donc du temps de transit) et des périodes de débits faibles (marqueurs des interactions eau-roche donc du temps de résidence). L'ensemble des échantillons utilisés dans cette analyse sont représentés sur les chroniques de débit dans la figure 77 suivante :

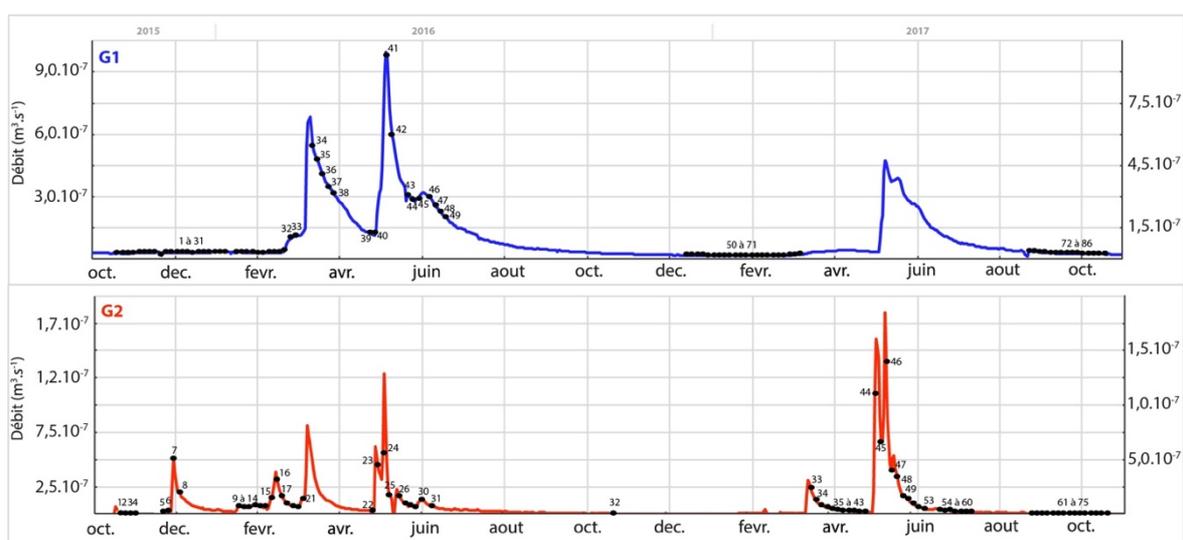


Figure 77: Débits des exutoires G1 et G2 entre octobre 2015 et novembre 2017 avec le positionnement des prélèvements (matérialisés par les points noirs accompagnés d'une numérotation) utilisés pour les Analyses en Composantes Principales.

Exutoires G1-G2

L'ACP présentée en figure 78 identifie clairement les exutoires G1 et G2 par un positionnement distinct dans le graphique des individus.

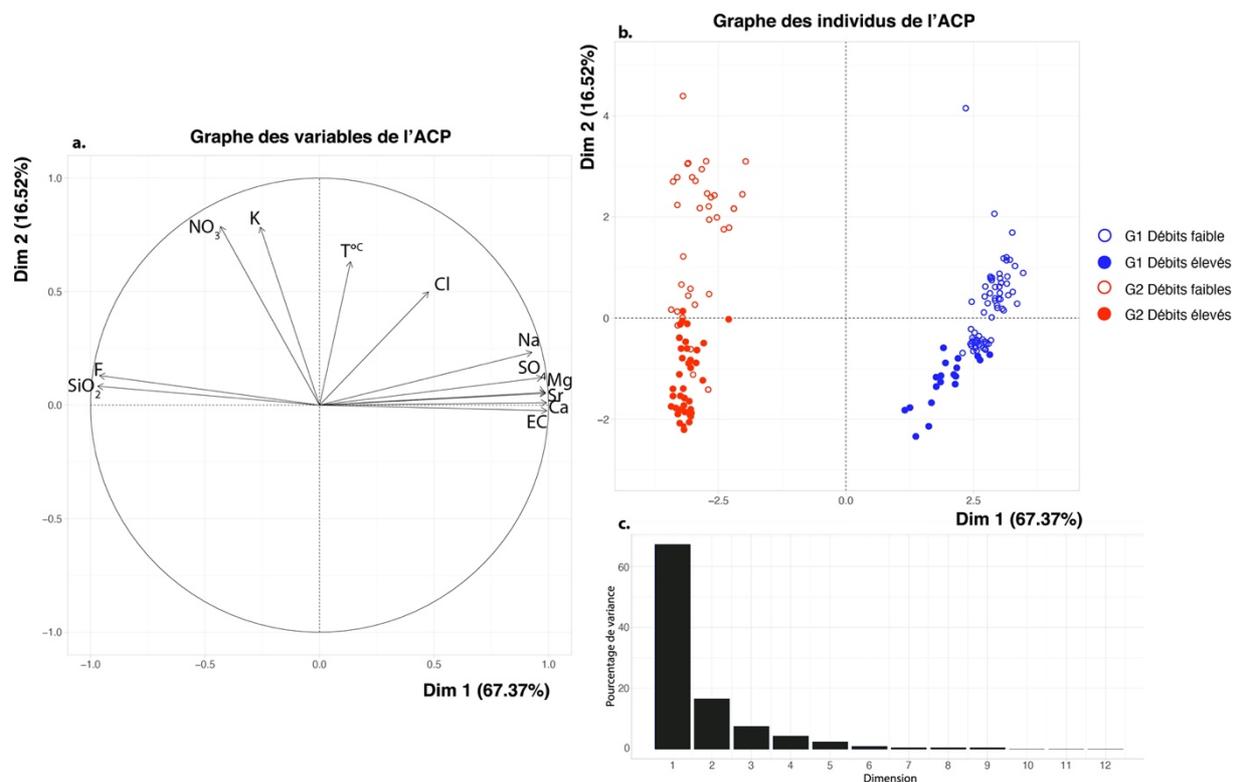


Figure 78: Analyse en composantes principales des exutoires G1 (bleu) et G2 (rouge) sur la composition chimique et les paramètres physico-chimiques (température $T^{\circ}\text{C}$, conductivité électrique EC) des prélèvements automatiques datés d'octobre 2015 à octobre 2017 ; a. Graphique des variables, b. Graphique des individus, c. Pourcentages de variance.

L'axe de la 1^{ère} dimension avec 67 % de la variance met en avant une très bonne corrélation entre la conductivité électrique et les éléments suivants : Ca, Mg, Na, SO_4 , Sr ; en opposition on retrouve F et SiO_2 . Cet axe peut être associé à la minéralisation des eaux avec une signature chimique qui sera très marquée par la minéralisation pour les individus se situant dans la partie droite du graphique. Les éléments NO_3 , K et dans une moindre mesure la $T^{\circ}\text{C}$, sont corrélés sur l'axe 2. Au vu de ce constat, l'axe 2 peut être assimilé à une influence d'eaux de surface. Ceci va permettre de distinguer les points qui seront marqués par un transit rapide des eaux avec pour les individus proches du signal de surface et par opposition, pour les individus de la partie inférieure du graphique, un transit plus long. La position de la variable Cl, entre les axe 1 et 2,

justifie la double origine des chlorures dans les eaux à savoir les eaux de surfaces (sels de déneigement, apports agricoles, etc.) et l'altération de roches contenant des minéraux composés de Cl.

Sur le graphique des individus, une très bonne distinction s'observe entre les deux groupes d'individus G1 et G2. Au sein de ces groupes une autre tendance est observable avec la séparation, entre les individus échantillonnés en période de forts débits et les individus échantillonnés en périodes de faibles débits. La distinction de l'ensemble des individus des exutoires G1 et G2 selon l'axe 1 indique une minéralisation plus forte à l'exutoire G1, comme l'ont démontré les observations des paragraphes précédents identifiant une circulation plus lente au niveau de G1, favorisant une interaction entre le réservoir et les eaux plus poussée. A l'opposé, les eaux de l'exutoire G2 sont moins minéralisées en raison d'une circulation plus rapide au sein de la fracturation. Ceci confirme que la minéralisation est plus importante dans l'exutoire G1 que dans G2 en raison d'un temps de résidence plus long. La distinction selon l'axe 2 des individus de haut débit et les individus de bas débit, pour G1 et G2, s'explique par une influence plus importante des eaux de surface en raison du fait qu'en période d'étiage, l'évaporation est plus importante et donc on concentre les marqueurs de surface dans les eaux d'infiltration.

Exutoire G1

Le pourcentage de variance exprimé par l'axe 1 est plus faible qu'observé précédemment avec 44,3% de la variance expliquée. L'axe 2 montre un pourcentage de variance de 17,8% (Fig. 79). L'axe 1 montre une assez bonne corrélation entre la majorité des variables ; avec quelques exceptions : Ca-Cl, T°C-Cl, Sr-Cl. La variable SiO₂ est mal représentée, car trop éloignée du cercle de corrélation ce qui la rend peu interprétable. De la même manière, il faut être prudent avec les variables F, K et EC qui sont "moyennement bien" représentées.

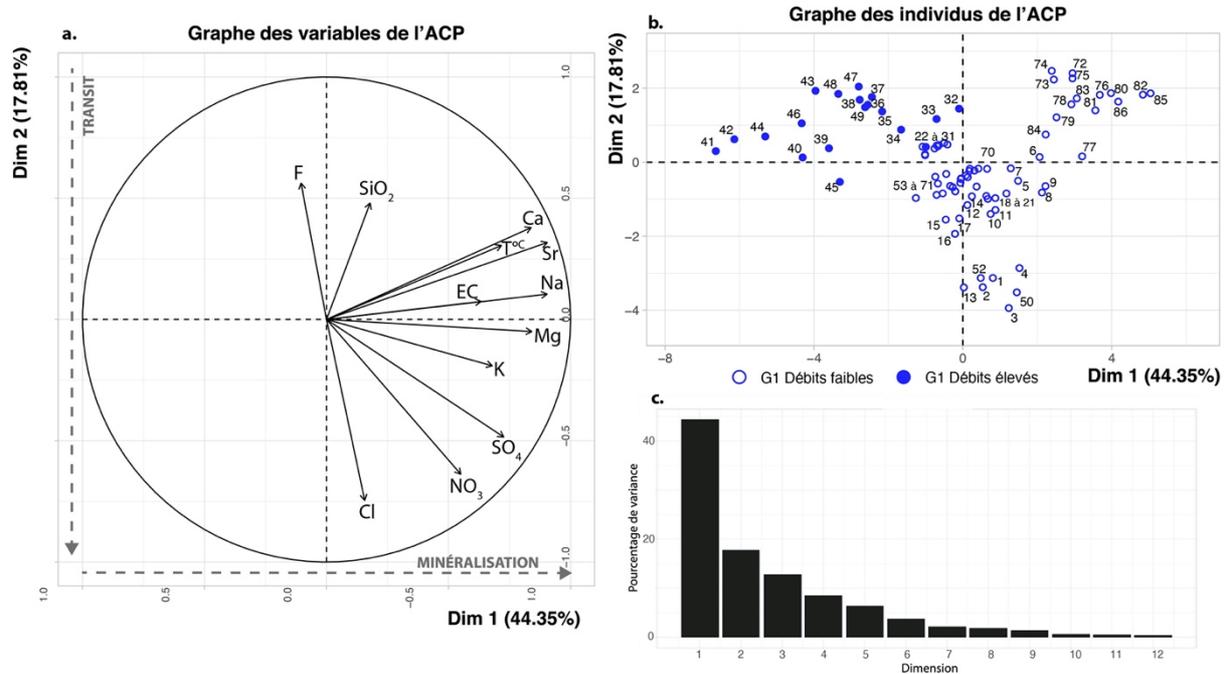


Figure 79: Analyse en composantes principales de l'exutoire G1 sur la composition chimique et les paramètres physico-chimiques (température T^{°C}, conductivité électrique EC) des prélèvements automatiques datés d'octobre 2015 à octobre 2017 ; a. Graphique des variables, b. Graphique des individus, c. Pourcentages de variance.

Avec une bonne corrélation de la majorité des variables ("utilisables") selon l'axe 1, ce dernier va représenter la minéralisation des eaux échantillonnées. Les différentes variables apparaissent cependant légèrement écartées entre elles selon cet axe, illustrant ainsi un signal de minéralisation plus diffus. Selon l'axe 2, les corrélations sont moins fortes. Les meilleures corrélations sont observées pour Cl et NO₃ qui sont des variables indiquant une influence des eaux de surface. Ainsi, les individus qui vont se placer vers le bas du graphique, selon l'axe 2, seront plus influencés par des eaux de surface. Le reste des variables est assez mal représenté selon l'axe 2.

Ainsi l'interprétation du graphique des individus permet une distinction assez nette entre les prélèvements de faibles débits et les prélèvements de forts débits. On peut donc bien différencier les hautes eaux des basses eaux dans la chimie de l'exutoire G1 :

- En période de faibles débits, les individus sont principalement marqués par une corrélation positive avec les variables selon l'axe 1, justifiant une minéralisation plus importante de ces eaux. Cette minéralisation plus élevée est expliquée par le

fonctionnement de cet exutoire en étiage, essentiellement basé sur la réserve comme nous avons pu le voir dans les paragraphes précédents. Au sein du réservoir, le temps de résidence des eaux est plus long et favorise l'interactions eau-roche. On constate deux ensembles dans les individus de bas débit avec un groupe fortement minéralisé et un groupe moyennement minéralisé. Ces deux groupes de bas débit correspondent respectivement à des années et périodes distinctes : décembre-mars 2016 (échantillons 50 à 71 Fig. 77 et 79) et septembre-octobre 2017 (échantillons 72 à 86 Fig. 77 et 79). La minéralisation plus importante en 2017 peut être liée à une moindre quantité de précipitations durant l'étiage, diminuant ainsi les quantités d'eau, les vitesses de circulation et favorisant l'interaction eau-roche. Les chroniques annuelles de précipitations présentées plus tôt en figure 42 confirment ce constat.

- Par opposition il est visible que les échantillons prélevés durant de forts débits montrent une minéralisation plus faible qui s'explique par la dilution du signal chimique des eaux lorsque les quantités d'eau sont importantes en périodes de forts débits. Les échantillons 41 et 42 échantillonnées lors de débits élevés montrent très bien cette dynamique de dilution (Fig. 79).

Entre ces deux pôles, se placent les échantillons ayant été prélevés lors de périodes dites intermédiaires, à savoir les phases de montée de crue et de décrue.

Selon l'axe 2, les individus de bas débit se dispersent avec un groupe de points fortement influencé par les variables Cl et NO₃ que l'on peut associer à un signal de surface (échantillons 1 à 4, 13, 50, 52 Fig. 77 et 79). Comme observé dans la figure précédente (Fig. 79), les eaux en période de bas débits vont plus facilement être influencées par des eaux de surface, notamment par l'effet d'une évaporation plus importante durant l'étiage qui va favoriser la concentration des éléments de surface dans les eaux.

Exutoire G2

L'axe 1 représente 55,1% de la variance totale. Il est important de remarquer que le pourcentage de variance de l'axe 2 est relativement faible (10,8% de la variance) tout comme les axes suivants (Fig. 80). Ainsi il sera plus délicat d'interpréter les variables et les individus selon l'axe 2 et les suivants ; les interprétations seront plus incertaines.

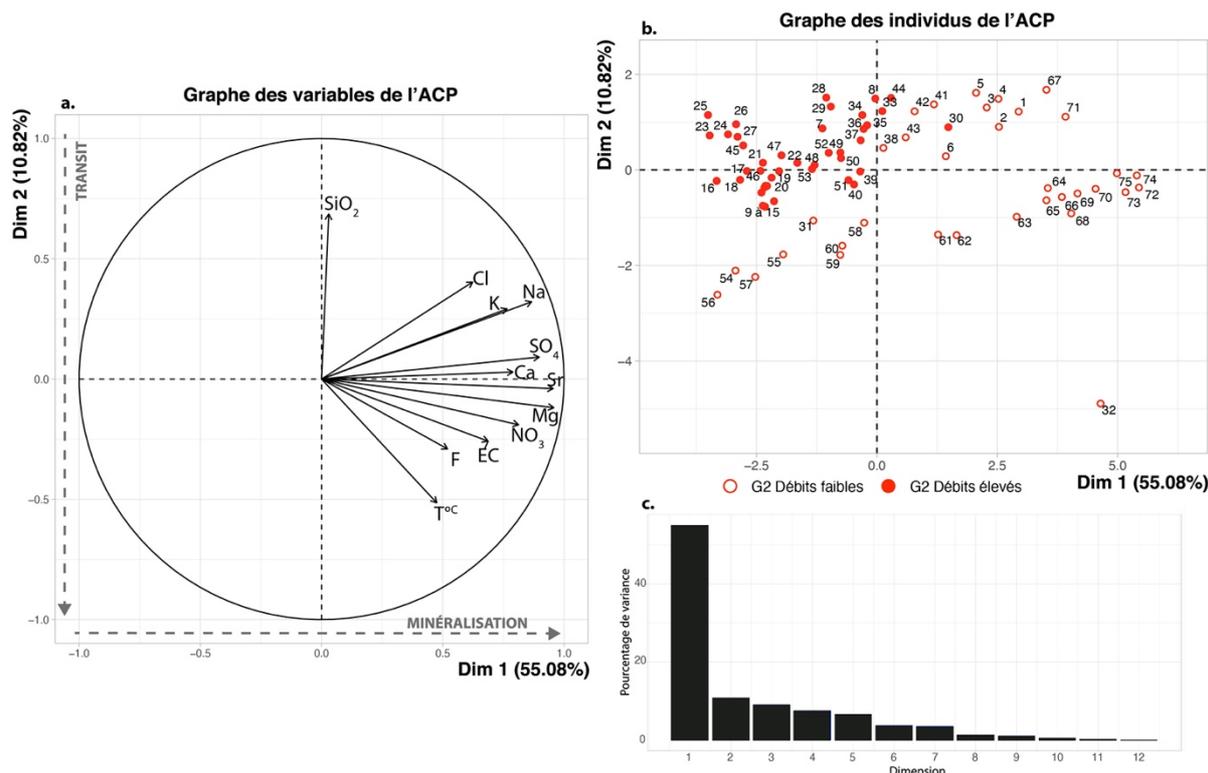


Figure 80: Analyse en composantes principales de l'exutoire G2 sur la composition chimique et les paramètres physico-chimiques (température $T^{\circ}\text{C}$, conductivité électrique EC) des prélèvements automatiques datés d'octobre 2015 à octobre 2017 ; a. Graphique des variables, b. Graphique des individus, c. Pourcentages de variance.

L'axe 1 montre une bonne corrélation de l'ensemble des variables excepté la variable SiO_2 qui est assez bien représentée selon l'axe 2. La variable $T^{\circ}\text{C}$ a une assez mauvaise corrélation selon l'axe 1 (0,5) mais aussi selon l'axe 2 (0,5). Il en est de même pour la variable F selon l'axe 1. Ces deux variables ne seront pas nécessairement prises en compte dans l'interprétation.

Comme précédemment, l'axe 1 caractérise la minéralisation des eaux, par la bonne corrélation entre les variables selon cet axe. Selon cet axe, les différents éléments chimiques sont relativement bien corrélés, révélant la minéralisation de l'exutoire G2 en lien avec son contexte

(circulation au sein de la fracturation). L'axe 2 semble caractériser des teneurs en silice élevées qu'il est difficile d'interpréter, d'autant que cet axe ne représente que 10,8% de la variance totale.

Premièrement, et comme constaté sur les précédentes ACP, les individus se distinguent en groupes selon leur période de prélèvement à savoir majoritairement à droite du graphique pour les débits faibles, révélant une plus forte minéralisation, et à gauche pour les débits élevés : une minéralisation plus faible est justifiée par l'augmentation des quantités d'eau qui vont diluer le signal chimique des eaux. Si l'on regarde plus en détail les dates de prélèvement, en se basant sur la répartition des échantillons au sein des chroniques de débit, on constate une répartition de façon groupée des individus.

Le contraste est assez net entre les différentes périodes de prélèvement. En effet, au centre du graphique se regroupent l'essentiel des individus qui correspondent à des périodes de transition, c'est-à-dire des montées de crues et des décrues (échantillons 27 à 43, 49 à 53, Fig. 77 et 80). Les valeurs de débit les plus importantes sont quant à elles situées dans la moitié gauche du graphique, illustrant bien une dilution du signal chimique.

Un autre groupe se distingue dans le cadre inférieur gauche, il s'agit d'un groupe d'individus prélevés en débits faibles (échantillons 54 à 60 Fig. 77 et 80). D'après leur date de prélèvement ces échantillons correspondent à très légère une reprise de crue durant une phase de décrue principale durant l'année 2017 ; ils pourraient être liés à un nouvel apport.

Durant les périodes de bas débits, les échantillons d'eau apparaissent plus minéralisés, sur la droite du graphique. On distingue au sein de ces points une répartition distincte selon les années avec les échantillons 61 à 75 datant de 2017, l'échantillon 32 de 2016 et les échantillons 1 à 5 datant de 2015. Le constat est le même que précédemment pour les eaux de 2017 de l'exutoire G1 avec une minéralisation plus forte que les autres années, probablement liée à une moindre quantité de précipitations durant l'année et en particulier l'été.

Cette minéralisation importante en période de basses eaux est justifiée, de manière similaire à l'exutoire G1, par une minéralisation des eaux liées à un transit limité été et une alimentation de l'exutoire basé ponctuellement sur la réserve (en G2 la réserve est limitée alors qu'en G1 la réserve fournit un débit de soutien tout au long de l'été).

Synthèse des observations

D'une manière générale il ressort de ces ACP une distinction bien marquée entre les exutoires G1 et G2, appuyant les observations des paragraphes précédents. La figure 78 montre très bien la distinction entre l'exutoire G1, apparaissant plus minéralisé de par son contexte de fonctionnement inertiel où les circulations sont plus lentes, favorisant la minéralisation des eaux, et l'exutoire G2. Ce dernier apparaît moins minéralisé, le transfert rapide au sein de la fracturation explique cette minéralisation moindre. La figure 78 illustre également un réel contraste entre hautes eaux et basses eaux, plus marqué pour G2. La réactivité du système à l'exutoire G2 induit un plus fort contraste entre les périodes hydrologiques : en hiver la forte quantité d'eau dilue le signal. Une importante réserve en G1 rend le signal un peu plus homogène tout au long de l'année, même si quelques contrastes bien marqués existent entre les périodes de forts et faibles débits.

La décomposition des ACP pour chacun des exutoires permet d'observer la dynamique des systèmes entre les périodes de hautes eaux et les périodes d'étiage. En G2, on remarque que la minéralisation est le critère de distinction essentiel entre les périodes hydrologiques. Une assez bonne répartition des exutoires entre un pôle dilué en haute eaux et un pôle minéralisé en basses eaux est visible. L'exutoire G1 montre une répartition qui se fait également entre ces deux pôles principaux, mais avec une dispersion plus grande et une distinction moins marquée (Fig. 79). De par sa dynamique inertielle, sa réserve importante, l'exutoire G1 rend la distinction entre des périodes de hautes eaux et basses eaux plus restreinte.

Quelques caractéristiques de la dynamique des exutoires ressortent également, à savoir que les eaux échantillonnées en montée de crue sont majoritairement marquées par un signal d'eaux de surface. Par opposition, les eaux échantillonnées en descente de crue seront plutôt caractérisées par le signal des eaux du réservoir, drainées au travers des microfissures. L'observation des chroniques de débit couplées aux chroniques de conductivité (Fig. 81 et 82), accompagnées du positionnement des échantillons le long de ces chroniques, nous permet de décomposer l'infiltration des eaux pour chacun des exutoires. Ainsi, pour chaque exutoire, nous pouvons définir différentes périodes liées à la dynamique des débits, à la période hydrologique et au type d'infiltration.

Exutoire G1

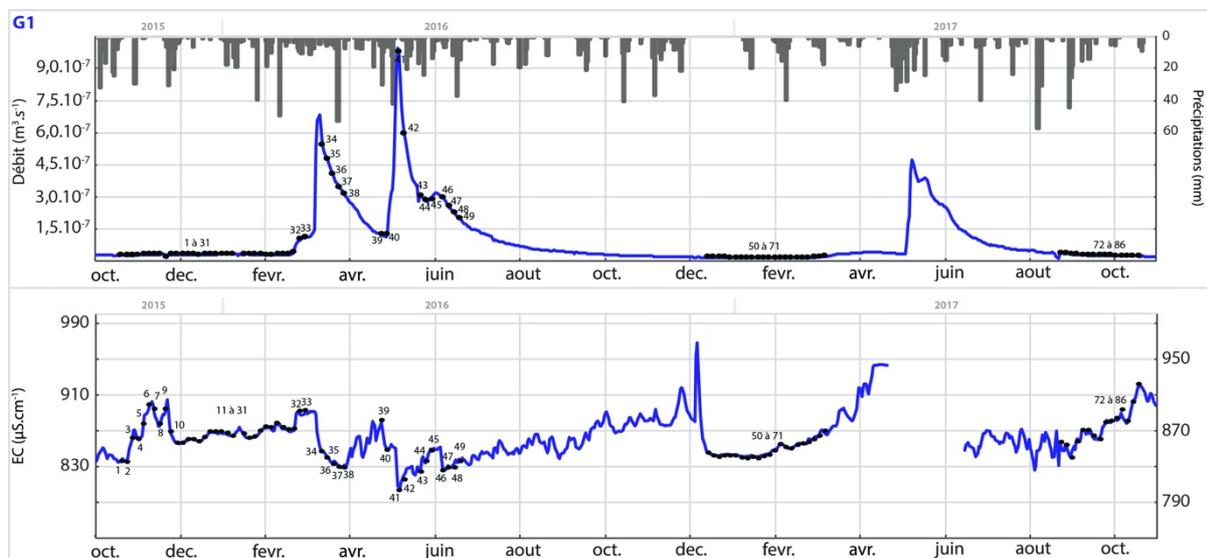


Figure 81: Débit, pluviométrie et conductivité électrique (E.C) de l'exutoire G1 entre octobre 2015 et novembre 2017 avec le positionnement des prélèvements (matérialisés par les points noirs accompagnés d'une numérotation) utilisés pour les Analyses en Composantes Principales.

Hautes eaux – Débits faibles – Novembre à février

Cette période correspond au début des hautes eaux, lorsque les précipitations augmentent en automne/hiver. Un premier épisode de dilution s'observe entre fin novembre et début décembre, sans variation de débit à l'exutoire (Fig. 81). Cette période correspond au début de la période hydrologique des hautes eaux, on observe ici le remplissage du réservoir, qui n'entraîne pas de variations de débit mais qui s'observe au travers une dilution du signal de conductivité électrique. Il s'agit de crues de reprise qui vont s'effectuer sans transfert de masse (pas de variations de débit) mais avec un transfert de chimie (dilution du signal de conductivité par l'infiltration d'eau de pluie). Ces périodes sont visibles sur la figure pour les groupes d'échantillons 1 à 31 et 50 à 71 (Fig. 81).

Hautes eaux – Débits élevés – Février à Juin

Lorsque la réserve est suffisamment remplie, les débits à l'exutoire vont augmenter de manière significative (toujours en lien avec des précipitations relativement importantes) jusqu'à un fonctionnement tel un trop plein. On observe donc à l'exutoire des augmentations importantes de débit, associées à une dilution du signal chimique et donc de la conductivité électrique.

Durant cette période, le temps de transit seront plus courts qu'habituellement, le transfert des eaux sera rapide, il s'effectuera au travers de la matrice rocheuse mais aussi au travers de la fracturation durant cette période.

Basses eaux – Débits faibles – Juin à Novembre

En étiage, la réserve est moins renouvelée qu'en période de hautes eaux, elle permet le maintien d'un débit de réserve tout au long de la période d'étiage. Les évènements pluvieux ne seront pas visibles sur les débits (réserve trop faible) mais diluerons le signal de conductivité électrique ponctuellement, expliquant ainsi les légères variations du signal durant cette période. La tendance générale durant cette période d'étiage est à l'augmentation du signal de conductivité : la baisse des débits et les temps de transit plus lents de l'exutoire G1 favorisent les interactions entre les roches du réservoir et les eaux qui le traversent, au sein de la réserve, induisant ainsi une augmentation du signal de conductivité. Les transits se font ici essentiellement au travers de la matrice rocheuse, justifiant des temps de circulation longs. Par ailleurs, l'évaporation est plus importante durant l'étiage, favorisant la concentration dans les eaux de surface d'éléments marqueurs du signal de surface Na, Cl, NO₃. Les échantillons 42 à 86 illustrent cette période en figure 81.

Exutoire G2

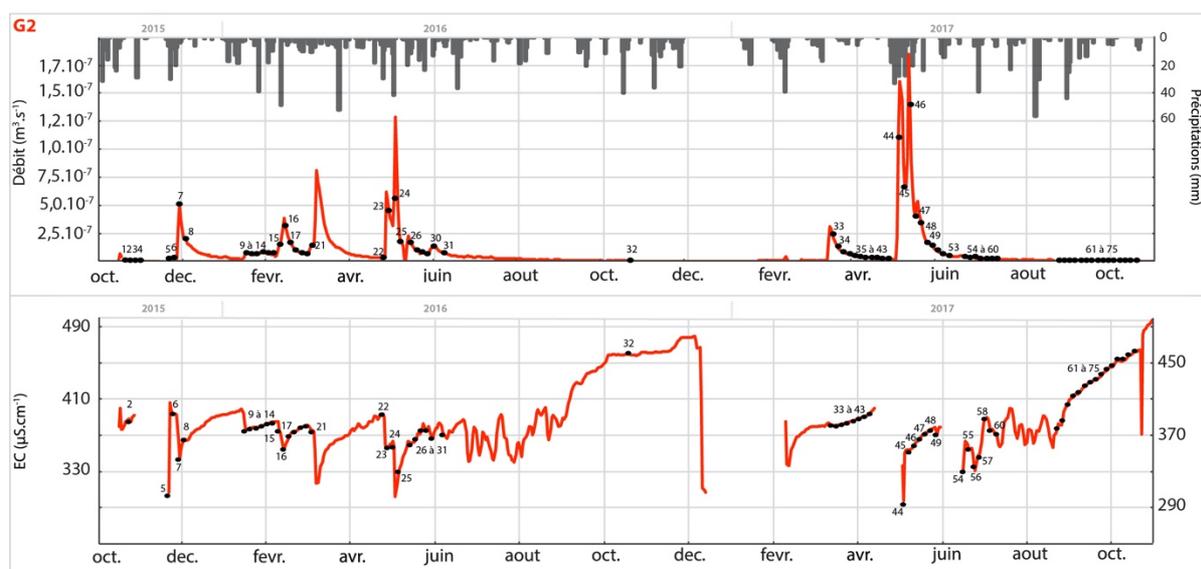


Figure 82: Débit, pluviométrie et conductivité électrique (E.C.) de l'exutoire G2 entre octobre 2015 et novembre 2017 avec le positionnement des prélèvements (matérialisés par les points noirs accompagnés d'une numérotation) utilisés pour les Analyses en Composantes Principales.

Hautes eaux – Débits élevés – Novembre à Juin

Durant les hautes eaux, l'exutoire G2 fonctionne de manière réactive avec des variations rapides et marquées des débits. En réponse à ces variations de débit, le signal de conductivité est dilué. Les signaux débit/conductivité sont quasi symétriques, avec une dilution très rapide en réponse à l'augmentation du débit, reflétant un transit rapide des eaux au niveau de l'exutoire.

Entre ces périodes d'augmentation de débit et diminution liée de conductivité, le signal chimique revient à son niveau de base, tout comme le débit.

Basses eaux – Débits faibles – Novembre à Juin

L'étiage est similaire à ce qui est observé à l'exutoire G1. Il est marqué par l'absence de variations de débit tandis que la conductivité électrique va varier en fonction des précipitations durant cette période. Cependant, ces variations ne seront pas aussi intenses qu'en période de hautes eaux. Durant l'étiage les débits sont très faibles voir nuls par moment, justifiant une réserve limitée, qui alimente partiellement et faiblement l'exutoire : le signal de conductivité électrique va augmenter en réponse à la minéralisation des eaux au sein de la réserve (échantillons 32 et 61 à 75 ; Fig. 82). Lors de précipitations, le transit des eaux (au travers de la fracturation) va diluer ponctuellement le signal de minéralisation des eaux fournit par la réserve.

Tout comme à l'exutoire G1, les éléments marqueurs du signal de surface seront concentrés en étiage (évaporation plus importante) dans les eaux d'infiltrations.

V. DISCUSSION

5.1. Comparaison avec les signaux enregistrés dans un exutoire du milieu stable

La dynamique des exutoires de l'instabilité présentée et étudiée dans les paragraphes précédents montre deux comportements que l'on peut distinguer selon l'exutoire avec : G1 inertiel, montrant de plus longs temps de transit et une réserve plus importante ; G2 réactif, avec des temps de transit plus réduits et une réserve plus faible. La chimie des éléments majeurs est principalement liée aux roches du réservoir ainsi qu'à la déstabilisation du versant avec des teneurs élevées en sulfates qui sont signe d'une fracturation importante, active et donc d'une déstabilisation. Par ailleurs l'analyse détaillée du fonctionnement hydrodynamique et de la chimie permet de caractériser des variations de chimie liées aux périodes de hautes eaux basses eaux. Ainsi G1 montre en étiage un débit soutenu par la réserve, qui va donc présenter une minéralisation plus élevée qu'en hautes eaux, les interactions eau-roche étant favorisées en période de basses eaux contrairement en hautes eaux où le signal se retrouve dilué. L'exutoire G2 quant à lui montre une faible réserve qui ne peut fournir un débit de soutien continu durant l'étiage. Les apports d'eau durant ces périodes de basses eaux se font principalement à la suite d'évènements pluvieux : l'infiltration d'eaux va ainsi chasser les eaux de la réserve, qui vont montrer une minéralisation plus élevée.

L'exutoire S10 est utilisé ici comme référence du milieu stable, il est situé dans le même contexte lithologique que les exutoires G1 et G2 à savoir un socle constitué de micaschistes, recouverts au sommet du versant par la couverture sédimentaire du sommet du Mont Sec. L'exutoire est situé au sein du même massif que G1-G2, sur le versant opposé à l'instabilité de Séchilienne (Fig. 83). Ce versant correspond à un milieu légèrement à moyennement fracturé, représentant un contexte stable d'un point de vue dynamique. Tout l'intérêt ici est de disposer d'un milieu "équivalent stable" au versant de Séchilienne lui instable ; permettant ainsi de comparer différents paramètres dans un même massif, entre un contexte instable et un contexte stable.

L'exutoire S10 est donc utilisé en tant que référence du milieu stable. Tout comme les exutoires G1 et G2, il dispose d'un suivi de la composition chimique des eaux avec des prélèvements

manuels effectués tous les 3 mois depuis 2010 en vue d'analyses en éléments majeurs. De plus, depuis mai 2017, l'exutoire dispose d'un suivi continu des hauteurs d'eau (pression hydrostatique) et des paramètres physico-chimique suivants : température et conductivité électrique. Nous utiliserons ici les données acquises entre octobre 2015 et novembre 2017 en ce qui concerne la chimie, et entre mai 2017 et mars 2018 pour la conductivité électrique et hauteur d'eau.

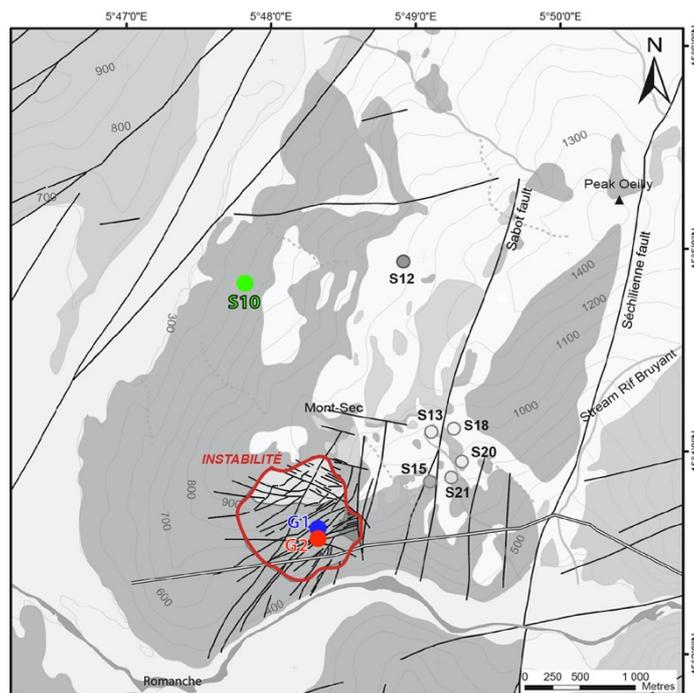


Figure 83: Localisation de l'exutoire S10 ainsi que des exutoires G1 et G2 au sein du versant instable de Séchillienne, massif du Mont-Sec.

Chimie des éléments majeurs

Vallet et al. (2015) a identifié les eaux de l'exutoire S10 comme des eaux riches en Mg-Ca-HCO₃, avec Ca et Mg en proportions similaires et une conductivité électrique allant de 200 $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ à 540 $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$. Ce sont des qui eaux ont transité par la couverture sédimentaire (carbonates, dolomite) et le substratum rocheux de micaschistes, dans un contexte stable. La figure 84 présente la chimie des éléments majeurs des 3 exutoires étudiés, à savoir G1, G2 et S10. L'exutoire S10 présente des variations de vis-à-vis des eaux du versant instable.

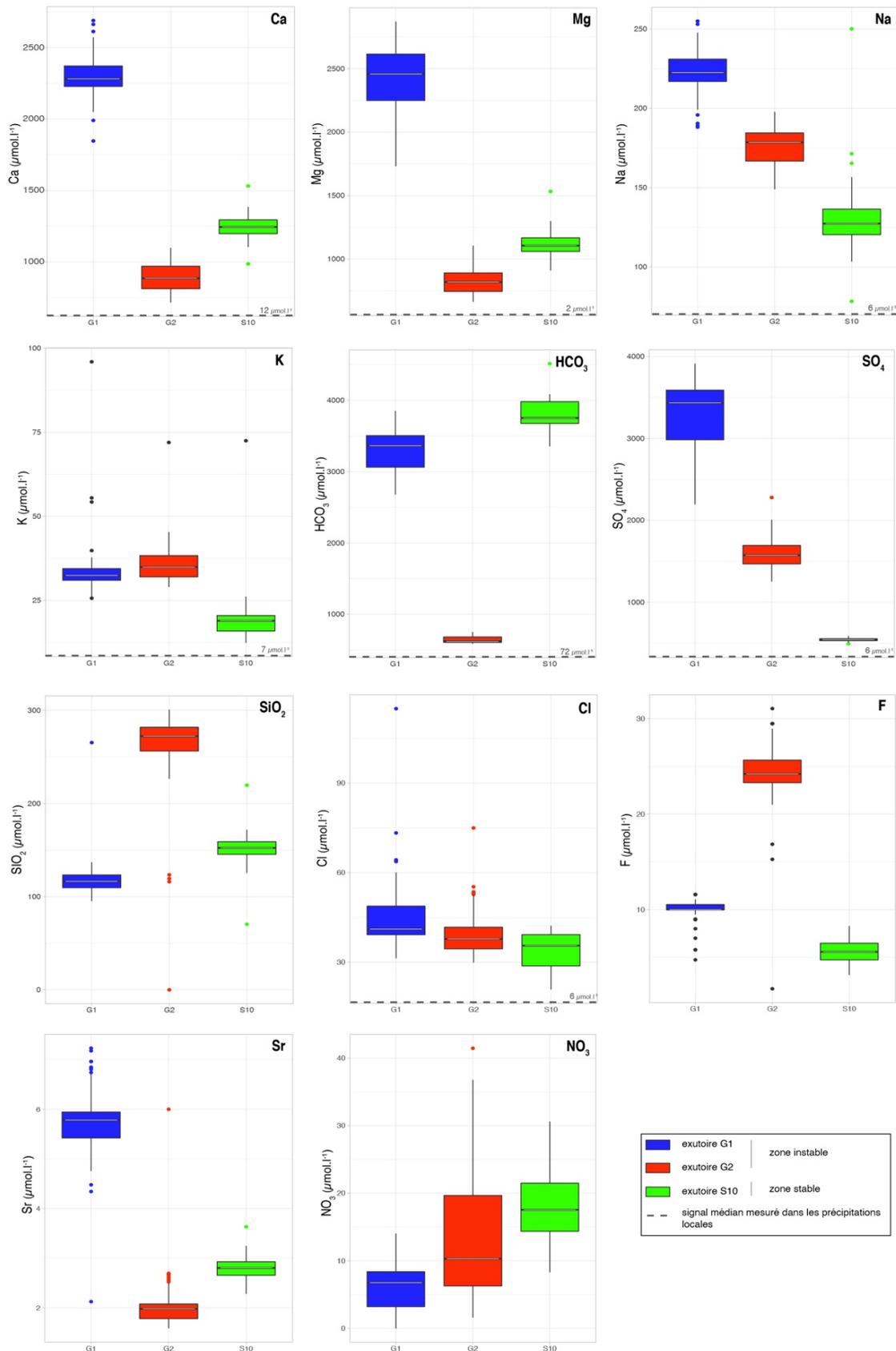


Figure 84: Boîtes à moustache (« Boxplot ») des éléments majeurs et traces des exutoires de la zone instable : G1(en bleu), G2 (en rouge) ainsi que pour un exutoire de la zone stable : S10 (en vert). Les analyses chimiques ont été réalisées sur des prélèvements automatiques et manuels entre avril 2015 et octobre 2017. Pour chaque boîte à moustache, les points représentent les valeurs extrêmes mesurées.

Les éléments Ca, Mg, Si et Sr montrent ici des concentrations intermédiaires entre les valeurs mesurées en G1 et G2. Ce qui indique que le temps de transit à l'exutoire S10 est intermédiaire à celui de G1 et celui de G2 : c'est un transit intermédiaire entre une circulation préférentiellement au sein de la fracturation et une circulation majoritairement au sein de la matrice rocheuse. Cela peut être une association homogène de ces deux modes de transfert : matrice rocheuse + fracturation.

S10 présente des concentrations en Na inférieures à G1 et G2 qui s'expliquent par le contexte stable du milieu moins, favorable aux processus d'altération des silicates (par opposition au versant instable ; G1 et G2). Les roches sont moins altérées, notamment les silicates (micaschistes) composant le socle. Les concentrations en sodium seront donc moins importantes par rapport à celles analysées en G1 et G2. C'est l'altération de la pyrite en milieu instable qui va favoriser l'altération des silicates, justifiant les concentrations plus élevées en Na dans les eaux de la zone instable par rapport à la zone stable.

Les concentrations en SO_4 viennent appuyer ce constat, l'exutoire a de très faibles teneurs en sulfates alors que les eaux de G1 et G2 sont plus concentrées. Ceci justifie très bien le contexte stable de l'environnement de l'exutoire S10. En effet dans le milieu instable, les concentrations élevées en sulfates dans les eaux circulations (au sein de la fracturation) sont un indicateur de la dégradation des versants (Binet et al., 2009 ; Bertrand et al., 2014 ; Vallet et al., 2015).

En contexte stable, les plus faibles concentrations sont expliquées par la dynamique du versant et des circulations d'eau. Le versant, ne se déformant pas, il ne favorise pas l'ouverture de nouvelles fractures et la mise à disposition de nouvelles surfaces d'altération. Ainsi, les circulations dans le versant stable se font majoritairement au sein du même réseau de fractures, ne favorisant donc pas la mise en solution de nouvelles phases minérales. En raison de l'altération de la pyrite, une couche d'oxyde de fer se forme en surface du minéral, isolant ainsi l'eau des surfaces réactives de la pyrite et induisant par conséquent des concentrations plus faibles.

Des concentrations plus élevées en HCO_3 pour S10 peuvent être expliquées par le contexte stable où l'altération est moins importante que dans l'instabilité. En effet, en contexte instable, l'altération de la pyrite et la succession de réactions chimiques qui s'en suivent vont entraîner

la consommation des ions bicarbonates issus de la dissolution des minéraux carbonatés (Bertrand, 2014) ce qui justifie des teneurs plus faibles en HCO_3 pour les exutoires G1 et G2.

Les effets des épandages agricoles semblent être plus ressentis dans les eaux de S10 avec des concentrations en NO_3 plus élevées que G1 et G2. Le lien avec le contexte est établi ici, notamment de par la présence d'habitations et champs (cultivés ou mis en pâture) sur le versant drainé par S10.

Chlorure et potassium ont, comme énoncé dans les paragraphes précédents pour G1 et G2, dans origines potentiellement météorique, anthropique (fertilisants, sels de déneigement) et naturelles liées (inclusions fluides). Le potassium peut également provenir de la dissolution de minéraux silicatés et formations carbonatées. Les concentrations en S10 sont plus faibles qu'en G1 et G2. Ces concentrations plus basses peuvent se justifier par une altération moins importante, ne permettant pas la contribution des inclusions fluides ou la dissolution de minéraux silicatés contenant du potassium.

Suivi temporel

Les données de débit et conductivité électrique pour l'exutoire S10 sont disponibles de manière continue entre mai 2017 et aujourd'hui. Pour garder la même gamme temporelle que les exutoires de la zone instable, seule la période 2017-2018 sera représentée. Afin de comparer ces données au milieu instable, les données sur la même période de l'exutoire G1 ont été ajoutées. Les données de l'exutoire G2 ne sont pas disponibles en 2018, il ne sera donc pas utilisé pour cette comparaison (oxydation de l'électronique du matériel en place sur site). Dans le cas de l'exutoire S10, les mesures de débit ne sont pas disponibles, cependant l'utilisation de la pression hydrostatique nous permet d'avoir une vision de variations de quantités d'eau à l'exutoire S10 et d'assimiler cela à des variations de hauteur d'eau mais aussi de débit.

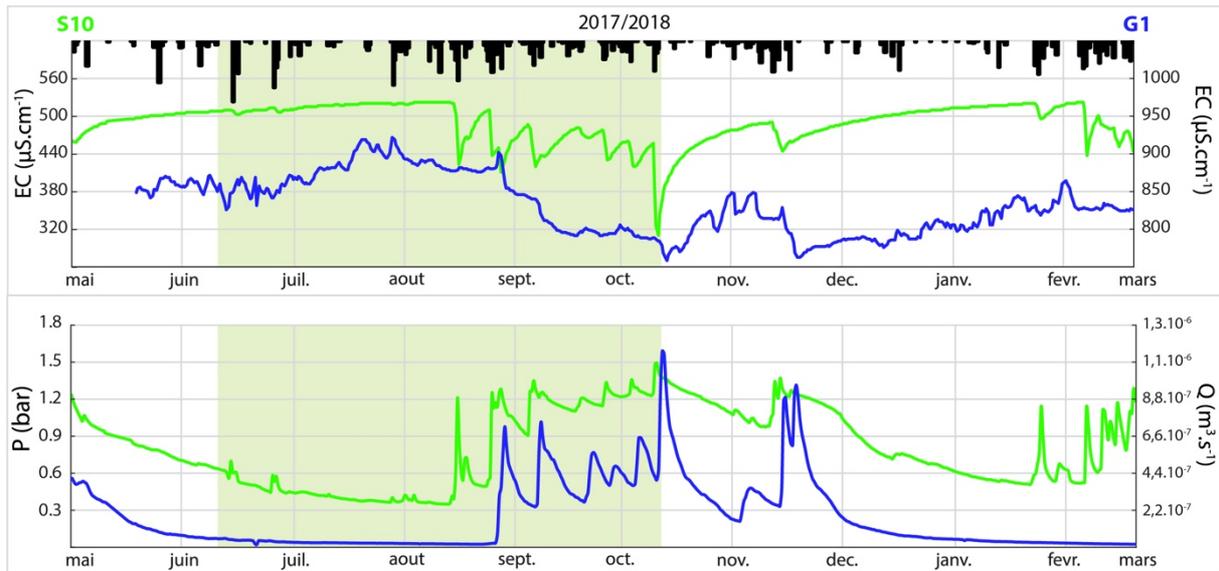


Figure 85: Chroniques de conductivité et de débits (G1) – hauteur d'eau (S10) des exutoires G1 (bleu) et S10 (vert) pour les années 2017/2018 (les mesures débutent le 12/05/2017 et se terminent le 12/03/2018 ; chaque graduation mensuelle est prise au 12 du mois) ; le signal des précipitations est ajouté à titre indicatif ; au point S10 les débits ne sont pas mesurés et seul le signal de pression est disponible, il peut être associé à des variations de hauteur d'eau et peut ainsi être comparé à des variations de débit.

L'observation des chroniques de S10 montrent une bonne corrélation entre la hauteur d'eau et la conductivité électrique avec une dilution du signal en réponse à des augmentations de hauteur et donc de quantités d'eau (Fig. 85). Le système semble réactif avec des variations de conductivité bien marquées qui augmentent rapidement puis reviennent à leur valeur d'origine de façon rapide également. Chaque variation de hauteur d'eau semble induire une variation de débit. Ce fonctionnement montre un réseau de fissures bien connectées, au sein d'un milieu bien organisé que constitue la zone stable.

La comparaison avec G1 montre une diminution progressive du signal de conductivité électrique pour cet exutoire, malgré les différents pics de débit que l'on peut observer. Le comportement inertiel de G1 est de nouveau visible ici.

La conductivité observée à l'exutoire S10 est presque deux fois moins élevée que la conductivité observée en G1 où l'influence de l'instabilité et de l'altération augmente la minéralisation des eaux.

L'influence de l'instabilité se lit sur les chroniques de conductivité électrique de chaque exutoire :

- S10 montre une conductivité électrique qui réagit rapidement aux épisodes de dilution et qui retrouve un signal d'origine rapidement. En basses eaux, après les épisodes de débits élevés et de variations importantes de conductivité, cette dernière retrouve rapidement son signal d'origine et reste stable dans le temps. C'est la stabilité du contexte, où le réseau de fractures est bien connecté, qui permet un transit et une réponse rapide des circulations d'eau au sein du massif.
- G1 montre un signal de conductivité au comportement plus inertiel, avec une dilution progressive des eaux durant les périodes de débit élevés. Le renouvellement des eaux est moins rapide. En comparaison avec S10, le signal de conductivité en basses eaux remonte plus lentement et de manière continue. La conductivité n'atteint pas de valeur maximale ici et continue d'augmenter jusqu'aux prochains épisodes de dilution. C'est l'instabilité du contexte qui va entraîner une minéralisation continue des eaux : l'altération provoquée par la déstabilisation du versant fourni de manière continue des éléments dans l'eau.

Par ailleurs des variations plus fines de la conductivité électrique apparaissent au niveau de G1 et ne sont pas visible à l'exutoire S10. Ces variations peuvent être liées à de légères dilutions en réponse aux précipitations mais leur fréquence laisse supposer que l'altération du milieu instable varie de manière constante entraînant, probablement en raison d'une activité plus ou moins intense de la dynamique du versant, une perturbation du signal chimique par une augmentation de l'altération (ouverture des fractures).

Bilan

Pour conclure, la comparaison des exutoires peut s'appuyer sur la chimie des eaux prélevées au sein des versant stable et instable. La minéralisation des sources du versant stable reflète l'altération des roches du versant en conditions "normales", sans déstabilisation.

La figure 86 montre le comportement intermédiaire de l'exutoire S10 vis-à-vis de G1 et G2. L'axe de la 1^{ère} dimension avec 60 % de la variance met en avant une très bonne corrélation

entre la conductivité électrique et les éléments suivants : Ca, Mg, Sr et dans une moindre mesure Na, SO₄; en opposition on retrouve F, NO₃ et SiO₂. Cet axe peut être associé à la minéralisation des eaux avec une signature chimique qui sera très marquée par la minéralisation pour les individus se situant dans la partie droite du graphique. L'élément NO₃ est modérément représenté et son interprétation est donc plus délicate. Les éléments K, Cl et dans une moindre mesure la T°C et NO₃, sont plutôt corrélés selon l'axe 2. Au vu de ce constat, l'axe 2 peut être assimilé au temps de transit en lien avec une influence d'eaux de surface pour les transits rapides, influencé par K, Cl, T ° et NO₃. A l'opposé, la partie inférieure du graphique indiquera des temps de transit plus longs.

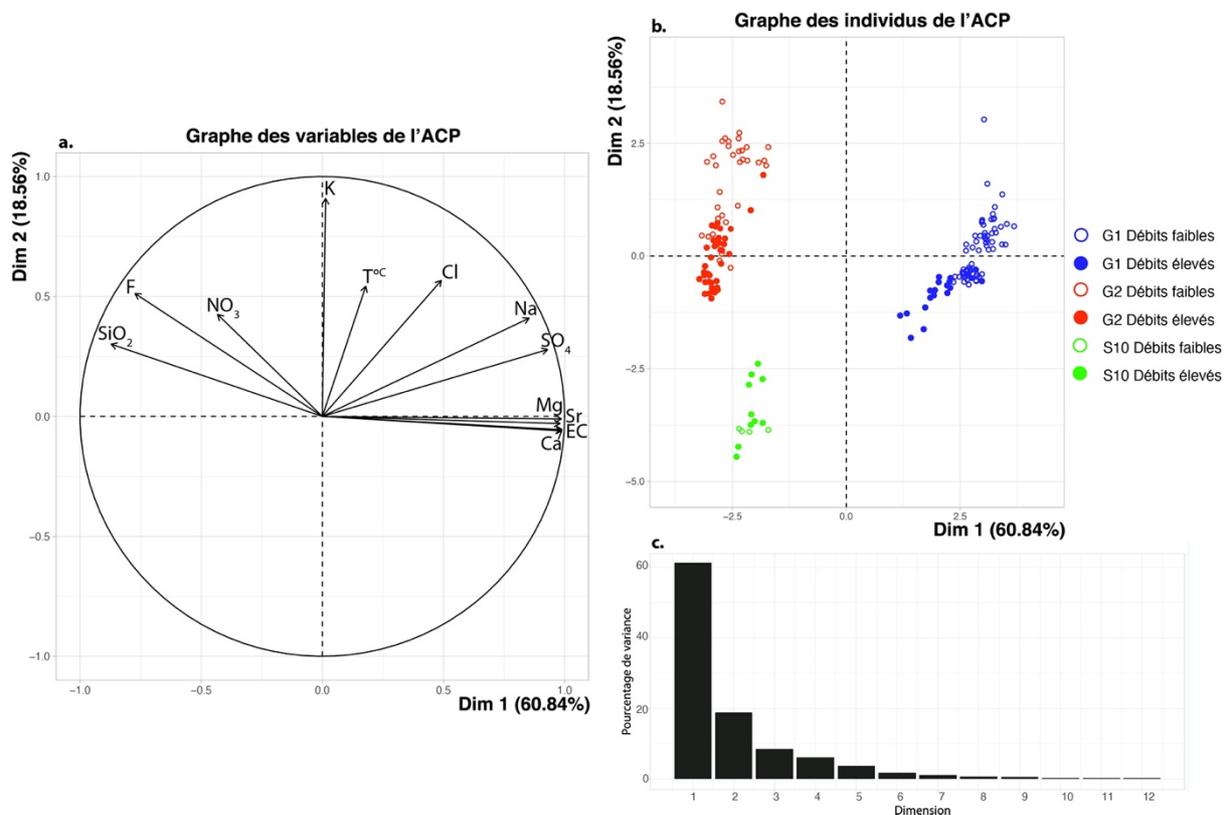


Figure 86: Analyse en composantes principales des exutoires G1 (bleu), G2 (rouge) et S10 (vert) sur la composition chimique et les paramètres physico-chimiques (température T°C, conductivité électrique EC) des prélèvements automatiques datés d'octobre 2015 à octobre 2017; a. Graphique des variables, b. Graphique des individus, c. Pourcentages de variance.

Le positionnement des échantillons de S10 révèle ici une minéralisation assez faible, en comparaison avec G1, et assez proche de G2. Contrairement à cet exutoire (G2), S10 est peu affecté par la minéralisation en raison de la faible cinétique d'altération des minéraux silicatés du contexte stable. En effet, le massif est essentiellement silicaté (à l'exception du plateau

carbonaté en sommet de versant ; Mont Sec), avec des vitesses de dissolution faibles pour les minéraux silicatés (White and Brantley, 1995 ; White and Brantley, 2003 ; Palandri et Kharaka, 2004). Ainsi en contexte stable, l'altération et la mise en solution de minéraux silicatés sera limitée par les faibles cinétiques de dissolution de ces minéraux. De plus, les surfaces offertes à l'altération restent identiques dans le temps et se situent dans la fissuration ; ce n'est donc pas un temps de transit rapide dans un massif déstructuré, comme en G2, qui explique cette minéralisation. Les temps de transit peuvent être plus longs en S10 que ceux observés pour les exutoires G1 et G2 où le transit sera favorisé par la déstructuration du milieu par l'instabilité. La différence de minéralisation est bien liée au degré de déstructuration du massif.

En contexte instable, la minéralisation est plus importante en raison de la déstructuration du milieu : l'augmentation de la charge dissoute et donc de la minéralisation peut alors s'expliquer par trois hypothèses (Baudement, 2012) (Fig. 87) :

- La déstructuration du massif peut entraîner la fermeture de fractures drainantes augmentant ainsi le temps de contact avec l'eau et la charge dissoute.
- L'ouverture de nouvelles fractures lors de mouvements augmente le temps de contact des roches avec l'eau qui va emprunter de nouveaux chemins au sein du massif et interagir avec de nouvelles surfaces.
- L'ouverture de nouvelles fractures, avec un jeu cisailant, réactive de nouvelles surfaces de contact permettant à l'eau de se minéraliser à nouveau.

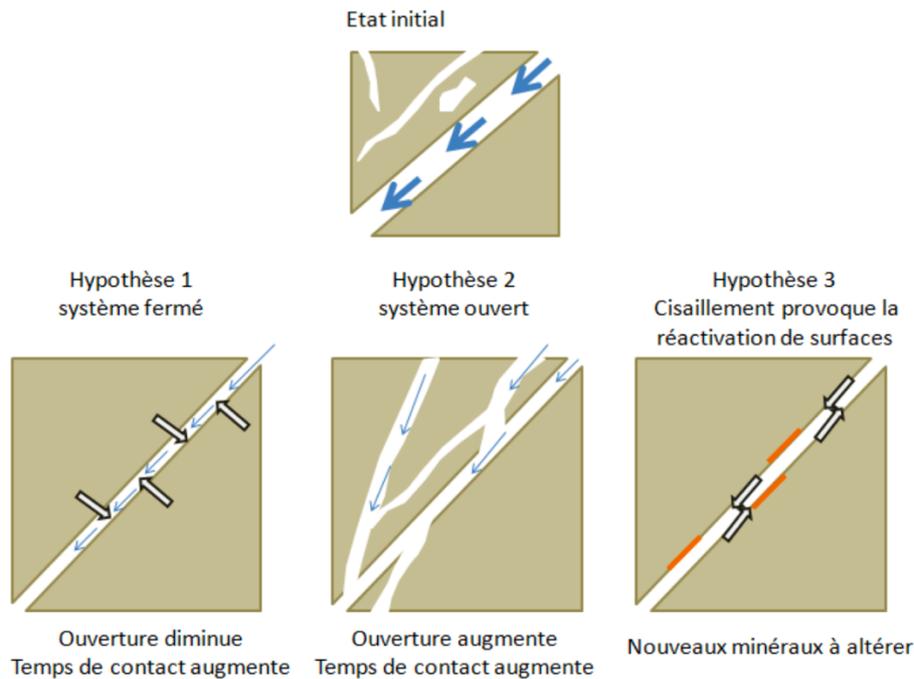


Figure 87: Hypothèses de variations des quantités de matière en solution (d'après Baudement, 2012).

Dans le milieu plus déstructuré que constitue l'instabilité, l'hétérogénéité du milieu et des circulations se fait à la fois au travers de la fracturation mais aussi au sein de la matrice rocheuse permettant le stockage de l'eau au sein de cette dernière. Dans ces zones décomprimées l'écoulement suit donc deux chemins permettant :

- Un stockage de l'eau au sein de fractures peu perméables et de la matrice, avec un transit lent
- Un faible stockage de l'eau et un transit rapide au sein du réseau de fractures ouvert et bien connecté

Par opposition au milieu instable, la minéralisation de l'eau en contexte stable va être contrôlée par la nature des minéraux formant les épontes des fissures, la taille des fissures et le temps de transit. Cette minéralisation est stable au cours du temps et ne varie que par l'effet de la dilution induite par l'arrivée des eaux de pluie. Dans ce système, le drainage est favorisé par une bonne organisation du milieu et une bonne connexion au sein du réseau de fractures liée au contexte stable et non déstructuré du massif sur ce versant. Les eaux circulant au sein de ce versant ont

une minéralisation plus faible que les eaux circulant au travers de l'instabilité en raison de la déstructuration du milieu et de son altération en conséquence.

Dans la zone stable, peu fracturée, l'eau circule au travers d'un réseau de fissures bien connectées et sera donc faiblement ou non stockée. Une faible partie de l'eau est stockée au sein de la microfissuration mais ne constitue qu'un très faible volume car la signature chimique de ces eaux n'est pas lisible dans le signal global.

L'étude du versant instable du massif de Séchilienne, comparée ensuite au suivi du versant stable de ce même massif permet de comprendre le fonctionnement hydrogéologie du massif stable, où les circulations ne fournissent que peu de réserve en eau. Il apparaît donc intéressant, dans un objectif de bonne gestion et exploitation de la ressource en eau dans ces milieux fissurés, de pouvoir caractériser ainsi l'hydrogéologie des milieux fracturés, stables et instables. En cas d'exploitation, seul le volume d'eau transitant au sein des fractures peut être pris en compte.

5.2. Contribution des isotopes stables de la molécule d'eau à l'étude hydrogéologique du versant de Séchilienne.

Cette partie constitue un complément à l'étude du fonctionnement hydrogéologique du versant de Séchilienne, il est basé sur l'utilisation des isotopes stables de la molécule d'eau afin de caractériser l'origine des eaux prélevées dans les différentes sources du versant. Un second intérêt est d'identifier des tendances et comportements tels qu'un effet saisonnier afin de caractériser le fonctionnement de l'aquifère et sa recharge. Les rapports isotopiques de $\delta^{18}\text{O}$ et de δD de l'eau aux exutoires dépendent de la signature isotopique des précipitations qui participent à la recharge de l'aquifère. Par ailleurs le $\delta^{18}\text{O}$ des eaux d'une source dépend normalement de l'altitude moyenne de l'impluvium de l'aquifère. Précédemment, Vallet et al. (2015) a pu estimer les altitudes de recharge des sources, à partir des $\delta^{18}\text{O}$ mesurés dans les eaux du versant de Séchilienne et démontrer ainsi que la recharge des eaux était principalement locale, avec une contribution cependant plus grande que la surface du glissement et correspondant au plateau carbonaté au sommet du versant (Fig. 88). L'infiltration des eaux se faisant majoritairement entre 1200 et 1500m d'altitude, correspondant respectivement au Mont Sec et un peu plus haut sur le versant, au niveau du Pic de l'Oeilley.

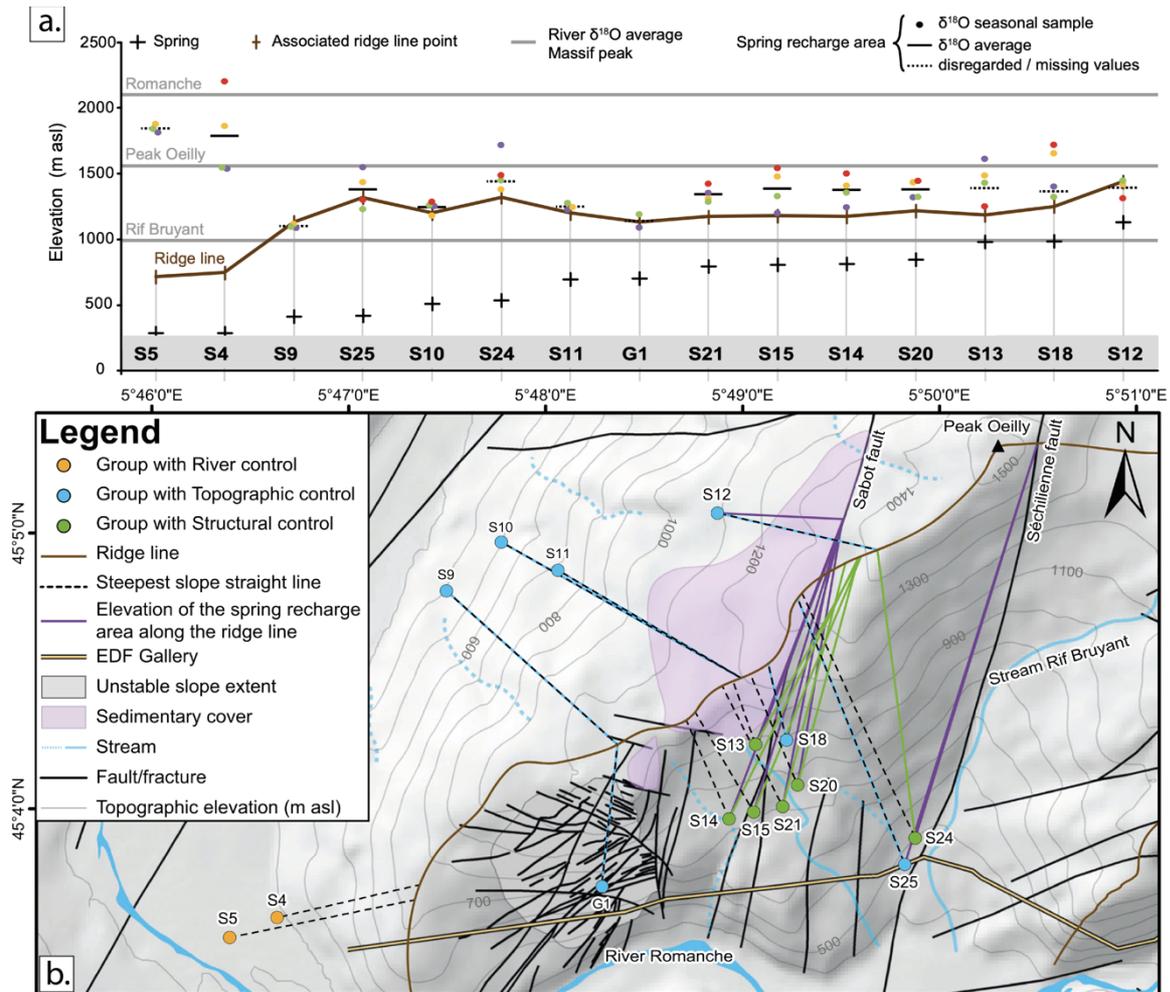


Figure 88: a. Altitude des sources estimée par le $\delta^{18}O$ reporté relativement avec l'altitude des sources, l'altitude de la ligne de crête associée, et l'altitude du réseau de surface estimée par le $\delta^{18}O$ (Romanche et Rif Bruyant) ; b. Analyse spatiale de l'altitude estimée par le $\delta^{18}O$ de la zone de recharge. (Vallet et al., 2015).

Vallet et al. (2015) a par ailleurs montré que les gradients d'altitude sont influencés par les variations saisonnières, avec différents gradients selon les saisons (Fig. 89).

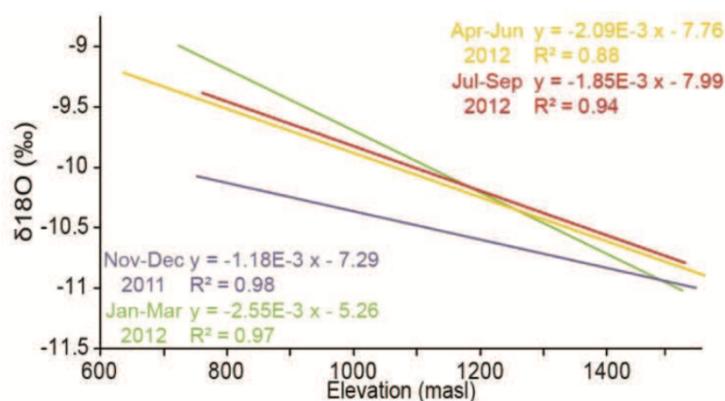


Figure 89: Gradient d'altitude "isotopiques" selon les quatre saisons d'échantillonnage (Vallet et al., 2015).

Les résultats des analyses en $\delta^{18}\text{O}$ et δD pour les échantillons d'eau et les précipitations échantillonnées sur le versant de Séchilienne sont présentées en figure 90.

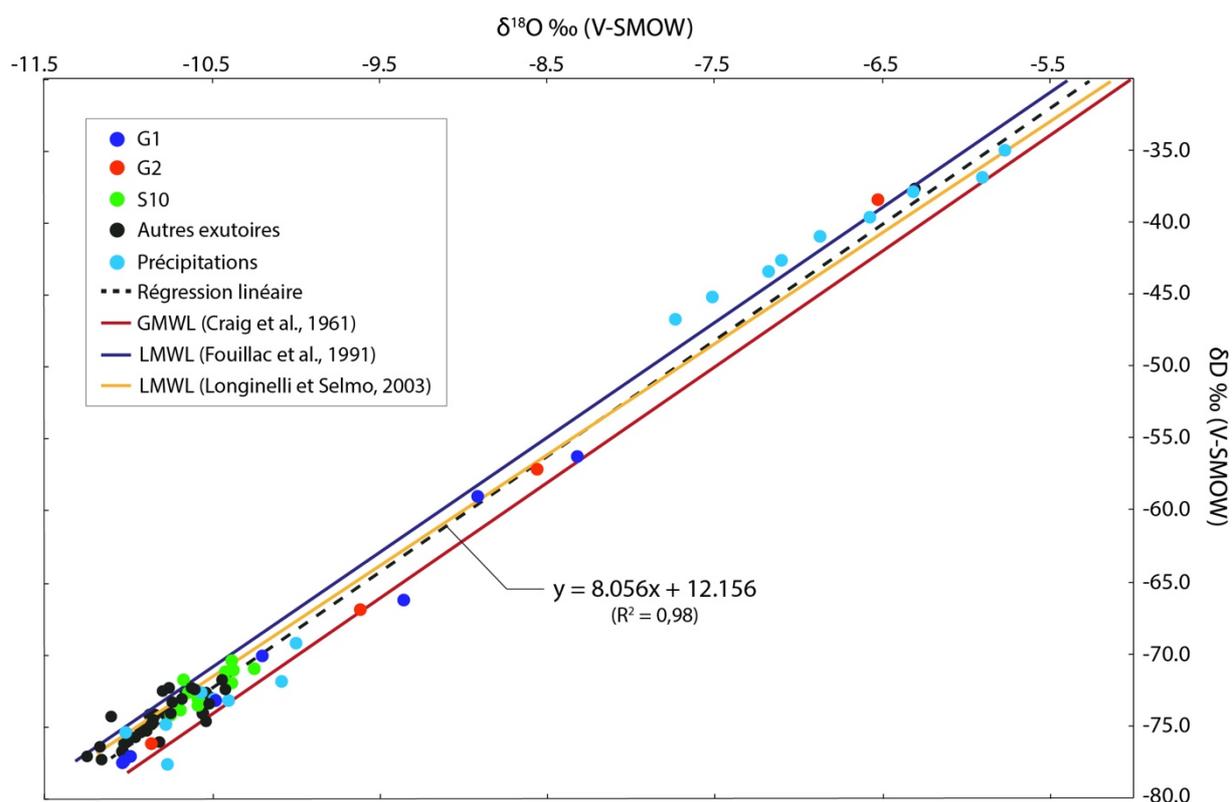


Figure 90: Diagramme $\delta^{18}\text{O}$ and δD pour les échantillons d'eau du versant de Séchilienne et les eaux pluviales. Les lignes météorologiques tracées correspondent à la Droite Météorologique Mondiale DML (GMWL ; Craig, 1961). La Droite Météorologique Locale du massif central DML (LMWL ; Fouillac et al., 1991), la Droite Météorologique Locale pour l'Italie du Nord DML (NILMWL ; Longinelli et Selmo, 2003).

La composition isotopique en $\delta^{18}\text{O}$ - δD de l'ensemble des sources situées sur la partie stable et instable du massif fracturé varie de -11.23 ‰ à -6.47 ‰ ($\delta^{18}\text{O}$) et de -77.46 ‰ à -38.56 ‰ (δD). Les eaux de pluie montrent des valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ - δD allant de -12.27 ‰ à -5.89 ‰ et de -87.51 ‰ à -35.11 ‰ pour $\delta^{18}\text{O}$ et δD respectivement (Fig. 90).

Sur le plot $\delta^{18}\text{O}$ vs δD (Fig. 90), les échantillons se positionnent entre la droite météorique locale (LMWL ; Local Meteoric Water Line) définie par Fouillac et al. (1991) et la droite météorique mondiale (GMWL ; Global Meteoric Water Line) (Craig, 1961). La LMWL de Fouillac et al. (1991) a été définie pour la région du Massif Central, qui est la droite de référence la plus proche au Nord du versant de Séchilienne.

Une Droite Météorique Locale pour Séchilienne peut être définie pour les eaux de Séchilienne. Elle est estimée par régression linéaire avec la méthode des moindres carrés. Cette droite donne une équation de :

$$\delta\text{D} = 8.05 \times \delta^{18}\text{O} + 12.156 \quad (47)$$

($r^2 = 0.98$)

Cette droite est comprise entre la LMWL d'après Fouillac et al. (1991) ($\delta\text{D} = 7.54 \times \delta^{18}\text{O} + 2.36$) et la GMWL de Craig, 1961 (Fig. 90). Par ailleurs, nous connaissons la Droite Météorique Locale du nord de l'Italie (NIMWL ; $\delta\text{D} = 7.7 \times \delta^{18}\text{O} + 9.4$; Longinelli et Selmo, 2003) (Fig. 90). Cette droite est très proche de la droite tracée pour les eaux de Séchilienne, ce qui nous permet de conforter la position de la droite locale de Séchilienne et son équation.

En résumé, les données géochimiques isotopiques utilisées dans cette étude sur le massif de Séchilienne montrent une distribution des valeurs $\delta^{18}\text{O}$ and δD des sources échantillonnées comprises entre la droite des précipitations locales (LMWL) définie par Fouillac et al. (1991) et la droite météorique mondiale (GMWL) de Craig, (1961), position confortée également par la position par rapport à la droite météorique locale de l'Italie du Nord (NIMWL) définie par Longinelli et Selmo, (2003). La position de la droite météorique locale va nous informer sur

l'origine des eaux souterraines qui peuvent être différentes telles que météoriques ou bien météoriques et profondes (Ronchetti et al., 2009 ; Cervi et al., 2012 ; Deiana et al., 2018).

Pour les eaux souterraines échantillonnées sur le versant de Séchilienne, leur position en figure 90 et la droite locale tracée indiquent donc une origine météorique de ces eaux.

Les échantillons d'eau étudiés ont été prélevés sur différents mois et différentes années, afin d'obtenir une valeur en $\delta^{18}\text{O}$ et δD correspondant à un maximum de mois d'une année. Au cours de la période étudiée, les sources échantillonnées dans la partie stable du massif (Autres exutoires ; Fig. 90) ont montré des compositions isotopiques allant de -11.23 ‰ à -10.43 ‰ et de -77.46 ‰ à -71.92 ‰ pour $\delta^{18}\text{O}$ et δD respectivement avec des écarts-types de 0.226 ‰ ($\delta^{18}\text{O}$) et 1.577 ‰ (δD). Les eaux de l'exutoire S10 ont enregistré des compositions isotopiques allant de -10.73 ‰ à -10.24 ‰ et de -74.31 ‰ à -70.56 ‰ pour $\delta^{18}\text{O}$ et δD respectivement avec des écarts-types de 0.156 ‰ ($\delta^{18}\text{O}$) et 1.248 ‰ (δD). Pour finir, les eaux de la zone instable (G1 et G2) sont caractérisées par des valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ et δD allant de -11.03 ‰ à -6.47 ‰ et de -77.73 ‰ à -38.56 ‰ pour $\delta^{18}\text{O}$ et δD respectivement, avec de fortes amplitudes de variation en ce qui concerne les autres sorties, quelles variations sont plus faibles entre chaque échantillon. Les écarts-types calculés sont 1.484 ‰ ($\delta^{18}\text{O}$) et 12.637 ‰ (δD).

La distribution des points sur le plot $\delta^{18}\text{O}$ vs δD (Fig. 90) indique un comportement saisonnier pour certaines sources ainsi que pour les eaux de pluie. En effet, les précipitations semblent réparties selon les saisons et plus particulièrement les saisons hydrologiques avec des eaux plus enrichies en fin d'été (septembre, octobre) : période d'étiage, et eaux plutôt appauvries en hiver, en période de hautes eaux (décembre, janvier, mars, juin).

En ce qui concerne les eaux souterraines de l'instabilité (G1 et G2), les échantillons montrent des valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ et δD qui varient tout au long de l'année entre les valeurs appauvries en automne-hiver ($\delta^{18}\text{O}$ -11.03 ‰ à -11.01 ‰ ; δD de -77.73 ‰ à -77.51 ‰) et de fortes valeurs en période chaude ($\delta^{18}\text{O}$ de -9.34 ‰ à -6.47 ‰ ; δD de -66.41 ‰ à -38.56 ‰). Il y a un enrichissement global de l'eau au cours de l'année, de janvier à septembre avec une plus grande amplitude pour le point G2. Le signal des eaux souterraines ici dans la zone instable (G1 et G2)

semble suivre le signal des eaux de précipitation avec des valeurs $\delta^{18}\text{O}$ et δD pour les eaux souterraines qui tendent vers les valeurs $\delta^{18}\text{O}$ et δD des eaux pluviales, allant de -12.27 ‰ à -5.75 ‰ et -84.12 ‰ à -35.11 ‰ respectivement.

Ce comportement et cette similarité avec les eaux de pluie justifient un transit rapide des eaux dans le sol au niveau de la partie instable du massif, permettant de garder un signal proche du signal d'origine de la pluie. Ces observations sont appuyées par l'importante fracturation au niveau de l'instabilité (Le Roux et al.2011 ; Lajaunie et al.2019), rendant le milieu plus perméable.

Les différences observées dans l'amplitude des variations isotopiques entre les sources G1 et G2 sont dues au mode de circulation, qui s'effectue préférentiellement dans les fractures, principalement pour les eaux à l'exutoire G2, alors qu'au point G1 les eaux s'écoulent principalement au travers de la matrice rocheuse (moins perméable) mettant ainsi en évidence la double perméabilité du milieu avec une circulation rapide au sein des fractures et une circulation plus inertielle dans la matrice rocheuse. Cependant, étant donné le contexte très fracturé de la zone instable, le point G1 a néanmoins transit rapide, préservant ainsi le signal isotopique des précipitations.

Les autres groupes de sources montrent de faibles variations de leur teneur isotopique au cours de l'année, le signal reste proche du signal isotopique des précipitations en période de hautes eaux (Fig. 90). Ceci peut être interprété comme un manque de recharge par les eaux de pluie "estivales" pour ces sources, en raison d'une faible contribution pluviométrique pendant la période estivale lorsque la Pluie Efficace et donc la Recharge ne sont pas significatives (Vallet et al., 2015). Le signal des précipitations d'été se mélange à celui du réservoir où le volume d'eau est plus important, ainsi le signal obtenu correspond donc au signal du réservoir, qui est similaire à celui des précipitations en période de hautes eaux (Fig. 90). Par conséquent, le réservoir est principalement rechargé pendant la période hivernale, pendant les périodes de fort débit.

VI. CONCLUSION

L'analyse hydrogéologique et hydrochimique multi-échelle réalisée sur les chroniques de données disponibles sur le versant de Séchilienne a permis de mettre en évidence les grandes caractéristiques des exutoires et aquifère(s) de la zone instable dans un premier temps, puis d'un exutoire de la zone stable. L'approche hydrologique et climatique proposée en première partie pose les bases du contexte hydrogéologique et montre la pertinence de l'utilisation de la pluie efficace au lieu des précipitation brutes dans la modélisation hydrogéologique des aquifères : relations pluie-débit, pluie-hydrochimie mais aussi pluie-déplacement dans les contextes de versants instables. L'étude rapide de l'aire d'alimentation des exutoires de l'instabilité (G1 et G2) indique une surface de recharge très faible en regard de la superficie du massif, montrant le caractère local des infiltrations d'eau au niveau de l'instabilité qui sont favorisées par l'important degré de fracturation et l'hétérogénéité du milieu.

Les outils statistiques utilisés (débits classés, autocorrélations et corrélations croisées) ont permis de dégager un comportement hydrodynamique des exutoires de la zone instable avec :

- L'exutoire G1 inertiel, dans lequel les circulations sont associées principalement à la matrice rocheuse microfissurée (microporosité) et au travers de fractures peu ouvertes et connectées. Cet exutoire montre un temps de réaction modéré (3 à 4 jours), avec des temps de transit plus longs et une réserve plus importante ;
- L'exutoire G2 réactif, où la circulation se produit au travers du réseau de fractures ouvertes et bien connectées, avec un temps de réaction rapide (1.2 jours) associé à des temps de transit rapides et une réserve limitée.

Les corrélations croisées réalisées ont entre autres permis de mettre en évidence un déphasage de 2 à 3 jours entre les signaux des exutoires G1 et G2, appuyant la différence de comportement identifiée entre ces deux exutoires de la zone instable.

L'analyse de la chimie des éléments majeurs montre une hétérogénéité, directement liée à l'hétérogénéité du milieu instable. La chimie des eaux échantillonnées au sein de l'instabilité est principalement liée aux roches du réservoir ainsi qu'à la déstabilisation du versant qui produit des teneurs élevées en sulfates, signe d'une fracturation importante, active et donc d'une

déstabilisation du versant. On retrouve le caractère inertiel de l'exutoire G1, souligné ici par une plus forte minéralisation liée à une interaction eau-roche prolongée par un temps de transit lent.

Les analyses en composantes principales, associées à l'analyse de la chimie des eaux et son suivi temporel, ont permis une étude détaillée du fonctionnement hydrodynamique et permettent de caractériser la réserve des exutoires de la zone instable et les variations de chimie liées aux périodes de hautes eaux basses eaux :

- L'exutoire G1 dont la réserve permet le soutien d'un débit en basses eaux où la minéralisation est plus élevée qu'en haute eaux car les interactions eau-roche sont favorisées en période de basses eaux contrairement en hautes eaux où le signal se retrouve dilué.
- L'exutoire G2 quant à lui montre une faible réserve qui ne peut fournir un débit de soutien continu durant l'étiage. Les apports d'eau durant ces périodes de basses eaux se font principalement à la suite d'évènements pluvieux : l'infiltration d'eaux va ainsi chasser les eaux de la réserve, qui vont montrer une minéralisation plus élevée.

L'utilisation de données physico-chimiques et d'analyses chimiques des eaux (exutoire S10) disponibles au sein du versant opposé au versant de l'instabilité de Séchilienne, considéré comme stable et situé dans le même contexte lithologique que les exutoires G1 et G2 à savoir un socle constitué de micaschistes, permet disposer d'un milieu "équivalent stable" au versant de Séchilienne instable ; permettant ainsi de comparer différents paramètres dans un même massif, entre un contexte instable et un contexte stable. L'exutoire S10 est une référence du milieu stable et correspond à un milieu légèrement à moyennement fracturé, représentant un contexte stable d'un point de vue dynamique.

L'analyse chimique des eaux circulant au sein de ce versant ont une minéralisation plus faible que les eaux circulant au travers de l'instabilité. En contexte stable, la minéralisation de l'eau est contrôlée par la nature les minéraux au sein des fissures, la taille des fissures et le temps de

transit. Cette minéralisation est stable au cours du temps et ne varie que par l'effet de la dilution induite par l'arrivée des eaux de pluie.

En milieu stable, peu fracturé, l'eau circule au travers d'un réseau de fissures bien connectées (bonne organisation du milieu et bonne connexion des fractures), elle est peu stockée. Une faible partie de cette eau peut être stockée au sein de la microfissuration mais ne représente qu'un très faible volume.

L'étude du versant instable du massif de Séchilienne, comparée ensuite au suivi du versant stable de ce même massif a permis de comprendre le fonctionnement hydrogéologie du massif stable, où les circulations ne fournissent que peu de réserve en eau et où ces eaux sont plus faiblement minéralisées en raison de la déstructuration du milieu et de son altération en conséquence.

L'analyse comparative des exutoires et réserves de la zone instable vis-à-vis de la zone stable permet de pointer les effets de la déstabilisation sur l'hydrogéologie du versant.

CHAPITRE V :

**LES GLISSEMENTS DE TERRAIN : « HOT SPOTS »
GÉOLOGIQUES D'ÉMISSION DE CO₂ : INDICES DU
GLISSEMENT DE TERRAIN INSTRUMENTÉ DE
SÉCHILIENNE, ALPES D'EUROPE OCCIDENTALE.**

Ce chapitre reprend le travail soumis dans le journal Earth Surface Dynamics (ESurf) intitulé :

LANDSLIDES AS GEOLOGICAL HOTSPOTS OF CO₂
EMISSIONS: CLUES FROM THE INSTRUMENTED
SÉCHILLENNE LANDSLIDE, WESTERN EUROPEAN ALPS.

Pierre Nevers¹, Julien Bouchez², Jérôme Gaillardet², Thomazo Christophe³, Delphine Charpentier¹, Laetitia Faure² and Catherine Bertrand¹

¹UMR Chrono-Environnement 16 route de Gray, 25000 Besançon

²Université de Paris, Institut de physique du Globe de Paris, CNRS, F-75005 Paris

³UMR CNRS/uB6282 Biogéosciences 6 Boulevard Gabriel, 21000 Dijon

RESUMÉ DU CHAPITRE V

Cette étude s'appuie un ensemble de données acquises au travers de l'observatoire OMIV, un observatoire de glissement de terrain actif hautement instrumenté (10 ans de données) dans les Alpes françaises, au niveau du versant instable de Séchilienne. Elle combine l'utilisation de la chimie des éléments majeurs et des rapports d'isotopes ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, ^{34}S) mesurés dans différents types d'eaux de la partie stable et instable du versant de Séchilienne afin d'évaluer la contribution des différentes lithologies de la pente et des mécanismes d'altération chimique. Les rapports chimiques et isotopiques apparaissent utiles pour caractériser les processus d'altération ainsi que l'origine des eaux et les chemins d'écoulement au travers du massif. Un modèle de mélange nous permet de quantifier les proportions d'éléments majeurs attribuées à différentes sources et de quantifier l'implication de l'acide sulfurique et de l'acide carbonique comme sources de protons.

A l'aide de ce modèle de mélange, nous sommes en mesure de montrer que l'instabilité crée des conditions favorables et durables pour la production d'acide sulfurique à travers l'oxydation de pyrite en fournissant des surfaces dites « réactives ». Une contribution liée la dissolution du gypse est clairement identifiée au sein du budget de sulfates dans le glissement de terrain. Les informations fournies par ce modèle de mélange nous permettent également d'affiner le modèle hydrogéologique préexistant en ce qui concerne les chemins de transit et d'écoulement de l'eau dans l'instabilité, elles précisent notamment la connectivité hydrologique des différentes zones. Dans l'ensemble, nos résultats montrent que le glissement de terrain de Séchilienne, en dépit de son rôle d'accélérateur de l'altération chimique et physique des roches, agit à l'échelle des temps géologiques (c'est-à-dire à des échelles de temps plus longues que la précipitation de carbonates dans l'océan) comme source de CO₂ dans l'atmosphère. Si elle est généralisable à d'autres zones instables au sein de chaînes de montagnes, cette étude illustre le couplage complexe entre l'altération physique et chimique et le climat. L'étude souligne également l'importance de bien distinguer l'oxydation des sulfures et la dissolution du gypse en tant que source d'ions sulfates dans les rivières, en particulier dans les chaînes de montagnes.

Pour des raisons de lien et de compréhension liées aux ressources supplémentaires (supplementary materials), la numérotation des figures et équations du papier original a été ajoutée en sus de la numérotation du présent manuscrit.

I. INTRODUCTION

The weathering of rocks plays a key role in the chemical and climatic evolution of the Earth surface and is one of the geological processes that impacts atmospheric CO₂ concentration. When carbonic acid is the proton supplier, silicate weathering removes carbon dioxide from the atmosphere (Lerman et al., 2007, Berner and Berner, 2012). However, the oxidative dissolution of sulfides (*e.g.* pyrite FeS₂) produces sulfuric acid that can act as an alternative proton supplier to chemical weathering reactions. Although not directly influencing atmospheric CO₂, silicate weathering by sulfuric acid does reduce the potential of rock weathering for CO₂ sequestration by "removing" silicates from the Earth surface and thus limiting their weathering by carbonic acid. When sulfuric acid reacts with carbonate minerals, dissolved inorganic carbon is added to ambient waters which leads on the long term to CO₂ release towards the atmosphere (Lerman et al., 2007, Calmels et al., 2007, S.-L. Li et al., 2008, Torres et al., 2014). The relevance of this process for the global carbon cycle is two-fold. First, even though carbonate rocks do not constitute the major fraction of the rock types exposed at the Earth surface, the dissolved products of carbonate dissolution dominate global weathering fluxes (Gaillardet et al., 1999) as carbonate minerals dissolve several orders of magnitude faster than silicates (Lasaga 1984). Second, because weathering by sulfuric acid is mainly limited by the supply of sulfide minerals to the Earth surface, it is particularly prominent in active mountain belts characterized by high erosion rates (Calmels et al., 2007; Torres et al., 2016; Blattmann et al., 2019). Within these tectonically active environments, landslides are likely to be hotspots of sulfuric acid production, carbonate weathering, and CO₂ release (Emberson et al., 2015, 2018). Indeed, slope instability leads to sustained grain comminution and fractures opening, thereby providing a continuous supply of contact surfaces between water, air, and minerals that can in particular allow for sulfuric acid production and carbonate mineral weathering (Binet et al., 2009; Bertrand et al., 2014).

Here we explore the hypothesis that slope instability can constitute a mechanism promoting coupled sulfide oxidation and carbonate weathering, in a contribution to the study of the role active mountain ranges play on the global carbon cycle (Raymo and Ruddiman, 1992; Hilton and West, 2020). We focus on the Séchilienne slope instability located in the French Alps. This site of active, slow landsliding serves as an observatory for landslide processes and has been the subject of previous hydrogeological and geophysical investigation (Vengeon, 1998; Guglielmi et al., 2002; Meric et al., 2005; LeRoux et al., 2011; Vallet et al., 2015; Lajaunie et

al., 2019). We combine measurements of the concentration of major elements and of the isotope composition of strontium and sulfur ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $\delta^{34}\text{S}$) dissolved in groundwater and springs to estimate the contribution of different rock types to the dissolved species produced by weathering reactions in the landslide. In particular, we estimate the relative role of different acid types (carbonic vs. sulfuric) and of two rock types (silicates vs. carbonates), and evaluate the role played by secondary carbonate formation on the solute budget of percolating waters. Besides shedding light on the global impact of landsliding on atmospheric CO₂, Sr and S isotopes coupled to water chemistry allow for a quantitative analysis of solute sources in natural waters and of the chemical evolution of natural waters, which in turn opens the possibility to improve existing hydrogeological model in complex environments such as landslides.

II. STUDY AREA

2.1. Geological setting

The "Séchilienne" site hosts a highly-instrumented, continuously-monitored landslide, part of the French National Landslide Observatory (OMIV, <http://www.ano-omiv.cnrs.fr/>). The Séchilienne massif is located at the SW border of the Paleozoic crystalline Belledonne mountain range in the French Alps, 20 km southeast of Grenoble (Isère, France; Fig. 91). The active zone of the site is a gravitational instability affecting 60.10⁶ m³ of material, with a maximum depth of about 150 m, located on a south-facing slope of the massif (Le Roux et al. 2011). The most active part of the landslide, referred to as "les Ruines", is located on the eastern border of the unstable zone. Long-term monitoring (extensometers, geodetic measurements, tacheometers and microwave radar) shows that the displacement velocity is around 300 cm y⁻¹, while the less active parts of the site are moving at a mean of 10 cm y⁻¹ (Le Roux et al. 2011; Dubois et al. 2014).

Geological and structural information are provided by the geological map and by two boreholes drilled in 2010 in the unstable area at depths down to 150 m. Baudement et al. (2013) has integrated these information in a GOCAD® 3D model, recently used by Lajaunie et al. (2019) to propose a new vision of the Séchilienne slope based on a 3D resistivity model. The basement

of the massif is mainly composed of micaschists showing a N-S trending sub-vertical foliation. Stratigraphically discordant deposits dating from the Carboniferous to the Liassic periods cover the micaschists on the top north – northeast of the massif (Mont Sec) and along the Sabot Fault (Fig. 91). The slope is locally covered by Quaternary (Würm) glacio-fluvial deposits made of material reworked from the surrounding formations (Vengeon 1998, Vallet 2014). The micaschists consist primarily of quartz, biotite, phengite, and chlorite with occurrence of carbonate veins and pyrite in fractures. Carboniferous deposits are made of black shales, sandstones, and conglomerates with quartz and serpentine pebbles. Triassic rocks correspond to sandstone, quartzite, dolomite and locally of black shales, argillites, and gypsum. Liassic deposits are limestones with intercalation of layers rich in breccia consisting of micaschist, dolomite, and coal (Barfély et al. 1972, Vengeon 1998, Vallet 2014). Strong local heterogeneities exist in terms of lithology and fracturation and are induced by the gravitational deformation (Lajaunie et al. 2019).

The part of the slope affected by the landslide extends from 400 m to 1,100 m above sea level (a.s.l.; Le Roux et al. 2011; Fig. 91d). Above the elevation of 1,100 m a.s.l., the morphology of the Mont Sec corresponds to a plateau of glacial origin underlain by moraine deposits concentrated in small topographic depressions. The landslide is delimited at its northern border by a major head scarp of about 10 meters high and several hundreds of meters wide, which separates the glacial plateau of Mont Sec from the unstable zone. Eastward, N-S faults scarps limit the landslide whereas the western and southern parts are not well defined by geomorphological evidence. The motion of the landslide consists in a deeply-rooted, toppling movement with N50-70 slabs toward the valley, coupled with the sagging of the upper zone of the slope near the Mont Sec (Vengeon 1998). The Séchilienne instability is assumed to originate from the decompression of the basement rocks after the Romanche glacier retreated at the last glaciation (15 kyr ago). Decompression caused the opening of fractures and then the collapse of the summit of the Mont Sec (Montjuvent and Winistorfer 1980, Vengeon et al. 1999, Potherat and Alfonsi, 2001.). The Séchilienne slope is thus affected by a dense network of near-vertical, open fractures trending N70 and N110/120, controlling the deformation of the Séchilienne landslide which is characterized by a deep progressive deformation (about 100-150 m) and the absence of a well-defined basal sliding surface. Two N20 major fractures are also crossing the Séchilienne massif and the Sabot and Séchilienne faults. Open fractures are locally filled with detrital material resulting from the erosion of the massif (Vallet et al. 2015a).

Borehole logs available within the instability (Lajaunie et al. 2019) show that the rock formations below the slope are relatively unstructured, and that pyrite is heterogeneously distributed therein. Rock samples along the boreholes seem to have been subjected to oxidizing conditions, albeit with no clear sulfide reaction front at the scale of the instability. In addition, petrological observations on thin sections from these boreholes, combined with mineralogical analyses obtained from X-ray diffraction (XRD; supplementary materials, section 1) show that pyrite is disseminated within the rocks, with no particular association with calcite. Gypsum was not detected from XRD analyses in the sampled rocks, consistent with results from inverse modeling by Vallet et al. (2015) suggesting that sulfate in waters from the unstable zone (UZ) essentially originates from pyrite oxidative weathering.

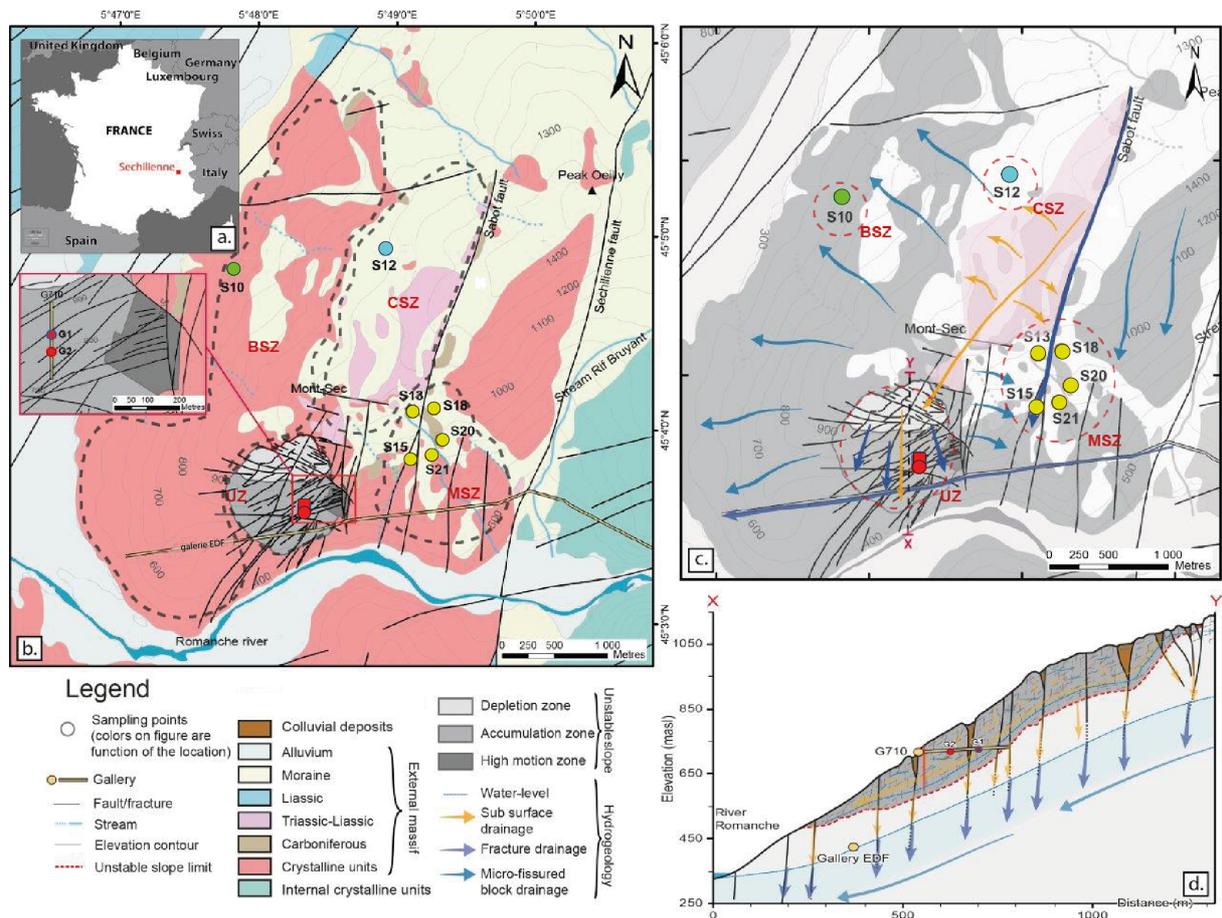


Figure 91 (1): Map of the Séchilienne site a. Location of the Séchilienne massif in the French Alps, b. Simplified geological map of the Séchilienne massif and sampling locations, c. schematic hydrogeological model of the Séchilienne massif, d. hydrogeological cross-section of the instability, modified after Vallet et al. (2015).

2.2. Hydrogeological setting

The high degree of fracturation and heterogeneity of the Séchilienne massif leads to distinct and complex patterns of hydrological flow paths. At Séchilienne, water pathways are characterized by different transit times related to a dual permeability behavior that is typical of fractured rock aquifers where conductive fractures play a major role in the drainage (Fig 91.c): rapid transit of infiltration waters through fractures reflects the functioning of a so-called "reactive" hydrological component, whereas slower transit of water through the micro-fissured, less permeable rock matrix, resulting in a smeared response of flow rate to rainfall, typifies an "inertial" circulation (Maréchal 1998, Cappa et al. 2004, Vallet et al. 2015a). In particular, the Sabot and Séchilienne faults play an important role on fluid flow through the massif by draining waters from the sedimentary cover at a fast rate (0.7 km day^{-1}), and bypassing the less pervious and more inertial micro-fissured matrix characterized by lower flow velocity (0.08 km day^{-1}) (Mudry et Etievant 2007; Vallet et al. 2015a). Local perched aquifers develop during high-flow periods and discharge downwards to the main aquifer, due to the contrast of permeability between the decompressed zone at the surface and the unaltered rock (Lajaunie et al., 2019). An underground tunnel for the production of electricity in a local hydropower plant, named "Galerie EDF", built by Electricité de France (EDF) and located at the base of the slope, acts as a major westward drain for groundwater (Vallet et al. 2015a).

Difference in hydraulic conductivity between the highly fractured unstable zone (thickness about 150-200 m, Le Roux et al. 2011) and the basement situated under the landslide (Fig 91.d) led to the build-up of a two-layer aquifer system. Those two layers are connected to one another through major fractures (Vengeon 1998, Meric et al. 2005; Le Roux et al. 2011, Guglielmi et al. 2002, Vallet et al. 2015a). A temporary and discontinuous shallow perched aquifer is present in the landslide with extension and connectivity varying according to short-term recharge variations. This aquifer is almost dry during the low flow periods, with numerous disconnected saturated pockets (such as open fractures filled by colluvial deposit and altered material) linked to the heterogeneity of the landslide (Guglielmi 2002, Cappa et al. 2004, Vallet et al. 2015a). The recharge of this aquifer is mainly local (through trenches and counterscarps, limiting the runoff) with a contribution of remote groundwater through near-surface drainage at high-flow periods from the sedimentary cover above the landslide (near the Mont Sec summit) (Guglielmi 2002, Vallet et al. 2015a). The deep aquifer, which extends all over the massif (altitude around 550 m asl), corresponds to a saturated layer hosted by the fractured metamorphic bedrock and

to an overlying, 100-m thick vadose layer (Vallet et al. 2015a). The deep aquifer level is controlled by the constant water heads of the Romanche alluvium in the valley, and of the Galerie EDF (425 m a.s.l.).

III. SAMPLES AND ANALYTICAL METHODS

Nine outflows draining the whole massif were investigated for physico-chemical parameters and dissolved load chemistry (Fig 91.a). Two of these outflows (G1 and G2) are located within the Unstable Zone (UZ) and correspond to seep water collected in a tunnel excavated to monitor the landslide at 710 m a.s.l. (G710). The remaining outflows (S10, S12, S13, S15, S18, S20, S21) correspond to springs draining the Stable Zone (Fig 91.a). These outflows can be differentiated regarding the dominant local lithology: S10 is located in the Bedrock Stable Zone (BSZ), S12 in the Carbonate Stable Zone (CSZ), and S13, S15, S18, S20, and S21 are located in an area of the Stable Zone characterized by mixed lithology (Mixed Stable Zone, MSZ). Samples were collected every three months over the period 2010-2019. Between 2014 and 2017, waters were sampled once a year for Sr isotopes, while samples for S isotope were collected in 2019. In total, 360 water samples were collected and analyzed for this study. Four local rocks samples were taken, reflecting the main lithological types encountered at Séchilienne: basement micaschist, carbonate (both calcite-rich and dolomite-rich) from the sedimentary cover, and a recrystallized vein in micaschist.

Field measurements of water temperature, pH, and electrical conductivity (EC) were made with a WTW pH/Cond 340i (Xylem Inc.) sensor, with a precision of 0.1 unit and 0.1 $\mu\text{S cm}^{-1}$ for pH and EC, respectively. Water samples were collected in polyethylene bottles and filtered with a 0.45 μm pore diameter nylon filter, before being preserved in cold conditions for measurements of major element concentration and Sr and S isotopes. Analyses of dissolved major elements were all carried out at the research laboratory Chrono-Environnement at the University of Franche-Comté. Dissolved major cation concentrations were measured by atomic absorption spectrometry (AA 100 Perkin-Elmer) with detection limits of 0.5, 0.1, 0.01, and 0.1 mg L^{-1} for Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^{+} and K^{+} , respectively. Dissolved anion concentrations were determined using high-pressure ion chromatography (Dionex DX 100) with detection limits of 0.1, 0.1, and 0.05 mg L^{-1} for Cl^{-} , SO_4^{2-} and NO_3^{-} , respectively. The concentration of HCO_3^{-} was measured by acid

titration (N/50 H₂SO₄) within 48 hours after sampling, with 1% accuracy. Dissolved silica concentration was analyzed with a spectrophotometer (Spectroquant, Pharo 300, Merck) using a silica-test kit (Merck) with 3% accuracy. Only analyses with a charge balance better than 10% were taken into account.

Strontium isotope analyses were carried out at the High-Resolution Analytical Platform (PARI) of the Institut de Physique du Globe de Paris (IPGP). For water samples, dissolved Sr was first isolated from the water sample matrix by automated ion chromatography following the method of Meynadier et al. (2006). For rocks, in addition to bulk samples analysis after digestion in concentrated HF and HNO₃, a three-step sequential leaching procedure was conducted using H₂O, 1M acetic acid, and 1M HCl. The first step was designed to recover the exchangeable fraction adsorbed onto the solid surface; step 2 was for extracting Sr from carbonates, amorphous hydroxides, and phosphate minerals (Tessier et al., 1979); step 3 was to dissolve any high-order Fe–Mn oxide/oxyhydroxide phases that might be present after HCl leaching (Tessier et al., 1979). The leachate solutions and residual samples were measured for major and trace elements by Quadrupole ICP-MS (Agilent 7900) with a precision better than 5% and processed for ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr ratio analysis following the same procedure used for bulk samples. To that effect, 3M HNO₃ aliquots of digestion solutions were loaded on columns loaded with 0.2 mL of Sr-SPEC resin (Eichrom). Then, 3M HNO₃ was used to elute the sample matrix before Sr was eluted in H₂O. Strontium isotope ratios were then measured using a Multi-Collector Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometer (MC-ICP-MS; Thermo-Fisher Neptune) in low resolution mode (Hajj et al., 2017). Purified Sr solutions were introduced using an APEX desolvation unit and a PFA nebulizer at a rate of 50 to 100 μL min⁻¹ depending on the measurement session, and at Sr concentrations between 50 and 150 ppb. The accuracy and reproducibility of the ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr analysis was assessed using repeated measurements of the international isotope Sr carbonate standard (SRM987, NIST). Over three sessions of measurements, the average value for SRM987 standard NIST was 0.710249 ± 0.000025, in agreement with the accepted value.

Sulfur isotopes measurements were performed at the Biogéosciences Laboratory, University of Bourgogne, Dijon, France on both sulfates from water samples and sulfides from basement micaschist. Nine samples were treated with an excess of 250 g l⁻¹ BaCl₂ solution to precipitate BaSO₄. After centrifugation, the BaSO₄ precipitate was washed several times with deionized distilled water and dried at 60°C for 24 hours in an oven. Five hundred micrograms of purified barite samples were poured into tin capsules and homogeneously mixed with 1/3 of vanadium

pentoxide before isotopic measurements (³⁴S, ³²S) using a Vario PYRO cube (Elementar GmbH) connected online *via* an open-split device to an IsoPrime IRMS system (Isoprime, Manchester, UK). Sulfur isotope data are expressed in delta notation and reported in units per mille (‰). The δ³⁴S data are reported with respect to the international standard Vienna Cañon Diablo Troilite (VCDT). Analytical errors are ±0.3‰ (1σ) based on replicate analyses of the international barite standard NBS-127, which was used for data correction assuming a δ³⁴S value of +20.3 on the VCDT scale.

Sulfur contained in sulfides was extracted from eight rock samples of the basement micaschist formation on aliquots of 3 grams (4 sub-samples on each of two rock samples, including unaltered pyrite and iron oxides; Table B2) following the method described by Canfield et al. (1986). Dried and rinsed Ag₂S precipitates recovered after wet chemistry sulfides extraction are weighted for gravimetric quantification of sample sulfur content. Five hundred micrograms of silver sulfides precipitates were then mixed with an equivalent weight of tungsten trioxide in tin capsules before combustion in a Vario pyro cube (Elementar GmbH™). Sulfur isotope compositions (δ³⁴S) were measured using an IsoPrime IRMS device (Isoprime, Manchester, UK). International standards (IAEA-S-1, IAEA-S-2, IAEA-S-3) were used for calibration and results are reported in the δ-notation relative to the Vienna Canyon Diablo Troilite (VCDT) standard. Reproducibility (1σ) is better than 0.2‰ based on duplicate analyses of standard materials and samples.

IV. RESULTS

The concentration of major and trace elements, as well as Sr and S isotope composition are given in Table 1 and 2 (data available at [10.5281/zenodo.4606732](https://zenodo.org/record/4606732)). The concentration of major elements, EC, pH, temperature, and Sr and S isotope composition of water samples are given in Table 3.

4.1. Major elements

Rock samples

The two limestone samples show distinctive response to the leaching procedure, with most of the Ca of the "Laffrey" limestone located in the acetic acid leachate (67%) and the rest in the HCl fraction (11%), which is indicative of the calcitic nature of this rock sample (Table 1). By contrast, most of the Ca of the "Lias" sample is hosted in the residue, while a significant fraction (37%) is HCl-soluble, suggesting that the carbonate fraction of this sample is dolomitic. The "micaschist" and "vein" samples have higher bulk Sr/Ca, Mg/Ca, Al/Ca and Na/Ca ratios than the two limestone samples, confirming that they are mostly made of silicate minerals.

Spring water samples

The chemical composition of waters sampled on the Séchilienne site is very diverse, reflecting heterogeneity in rock types and the existence of various groundwater flow paths. Water pH at Séchilienne is relatively high and varies from 6.5 to 9.4 with a mean value of 7.9. Electrical conductivity range between 79 $\mu\text{S cm}^{-1}$ and 1114 $\mu\text{S cm}^{-1}$ (Table 3). From the major ion perspective, samples can be grouped into 4 main water types (Fig. 92). These water types correspond to those identified previously by Vallet et al. (2015a). Type 1 corresponds to Ca-HCO₃ waters, typical of water draining carbonate formations, typified by the S12 spring draining the carbonate cover at the top of the Séchilienne slope (CSZ). S12 has low EC values ranging from 79 $\mu\text{S cm}^{-1}$ to 147 $\mu\text{S cm}^{-1}$ with a mean of 117 $\mu\text{S cm}^{-1}$. The second group corresponds to Mg-Ca-HCO₃ rich waters, which have circulated through the sedimentary cover (carbonate and dolomite) and the micaschists bedrock and is represented by the S10 spring (BSZ). All S10 samples have higher electrical conductivities ranging from 308 $\mu\text{S cm}^{-1}$ to 509 $\mu\text{S cm}^{-1}$ with a mean of 443 $\mu\text{S cm}^{-1}$. Waters sampled in the unstable part of the slope (UZ), include the underground outflows G1 and G2 and show a chemical composition that vary from Mg-Ca-HCO₃-SO₄ waters to Mg-Ca-SO₄ waters and constitute the third hydrogeochemical group. The highest EC values of this study are observed for the G1 outflow with electrical resistivities ranging from 613 $\mu\text{S cm}^{-1}$ to 1114 $\mu\text{S cm}^{-1}$ with a mean value of 824 $\mu\text{S cm}^{-1}$. The other outflow of the unstable zone (outflow G2), in contrast to the previous one, shows a mean electrical conductivity value around 391 $\mu\text{S cm}^{-1}$, with a minimum value of 313 $\mu\text{S cm}^{-1}$ (and a maximum value of 470 $\mu\text{S cm}^{-1}$). The fourth and last type of waters include the S13, S15, S18,

S20, S21 outflows, sampled in the stable part of the slope (MSZ) along the Sabot fault, and show Ca-Mg-HCO₃-SO₄ type waters. The MSZ group exhibits EC values ranging from 357 $\mu\text{S cm}^{-1}$ to 567 $\mu\text{S cm}^{-1}$, with a mean of 479 $\mu\text{S cm}^{-1}$. Waters of the Unstable Zone group (G1, G2) are characterized by the highest concentrations in SO₄²⁻ (from 1.32 to 3.90 mmol L⁻¹) compared to the other outflows sampled which have values ranging from 0.57 to 1.34 mmol L⁻¹ for the MSZ outflows (S13, S15, S18, S20, S21) and from 0.48 to 0.67 for the S10 (BSZ) outflow (Fig. 92; Tab. 3). Fig. 92 clearly shows that SO₄²⁻ ions are significantly contributing to the electrical balance of the analyzed waters. Dissolved Cl⁻ concentrations are lower than 50 $\mu\text{mol L}^{-1}$ in springs S10, S12, S13, S18, but can reach values above 100 $\mu\text{mol L}^{-1}$ in springs S15, S20, and S21. Dissolved NO₃⁻ concentrations are typically below 20 $\mu\text{mol L}^{-1}$ in springs G1, G2, and S10, but are higher in springs S12, S13, S18, S15, S20, and S21, with concentrations above 100 $\mu\text{mol L}^{-1}$ observed in the latter (Tab. 3).

Rainwater samples (Tab. 3) show very low EC values with a mean of 26 $\mu\text{S cm}^{-1}$ and low concentrations for all elements analyzed. In particular, chloride concentrations range from 3.3 $\mu\text{mol L}^{-1}$ to 20.3 $\mu\text{mol L}^{-1}$.

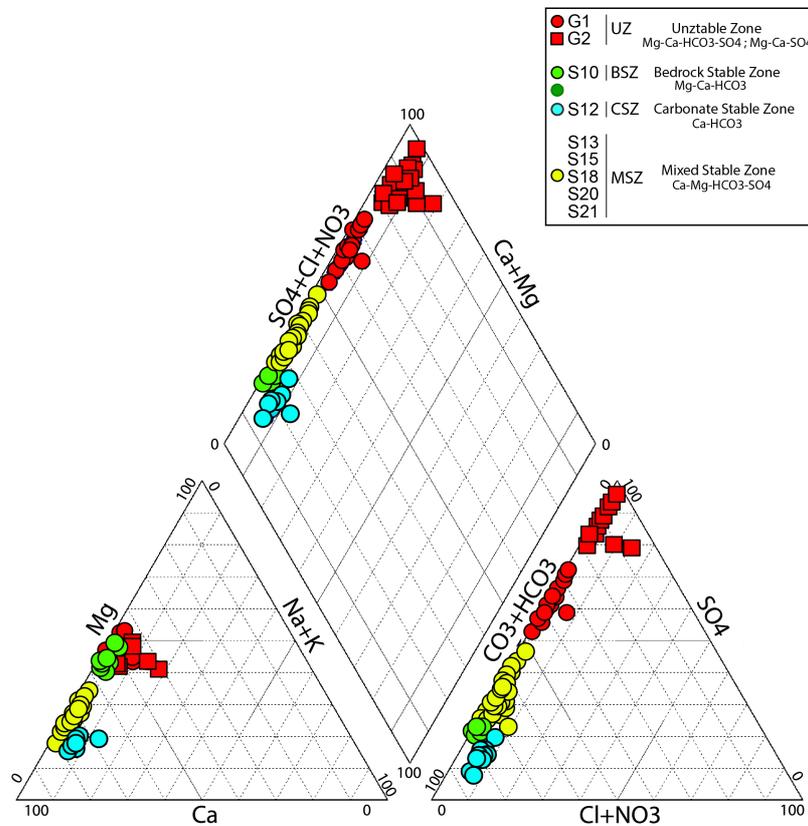


Figure 92 (2): Piper diagram representing the major water types samples in the outflows of the Séchilienne massif

4.2. Strontium isotopes

Rock samples

The two carbonate rock samples have the lowest Sr isotopic ratios (Table 1), with the lowest value being 0.7095 slightly higher than the Sr isotopic composition of lower Jurassic seawater (from 0.7065 to 0.7076; Koepnick et al., 1990). The acetic-acid and HCl soluble fractions of the limestone samples, as well as the bulk analysis of the dolomitic "Lias" sample and its H₂O leachate, are characterized ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr ratios of ~ 0.7105. The ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr ratio of all the leachates of the calcitic "Laffrey" sample, as well as of the bulk sample, show a wider range of variation, in the range 0.7104-0.7179. By contrast, the highest ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr ratios were found in the micaschists samples with a value of 0.7351 (Table 1), typical of silicate rocks (0.73±0.01; Négrel et al., 1993). The veins contained in the micaschists also show high Sr isotopic ratios (0.7277). Such high ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr ratios are particularly encountered in the residues and bulk samples.

Spring water samples

The Sr isotope ratios measured in the spring samples in and around the Séchilienne instability range from 0.7093 to 0.7231 (Table 3). The four main groups of waters have contrasted ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr isotopic ratios. The highest ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr values are found in the UZ underground outflows samples (G1, G2) with an average of 0.7210 ± 0.0006 (one standard deviation). The lowest ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr values correspond to the waters of the MSZ (springs S13, S15, S18, S20, and S21), and average at 0.7095 ± 0.00012, *i.e.* at the value measured in the carbonate rock. The S12 outflow (CSZ) is characterized by ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr ratios of around 0.7095 ± 0.00005, *i.e.* close to those of the MSZ group. Intermediate values of Sr isotopic ratios are found for the samples of the BSZ group (S10), with an average of 0.7148 ± 0.00019.

4.3. Sulfur isotopes

Rock samples

Sulfur isotope composition of unaltered rock samples (4 samples) range from -7.9‰ to 17.8‰ with an average value of $1.2‰ \pm 11.8‰$, whereas weathered micaschists (4 samples) exhibit $\delta^{34}\text{S}$ values ranging from -13.1 to 9.9‰ and an average of $-1.4‰ \pm 9.5‰$; (Table 2). These numbers show the extremely large range of possible sulfur isotope signals co-existing in the various rock types present in the landslide.

Spring water samples

Waters show a much narrower range of $\delta^{34}\text{S}$ values, ranging from -5.5‰ to 6.5‰ (mean $0.43‰ \pm 5.12‰$). The highest $\delta^{34}\text{S}$ values are observed for water of the MSZ group (outflows S13, S15, S20, S21) with an average of $6.28‰ \pm 0.34‰$. Samples of the S12 outflow (CZS group) also exhibits a high $\delta^{34}\text{S}$ value of 6.03‰. The G1 and G2 outflows (UZ group) exhibit negative $\delta^{34}\text{S}$ values with an average of $-3.74‰ \pm 1.75‰$, with lower $\delta^{34}\text{S}$ values for G2, (averaging at $-5.33‰ \pm 0.22‰$) than for G1 ($2.2‰ \pm 0.06‰$). The BSZ group (outflow S10) is characterized by $\delta^{34}\text{S}$ values that are intermediate between those of the MSZ and UZ groups (2.4‰).

V. DISCUSSION

5.1. Identification of sources to dissolved species

5.1.1. Atmospheric and anthropogenic sources

Rainwater is potentially a significant source of elements to the water sampled in the different springs at Séchilienne. To assess the importance of atmospheric inputs, we use Cl⁻ concentrations. Chloride is not significantly involved in chemical reactions at the Earth surface

and its presence in waters has three main origins: rainwater (through the dissolution of seasalt aerosols), dissolution of saline rocks or inclusions, and anthropogenic inputs. On the other hand, at Séchilienne, NO₃⁻ is most likely to be derived from human activity, through fertilizer input and/or domestic waste. Therefore, the correlation between Cl⁻ and NO₃⁻ concentrations in springs S15, S20, and S21 (R² = 0.65; Fig. S8) suggests that beyond rainwater, anthropogenic inputs are a significant Cl⁻ source to these springs. This inference is consistent with the presence of villages upslope from these springs. High Cl⁻ concentrations (> 100 μmol L⁻¹) are also found in some samples from underground outflows G1 and G2 (Table 3). However, in the case of these two springs such high Cl⁻ concentrations are not accompanied with high NO₃⁻ concentrations but correlate to some extent with dissolved Na⁺ and K⁺ concentrations (Fig. S8). This observation could be indicative of the dissolution of salts (NaCl and KCl) as a significant process delivering Cl⁻ and cations to the springs. Although the origin of these salts is unclear, we note that Zn-Pb ore deposits are reported discovered in the bedrock of Séchilienne landslide exploitation (Barnes, 1997). The presence of fluid inclusions containing alkali elements and Cl in these ores is likely, and leaching of such fluid inclusions could have occurred because of the exposure of new mineral surface during ore. To summarize, the excess of Cl in Séchilienne springs is most probably due to a combination of human activity (road salts and agriculture) and to dissolution of fluid inclusions of hydrothermal origin.

The expected concentration of Cl⁻ derived from precipitation in spring waters (hereafter called [Cl]_{crit} for "critical chloride", Stallard et al., 1983) of the Séchilienne massif can be estimated by multiplying the mean Cl⁻ concentration found in rainwater by the mean evapotranspiration factor (P/ETP: 4.02 with P: precipitation, ETP: evapotranspiration calculated from temperature and latitude of the study site, according to Oudin et al. 2005). Alternatively, [Cl]_{crit} can be estimated as being equal to the lowest Cl⁻ concentrations in the sample set (S10, S12 and S21 springs). Both methods concur to fix the atmospheric contribution of Cl⁻ to the Séchilienne waters at a maximum of 30 μmol l⁻¹. Above this concentration, additional sources must be involved. Once [Cl]_{crit} is known, it is possible to correct all cation concentrations from the atmospheric seasalt input by using:

$$(1) \quad [X]^* = [X] - [Cl]_{crit} \times \left(\frac{X}{Cl}\right)_{seawater} \quad (48)$$

In this equation, $[X]^*$ denotes the concentration of an element X in the water sample, corrected from the atmospheric input, and $(X/Cl)_{seawater}$ is the seawater elemental ratio. This correction is only significant for Na⁺, due to the relatively high concentrations found in the Séchilienne waters.

As explained above, significant excess of Cl⁻ ($[Cl] > [Cl]_{crit}$) is found for the S15, S20, and S21 springs where this excess is the highest (about 30 to 60 μmol l⁻¹) and due to domestic and/or agricultural activity; and in the G1 and G2 underground outflows (between 15-20 μmol l⁻¹ of excess), where this excess can be attributed to salt dissolution. For the first group of springs, it is most likely that input of Cl⁻ is associated with input of K⁺, through the use of fertilizers. For the second group of springs each mole of Cl⁻ released by salt dissolution can be associated with one mole of K⁺ or one mole of Na⁺. Because of the challenge associated to assessing the exact cause for the observed Cl⁻ excess in these springs, in the quantitative source apportionment (section 5.1.4) we use a stochastic approach to reflect the uncertainty linked to the nature of the cations delivered to the springs by these Cl⁻ sources. However, we emphasize that for the springs where silicate weathering is the most prominent process in terms of cation production (G1 and G2; see section 5.1.2 below), the correction for the solute sources causing the Cl⁻ excess (human activity and salt dissolution) is relatively minor.

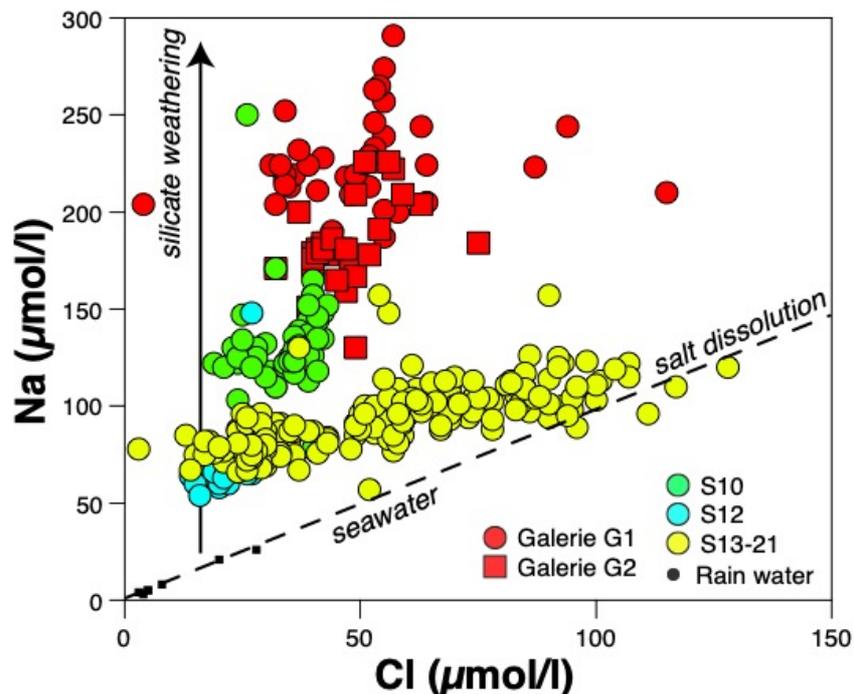


Figure 93 (3): Na vs Cl concentrations measured in the different groups of water outflow from the Séchilienne massif. Rainwater data points are aligned along the seawater composition (seasalts).

5.1.2. The importance of silicate weathering

The concentration of Na⁺, once corrected from atmospheric and anthropogenic inputs, can be used as a proxy of silicate weathering reactions, if the dissolution of silicate minerals is a dominant source of Na to surface waters compared to salt dissolution and human activity. The underground outflows G1 and G2 have the highest Na* concentrations (mean values 200±30 μmol L⁻¹ and 158±21 μmol L⁻¹ for G1 and G2, respectively) (Fig. 93). This observation suggests the importance of silicate weathering reactions in the Unstable Zone, made of fractured micaschists. Although as explained above the source of excess chloride could also be contributing Na (were this additional source NaCl inclusions), the Na* concentrations remain the highest found in the Séchilienne landslide area assuming that all Cl⁻ release to waters is associated to an equivalent Na⁺ release (in moles). Despite their excess of Cl⁻, the MSZ outflows chemistry also reveals that silicate weathering reactions are releasing Na⁺ to those waters (Fig. 93). However, the Na* concentrations of the Mixed Stable Zone (60 μmol L⁻¹ on average) are equal to around half of those encountered in the Unstable Zone. This contrast between the stable (MSZ) and unstable zone (UZ) illustrates that the intensity of silicate weathering is linked to the degree of fracturation at Séchilienne. Finally, the low Na* concentration in the S12 outflow (Fig. 93) can be attributed to the fact that it mainly drains the carbonate cover. The most plausible explanation for the non-zero Na* concentration in S12 is the release of Na from silicate material disseminated in the carbonate rocks, and/or to anthropogenic inputs.

5.1.3. Identifying sources to solutes in the springs of the Séchilienne massif

In the following we use dissolved elemental and isotopic ratios to quantitatively constrain the contribution of various rock sources (silicates, carbonates, and gypsum) for solutes in the Séchilienne springs. As shown above, strong contrasts exist in ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr ratios between the sedimentary carbonate cover and the crystalline rocks of the basement. The isotopic ratio of dissolved Sr released by water-rock interaction reflects that of the minerals undergoing dissolution and is not affected by the reincorporation of Sr in secondary minerals (*e.g.* Negrel et al. 1993). Sr isotopes can thus be used to trace the provenance of dissolved Sr, and by extension of the different cations, in the waters of Séchilienne. By contrast, elemental ratios such as Ca/Sr and Mg/Sr may be affected by the precipitation of secondary minerals and in

particular by the formation of secondary carbonates (Bickle et al., 2015) and should be used more carefully to identify the provenance of cations.

A series of plots using $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ as a common Y-axis are shown in Fig. 94. In $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs. Ca/Sr or Na/Sr plots (Fig. 94a and 94b) conservative mixing between reservoirs is indicated by straight lines joining the end members. In this set of figures, the Ca/Sr ratios for the carbonate, silicate, and evaporite end members are taken from Négrel et al. (1993) and Gaillardet et al. (1997). The corresponding Sr isotopic ratios are those measured in the rock samples from the Séchilienne massif (Table 3).

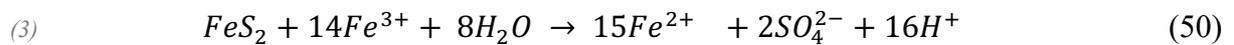
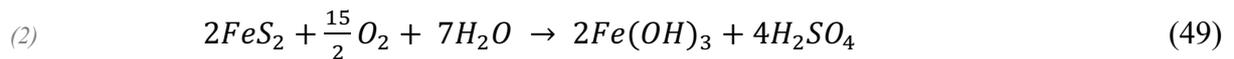
The position of the data points corresponding to springs S13, S15, S18, S20, and S21 (MSZ group) in Fig. 94a and 94b shows that their relatively low Sr isotopic composition cannot only be derived from the dissolution of carbonates. Another unradiogenic end member with low Ca/Sr and Na/Sr ratios needs to be invoked. As indicated by Fig. 94c this end member is enriched in sulfate as shown by its high SO₄/Na ratio. Although gypsum outcrops are not visible at Séchilienne, gypsum is known to exist in the local Triassic formations present in the upper part of the slope as indicated by the regional geological map (Fig. 91). More generally, the presence of gypsum is well documented in the Triassic strata of the the "external Alps" where it plays a major role in large-scale deformation and thrusting (Barfély et al. 1972). The occurrence of gypsum and carbonate dissolution inferred from the chemistry of the Séchilienne springs indicates that the Sabot Fault, which lies at the North-East of the MSZ outflows (Barfély et al. 1972), plays a major role in draining aquifers hosted by sedimentary rocks to the MSZ and BSZ outflows. The Sr and S isotope composition of Triassic seawater (between 0.7075 and 0.708 and 15±3 ‰, respectively; Burke et al. 1982, Fanlo and Aroya 1998, Kampschutte and Strauss 2004) and the typical Ca/Sr ratio of waters draining gypsum (Gaillardet et al., 1997; Meybeck et al., 1986) are consistent with the contribution of gypsum dissolution.

Fig. 94 also shows first that the S12 spring, reported by Vallet et al. (2015a) to be supplied by rapid flowpaths through the sedimentary cover, in addition to being solute-poor compared to springs of the MSZ group, is not influenced by gypsum dissolution despite its geographical position on the sedimentary part of the slope. The relatively high Na/Sr ratios observed in the S12 spring is probably due to anthropogenic influence, as revealed by the high nitrate concentrations measured in this spring (section 5.1.1 and Fig. S8c).

By contrast, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ and chemical ratios of waters from the UZ outflows (G1, G2) are clearly influenced by a silicate end member. However, their Sr isotopic signature is lower than those of the local micaschist, indicating the additional contribution of Sr from a carbonate and / or

evaporitic source to the G1 and G2 spring (Fig. 94a). The ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr ratios of waters of the S10 outflow also exhibit intermediate values between the silicate and carbonate-gypsum mixing line, but with ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr ratio lower than those of the UZ outflows, supporting the idea that water-silicate interaction in the BSZ are less intense than in the UZ. These inferences based on Sr isotopes are in full agreement with those made above based on Na* concentrations and can be interpreted as reflecting the lesser degree of fracturation of the stable zone compared to the unstable zone. Fig. 94c and Fig. 94d show that the higher ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr ratios observed in springs of the UZ (G1, G2), and to a lesser extent of the BSZ (S10) are associated with sulfate enrichment. However, unlike for samples of the MSZ (S13-S21), dissolved sulfate in UZ and BSZ samples has a relatively low S isotope composition (Fig. 94d). This observation is compatible with a significant influence of sulfide oxidation, despite the very wide range of δ³⁴S values measured in the bedrock micaschists (between -13,14‰ and 17,77‰, average -0,10‰, S.D: 10,05; Table 2).

The presence of pyrite has been reported in the unstable zone of Séchilienne (Bertrand et al. 2014, Vallet et al. 2015a). The concomitant increase in SO₄²⁻ and radiogenic Sr (Fig. 94c), combined with the decrease in δ³⁴S (Fig. 94d) suggests a coupling in the unstable zone between sulfide oxidation and silicate weathering. Indeed, the oxidative weathering of pyrite, possibly by O₂ or water, leads to the release of sulfate to waters (e.g. Spence and Telmer, 2005):



The oxidation of sulfide to intermediate sulfur species or to sulfate appears to produce only small isotope effects (Fry et al., 1986, 1988; Zerkle et al., 2009; Balci et al., 2012). The significance of these reactions in the unstable zone of Séchilienne can be related to the role of fracturation and grain comminution in favoring the contact between water, air, and minerals, which is the rate-limiting factor for a fast chemical reaction such as pyrite oxidation.

Altogether, our analyses shows that the composition of the water outflows from the Séchilienne site can be interpreted by a variable contribution of waters having interacted with micaschists

and sedimentary rocks, and by a dual origin (sulfide oxidation vs. gypsum dissolution) of sulfate ions. The chemical and isotopic characteristics of the MSZ and UZ waters show that these waters have percolated through the sedimentary cover before reaching their outlet in the massif through the Sabot fault.

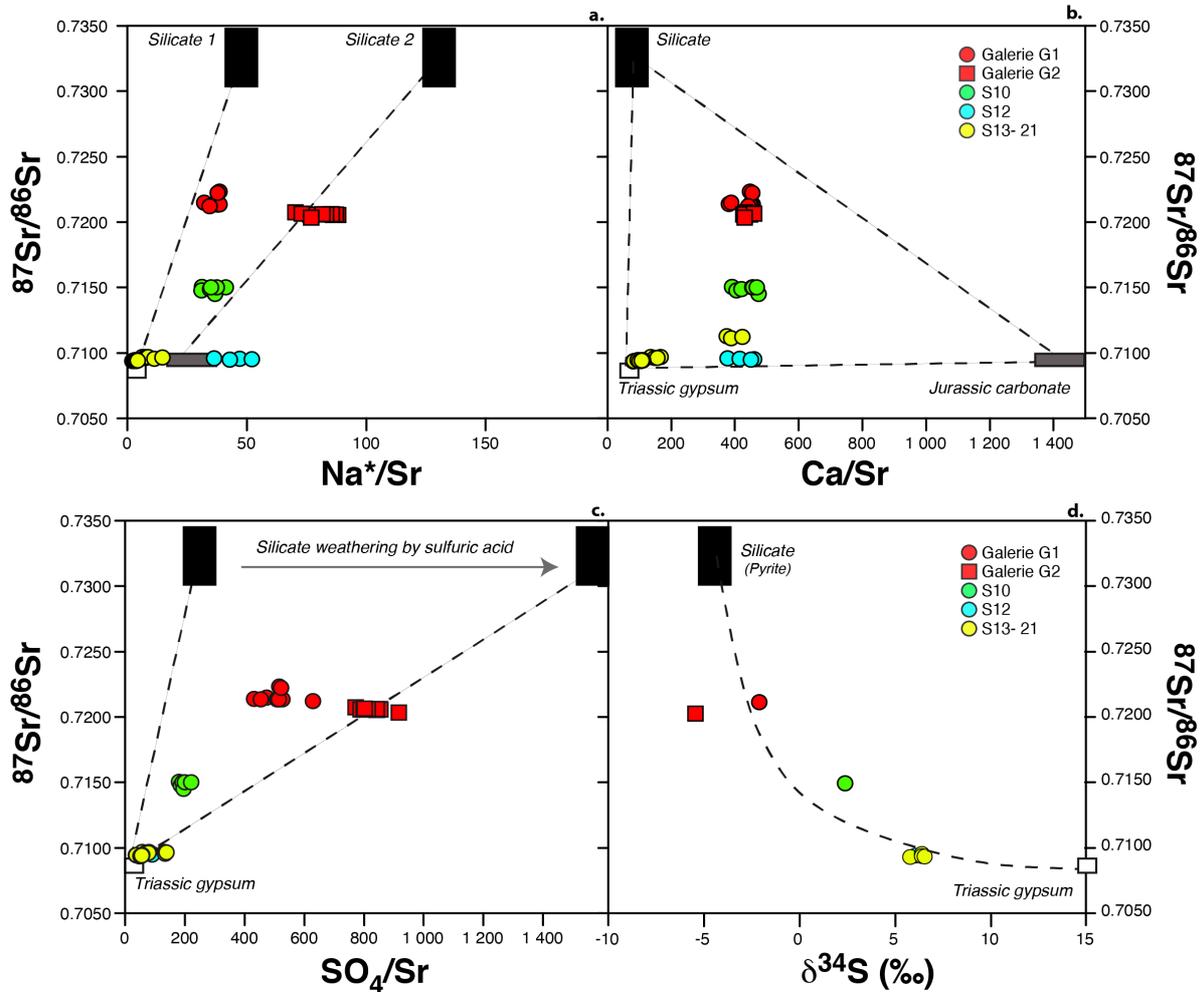


Figure 94 (4): Sr isotopic composition of the different groups of water outflows from the Séchilienne massif as a function of Sr-normalized ratios (a, b and c) and S isotopic composition (d). Mixing end members are discussed in the text. Straight lines indicate a mixing process in Fig. 94a, 94b and 94c. In Fig. 94d, the dashed line is a mixing hyperbola calculated based on the composition of the end members ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $\delta^{34}\text{S}$, and SO_4/Sr ratios of the silicate and carbonate end members).

5.1.4. Quantitative apportionment

Spring dissolved Sr isotopes and major element chemistry make it possible to estimate the relative contribution of each identified end member to the different cations. The details of these calculations and results are given in supplementary materials. Following the above discussion, mixing equations can be written for the conservative trace element Sr:

$$(4) \quad \left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}}\right)_{\text{mix}} = X_{\text{sil}}^{\text{Sr}} \cdot \left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}}\right)_{\text{sil}} + X_{\text{carb}}^{\text{Sr}} \cdot \left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}}\right)_{\text{carb}} + X_{\text{gyyps}}^{\text{Sr}} \cdot \left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}}\right)_{\text{gyyps}} \quad (51)$$

$$(5) \quad \left(\frac{\text{Na}}{\text{Sr}}\right)_{\text{mix}} = X_{\text{sil}}^{\text{Sr}} \cdot \left(\frac{\text{Na}}{\text{Sr}}\right)_{\text{sil}} + X_{\text{carb}}^{\text{Sr}} \cdot \left(\frac{\text{Na}}{\text{Sr}}\right)_{\text{carb}} + X_{\text{gyyps}}^{\text{Sr}} \cdot \left(\frac{\text{Na}}{\text{Sr}}\right)_{\text{gyyps}} \quad (52)$$

$$(6) \quad 1 = X_{\text{sil}}^{\text{Sr}} + X_{\text{carb}}^{\text{Sr}} + X_{\text{gyyps}}^{\text{Sr}} \quad (53)$$

Where the subscripts *mix*, *sil*, *carb*, and *gyyps* denote the mixture (water), the silicate, carbonate, and gypsum end members respectively. Proportions of Sr derived from each of those end members *i* are denoted X_i^{Sr} . All ratios are corrected from atmospheric and salt inputs according to the above method. Because the carbonate and gypsum end member add relatively few Na compared to Na* (Na from silicates), equation 52 simplifies into:

$$(7) \quad \left(\frac{\text{Na}}{\text{Sr}}\right)_{\text{mix}} = X_{\text{sil}}^{\text{Sr}} \cdot \left(\frac{\text{Na}}{\text{Sr}}\right)_{\text{sil}} \quad (54)$$

This assumption is supported by the positions of the different springs in Fig. 94a, which indicates that the low-⁸⁷Sr/⁸⁶Sr component of the springs - encompassing both carbonate and gypsum weathering - has a negligible Na content. The proportions of Sr in the different mixing reservoirs can then be estimated and the contribution of each of these end members to the load of the dissolved major species SO₄²⁻ and Mg²⁺ then calculated following:

$$(8) \quad X_i^E = X_i^{Sr} \left(\frac{E}{Sr} \right)_i / \left(\frac{E}{Sr} \right)_{spring} \quad (55)$$

with $i = sil, carb,$ or $gyp,$ and $E = SO_4,$ or Mg (corrected from rain inputs). Full discussion is given in supplementary materials (section 3) on the choice of the $(Na/Sr)_{sil}$ (eq. 54) and more generally of the $(E/Sr)_i$ ratios (eq. 55), based on regression of the spring hydrochemical data and independent constraints from our geochemical analyses of the rock samples.

In carbonate-rich contexts like that of Séchilienne, dissolved Ca²⁺ concentrations can be affected by precipitation of secondary carbonates which tend to scavenge significant amounts of dissolved Ca relative to Mg and Sr (Bickle et al., 2015). For this reason, in principle eq. 55 cannot be applied for $E = Ca$ and $i = carb.$ The relatively high Mg/Ca ratios (around 0.9 mol/mol in springs G1, G2, and S10; and 0.2-0.4 mol/mol in springs S10 to S21; Table 3) and Sr/Ca ratios (around 2 mmol/mol in springs G1, G2, S10, S12, and S18; and above 6 mmol/mol for springs S13, S15, S20, and S21) compared to the estimated Mg/Ca and Sr/Ca ratios of the calcite end member at Séchilienne (below 0.1 mol/mol and 1 mmol/mol, respectively) determined from our geochemical analyses of rock samples (Table 1) are indeed suggestive of a significant role of secondary carbonate formation. We quantify the role of secondary carbonate formation using the method proposed by Bickle et al. (2015), which is based on the comparison in the Sr-Ca-Mg-Na compositional space between the measurements made in springs and the prediction from conservative mixing between the rock end members (supplementary materials; section 3). In this analysis we contend that secondary carbonate formation affects waters containing solutes derived from the three rock end members identified for the Séchilienne springs (silicates, carbonates, and gypsum) after they mix. We estimate that along the water flowpath secondary carbonate formation scavenges around 60% of the Ca initially released to solution by the combined dissolution of silicates, carbonates, and gypsum for springs G1, G2, and S10, whereas the effect of secondary carbonate precipitation is negligible for the other springs (supplementary materials; section 3). These results highlight the potential role of lithological diversity, a characteristic of the bedrock material drained by springs G1, G2, and S10 in the UZ and BSZ (compared to other springs mostly influenced by the carbonate cover), in promoting secondary carbonate formation through mixing of compositionally different waters.

Another challenge in using eq. 55 at Séchilienne is the fact that both calcite and dolomite are reported to occur as carbonate minerals at Séchilienne - as confirmed by our own chemical

analyses of rock samples (Tab. 1). Therefore, we take into account the presence of dolomite in our quantitative source apportionment, in particular regarding the $(\text{Mg}/\text{Sr})_{\text{carb}}$ ratio used in eq. (55) (supplementary materials; section 3). Based on arguments linked to the extent of secondary carbonate precipitation needed to explain the spring data (see above), we estimate that the contribution of dolomite dissolution to the overall Ca released by carbonate weathering at Séchilienne is about 10 to 20% (Supplementary materials).

In order to quantify the uncertainty associated to our mixing model, a Monte Carlo approach was used with 10,000 simulations. Results are given in Tab. S2 (tables available in supplementary materials) and represented in Fig. 95 as a stacked bar plot. In the following text, results on mixing proportions X_i^E are reported as $D_{50}^{+D_{84}}_{-D_{16}}$ (D_n is the n^{th} percentile of the output distribution over the 10,000 simulations; D_{50} is thus the median).

Carbonate dissolution appears as the major contributor to dissolved Ca, and to about half of dissolved Mg in all the springs sampled on the different parts of the studied zone (UZ, BSZ, MSZ), making this process a major supplier of cationic charges to waters at Séchilienne (Tab. S2; Fig. 95). In the most active part of the landslide (G1, G2), despite the silicate-dominated lithology, carbonate contribution is significant (about 40%), indicating the waters percolating through the unstable zone acquired part of their chemical and isotopic composition from above the hillslope. Calculations of the proportions of sulfate derived from the different end members show a minor but non negligible contribution of gypsum dissolution (reaching 88% of the total sulfate in spring S15) and a very clear contribution of pyrite oxidative weathering particularly important in the fractured zone. In the G1-G2-S10 group of springs, most of the anionic charge (> 80%) is provided by the oxidative weathering of pyrite. Springs from the BSZ exhibit a lower proportion from silicate end member with a median of $0.48^{0.76}_{0.24}$ against $0.61^{0.84}_{0.38}$, $0.56^{0.81}_{0.31}$ for G1 and G2 (UZ), respectively. This contrast can be attributed to the unstable context of G1 and G2 compared to that of the stable part of the slope at the BSZ outflow.

Gypsum dissolution is a major process at some sites (with fraction of SO₄ from gypsum ranging between $0.57^{0.79}_{0.43}$ and $0.88^{0.97}_{0.80}$ in waters of the MSZ S13-S21, for example), but nowhere does this process dominates the overall solute production (Fig. 95). Therefore, and although significant uncertainty exists regarding the S isotope composition of the pyrite endmember, S isotope data lend support to our inference from the mixing model that waters are derived essentially from pyrite oxidation in the unstable zone, and from gypsum dissolution the MSZ

waters (S13, S15, S18, S20, S21). The relative contribution of carbonates is also significant in MSZ waters with proportions ranging from 0.32_{0.09}^{0.58} for S18 to 0.33_{0.13}^{0.56} for S15.

Based on results of the mixing model, we can estimate a value for $\delta^{34}\text{S}$ of the pyrite endmember. Indeed, a significant linear negative relationship ($R^2 = 0.8$) exists between the $\delta^{34}\text{S}$ measured in springs across the Séchilienne massif and the modal estimates of their $X_{\text{sil}}^{\text{SO}_4}$ (Fig. D5). The intercept of this relationship at $X_{\text{sil}}^{\text{SO}_4} = 1$ (equivalently at $X_{\text{gyp}}^{\text{SO}_4} = 0$) gives an estimate for $\delta^{34}\text{S}_{\text{sulfur}}$ of -3.1‰. Such estimates are consistent with the range of measurements of solid sulfur reported in this study (ranging between -13.1‰ to 17.8‰) and reflect an average value of the S isotope composition of sulfides for the Séchilienne unstable zone.

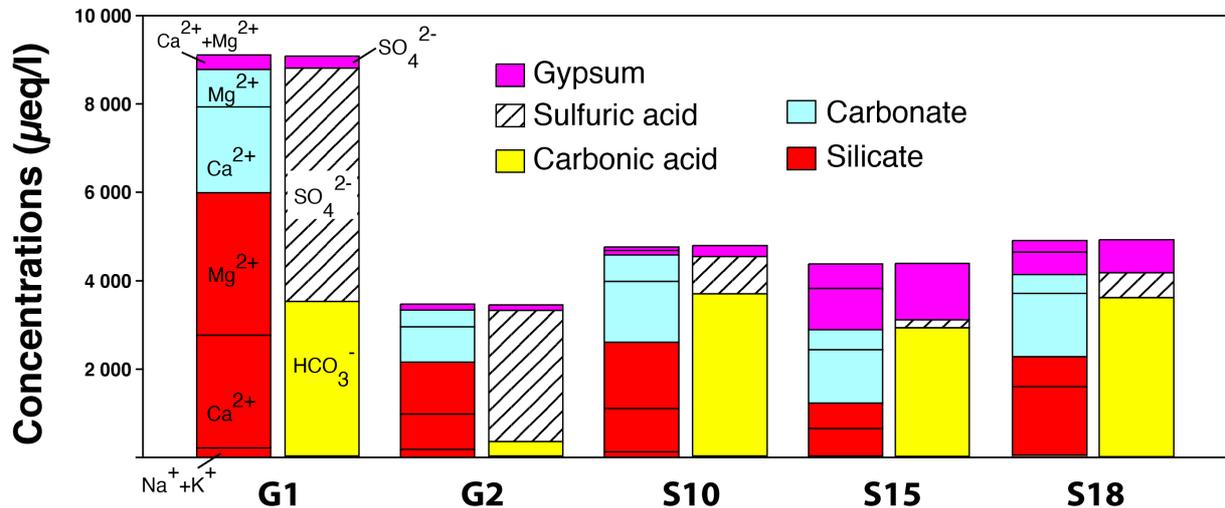


Figure 95 (5): Concentration (in charge equivalents) calculated for major dissolved species and for each end member from the mixing model presented in the text and in the supplementary materials (Table S2). Silicates contribute for Na+K+Ca+Mg (Na+K not indicated), carbonates for Ca+Mg, gypsum dissolution for Ca+Mg (not distinguished). Note that ultimately the hydrogenocarbonate ion originates from respiration in soils. Sulfuric acid is generated by the oxidation of sulfide minerals, a process that occurs preferentially in the fractured zone. Relative contributions of different end members were obtained by solving a set of mixing equations using a Monte Carlo approach (section 5.1.3). Note that the relative contribution of each rock end member to the Ca²⁺ load here refers to that calculated for the Ca "initially" released into solution, that is before secondary carbonate precipitation (supplementary materials).

5.2. Implications for hydrogeological processes at the Séchilienne site

Water plays an important role in the dynamics of slope instabilities, first as a physical (hydrogeological) agent that can lead to aggravation of the instability. Secondly, water is a geochemical agent, which weathers rocks and makes them less cohesive (Rutqvist and Stephansson, 2003; Binet, 2006; Cappa et al., 2004). These two categories of processes interact with each other in time as weathering leads to modifications in subsurface permeability and porosity, and thus in water flowpaths through the massif (Gu et al. 2020). Hydrological triggering is the most usual mechanism of initiation and reactivation of landslides but water flows in the subsurface have also been shown to have a major impact on the destabilization of a slope (de Montety et al. 2007; Guglielmi et al. 2002, Vallet et al. 2015b). However, landslides constitute very heterogeneous media due to their intense fracturation, which makes hydrogeological investigation complicated. The use of hydrochemistry and isotopic investigation can provide new insight to classical investigation. For example, groundwater dissolved $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios have proven to be useful in determining the sources of solutes in natural waters (Négreil and Deschamps, 1996, Négreil et al., 2001, Dotsika et al., 2010), investigating mineral weathering reactions (Brass, 1975; Åberg et al., 1989; Bullen et al., 1996; Clow and Drever, 1996; Bullen and Kendall, 1998), and identifying mixing processes involving groundwaters of different sources (Woods et al., 2000; Frost and Toner, 2004; Singleton et al., 2006) also inside an unstable context (Deiana et al., 2018). Values of groundwater dissolved $\delta^{34}\text{S}-\text{SO}_4^{2-}$ have also been used in aquifer studies to identify sulfate sources (Moncaster et al., 2000; Cortecchi et al., 2002; Gammons et al., 2013). In particular, the Séchilienne hydrogeological model proposed by Vallet et al. (2015a) use sulfates as a tracer of waters flowing through the instability with the assumption that all SO_4^{2-} measured in groundwaters is sourced from pyrite oxidation. High sulfate concentrations in MSZ waters were indeed inferred by Vallet et al. (2015a) to be derived from a mixture of 30% of waters from the UZ (drained through the micro-fissured matrix) and 70% from the sedimentary cover (drained through both micro-fissured matrix and larger fractures), thereby establishing a hydraulic connection between the UZ and the MSZ waters (Fig. 91c).

Results from the present study partly support the hydrogeological model established by Vallet et al. (2015a) but allow us to refine this model through the identification of the contribution of another, unexpected end member corresponding to the dissolution of gypsum with a remote origin. Based on the local geological map (Barfély et al. 1972) gypsum occurrence has been

reported but outside of the study zone, upstream along the Sabot fault which lies at the North-East of the MSZ outflows. As the fault is a major flowpath (Lajaunie et al., 2019), draining aquifers hosted by the sedimentary cover to the MSZ outflows, it contributes to the enrichment in SO₄²⁻ of those waters (Fig. 96). Our study therefore indicates a significant evaporitic origin for the sulfates in the MSZ waters, challenging the interpretation of Vallet et al. (2015a) of a hydrogeological connection between waters of the unstable and stable zones. Sulfate in outflows draining the UZ and BSZ is not strongly sourced from evaporites, but the part of those sulfates with evaporitic origin can be explained by a contribution of water flows through the Sabot fault towards the sedimentary cover and the basement formations (Fig. 96).

In addition, the systematic differences in elemental concentrations observed between the UZ and BSZ outflows (Tab. 3) can be linked to the structure of the slope and water flowpaths in the subsurface. Indeed, the S10 outflow drains a stable area (BSZ) just above the lowly-weathered, only slightly fractured basement. By contrast, the G1 and G2 outflows drain the unstable part of the slope (UZ), where the basement is highly fractured. This leads in turn to a stronger weathering degree of rocks and minerals there, and in particular of pyrite which is a major contributor to dissolved sulfate in the G1 and G2 outflows - more so than in the S10 outflow (stable and lowly weathered) characterized by lower sulfate contents.

Improving numerical and predictive models requires the incorporation of hydrological processes such as the dynamics of water circulation within a slope (directly dependent on fracturation, volumes of water involved, etc.). This study shows that isotopic proxies such as Sr and S isotopes (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr, δ³⁴S) coupled to water chemistry can be a very powerful tool to constrain groundwater origin and flowpaths in landslides and can substitute to tracer surveys, and constitute an alternative for hydrogeological investigations in logistically-challenging field environments such as unstable slopes.

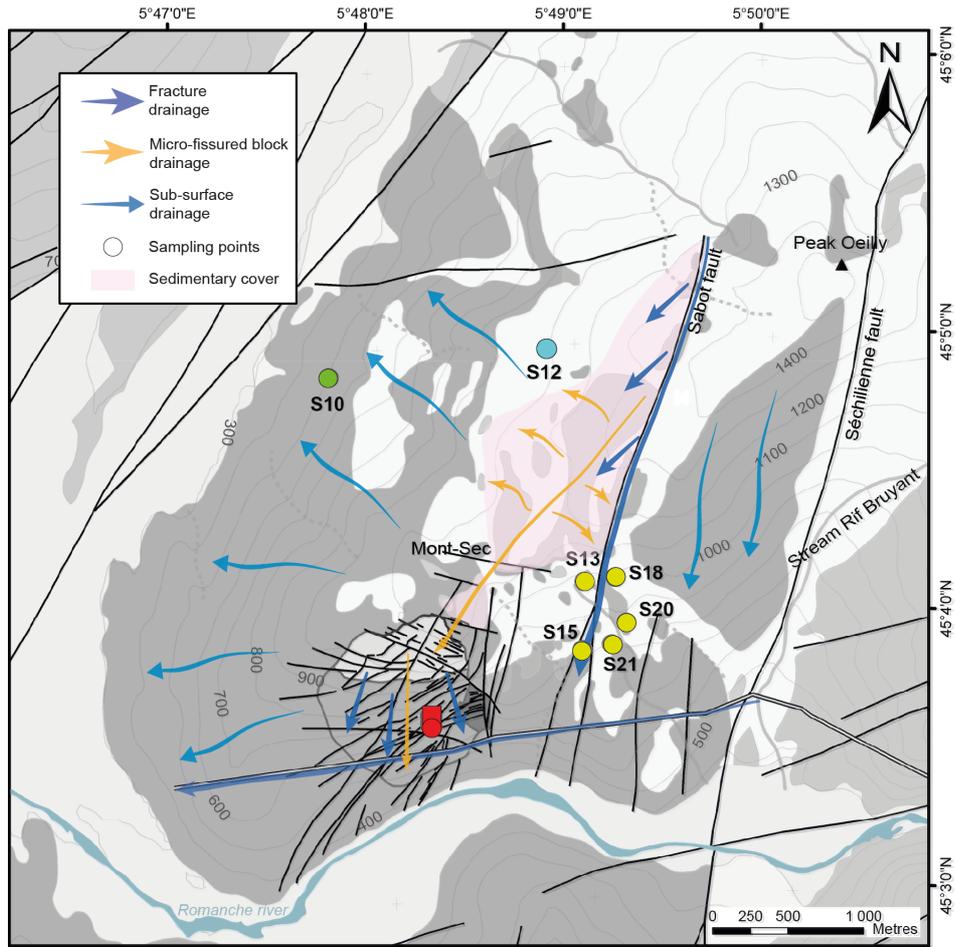


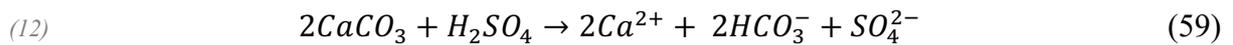
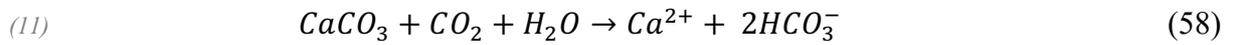
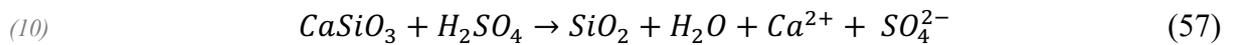
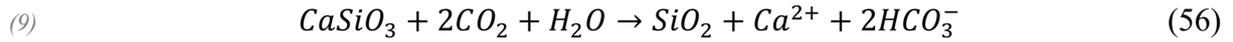
Figure 96 (6): Sketch of the Séchilienne groundwater conceptual model, modified after Vallet et al., (2015).

5.3. Role of landslides on silicate weathering and CO₂ consumption

Recent studies have shown the importance of pyrite oxidation, sulfuric acid production, and associated chemical weathering in active landslides (Emberson et al. 2015, Emberson et al. 2016). The novelty of the present study is the use of waters sampled within an active, slow landslide, rather than percolation waters sampled at the base of the colluvium of recent landslides, of river waters draining landslide-affected watersheds. In the following paragraph we examine the potential implications of the present study of the Séchilienne landslide for the global carbon cycle.

Silicate weathering by carbonic acid consumes atmospheric CO₂ and, combined with the precipitation of carbonates in the ocean, is the mechanism that has allowed for the sequestration of atmospheric CO₂ and consequently lower the Earth's surface temperature on geological

timescales (Berner and Berner 2012). Rock forming-minerals uplifted to the Earth surface react with oxygen, carbonic acid produced by soil respiration, and sulfuric acid produced by the oxidation of sulfide minerals. The following reactions describe how carbonic (equations 56 and 58) and sulfuric (equations 57 and 59) acids interact with silicate (here wollastonite CaSiO₃) and carbonate minerals, and lead to the production of alkalinity (here HCO₃⁻):



It is usually considered that when Ca²⁺ reaches the ocean, over a time period longer than 0.1 to 1 Myr, the precipitation of CaCO₃ releases CO₂ into the ocean-atmosphere system according to the reaction:



The influence of the above reactions (equations 56-60) on atmospheric CO₂ partial pressure depends on the time scale considered (Torres et al., 2016). At short timescales (typically < 10⁵ yrs), the chemistry of river discharge is able to influence the carbonate system in the ocean. Indeed, the delivery of alkalinity and Dissolved Inorganic Carbon (DIC) to the ocean to a ratio lower than that of the modern seawater ratio (Alk/DIC ~ 1) leads to increased dissolved CO₂ concentration, and consequently higher CO₂ content in the atmosphere through re-equilibration (Zeebe and Wolf-Gladrow, 2001). If the Alk/DIC ratio is higher than 1 but lower than 2, at time scales longer than that typical of carbonate precipitation in the ocean (10⁵ to 10⁶ yrs) but shorter than that of marine sulfate reduction to sulfide in sea bottom sediments (several 10⁶ yrs),

atmospheric CO₂ will increase because the precipitation of carbonates releases CO₂ to the ocean-atmosphere system that was not consumed on land by weathering reactions (combination of equations. 59 and 60). This mechanism should lead to global warming (Calmels et al., 2007) and has been invoked by Torres et al. (2014) for maintaining atmospheric CO₂ levels during the Himalayan orogeny, which otherwise should have led to a rapid atmospheric CO₂ depletion by enhanced silicate weathering. Finally, at timescales longer than that typical of sedimentary burial of sulfide in the ocean, only silicate weathering by carbonic acid leads to net C sequestration (Berner et Berner, 1996; Calmels et al. 2007).

However, our analysis demonstrates that at Séchilienne reaction (60) also occurs directly on the continent through the formation of secondary carbonates, favored by the addition of calcium and alkalinity derived from silicate weathering, which results in a "short cut" of the carbon cycle. This short-term CO₂ release has to be taken into account when evaluating the overall CO₂ effect of weathering reactions at Séchilienne, and more generally in lithologically complex weathering systems where secondary carbonate formation is likely to involve solutes produced by a variety of processes, and in particular by carbonate weathering by sulfuric acid.

To this aim, we use the stoichiometry of reactions (56) to (60), together with the results of our quantitative source apportionment (section 5.1.4) to calculate the impact of weathering reactions at Séchilienne on atmospheric CO₂ over two scales (convoluted spatially and temporally), referred to in the following as "on site" or "local" (*i.e.*, immediately when weathering processes take place in the unstable zone) and "long term" or "global" (*i.e.*, taking into account marine carbonate precipitation in the ocean ensuing solute delivery to the ocean).

Fig. 97 shows that waters produced in the Unstable Zone of Séchilienne (G1 and G2) act as CO₂ sources on the "long term", whereas waters produced in the bedrock stable zone (S10) or the mixed stable zone (S15, S18) are CO₂ sinks or CO₂-neutral within uncertainty. Our study thus shows that instabilities such as the Séchilienne landslide can act as hotspots of long-term CO₂ release to the atmosphere depending on the types of mineral-fluid interactions and also on the flow paths followed by the water drained in the landslide. We suggest that chemical weathering in similar landslides throughout the Alps (*i.e.* Clapière, Super Sauze, and Valabres in the French Alps, Rosone in Italy; Barla et Chiriotti, 1995; Follacci, 1999; Binet, 2006) have a similar impact on global biogeochemical cycles and climate. Although it is beyond the scope of the present study to quantify the CO₂ fluxes linked to weathering in the Séchilienne landslide - let alone to attempt an extrapolation of such local results to the scale of the Alpine range - our work clearly shows that silicate and carbonate weathering by sulfuric acid generated in

landslide zones of active mountain ranges have a climatic impact though a complex set of entangled short-term and long-term effects. Furthermore, this impact contradicts the textbook view that silicate weathering in mountain ranges consumes CO₂ from the atmosphere and cool the global climate (Raymo, 1991; Hilton and West 2020), and motivates more detailed studies associating hydrogeological and mineralogical approaches to build a more realistic understanding of the impact of mountains on climate change.

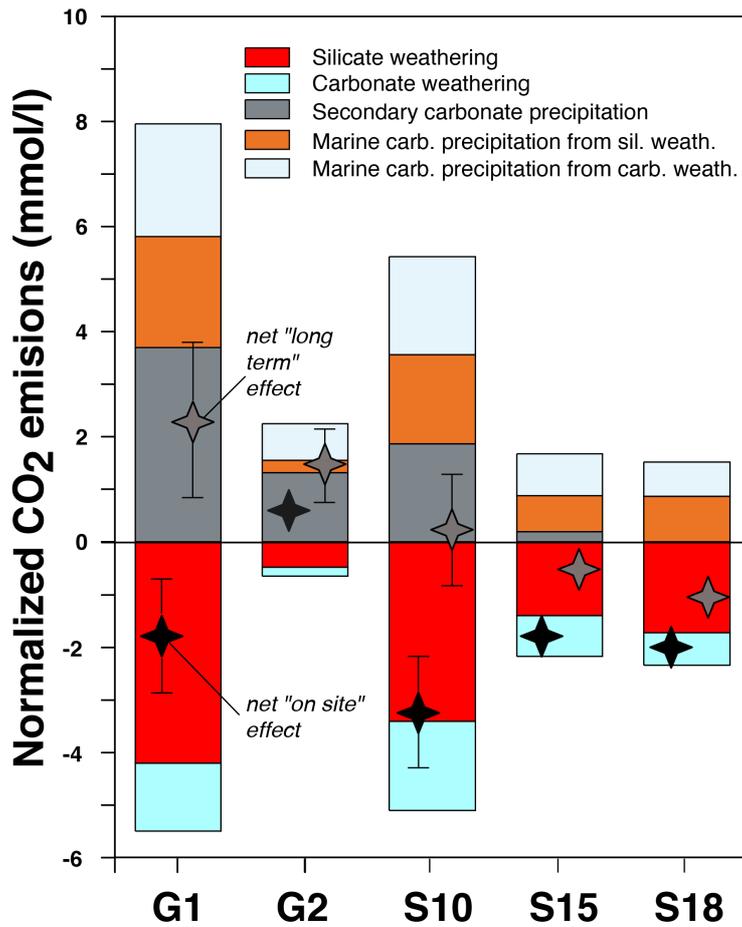


Figure 97 (7): Evaluation of the effect of weathering processes at Séchilienne on atmospheric CO₂. The hydrochemistry of the springs G1 and G2 draining the instability ("Unstable Zone") show that the weathering results in long-term CO₂ production to the atmosphere because the cations are preferentially released in spring waters by the action of sulphuric acid and not carbonic acid from the soils (Table S3). In the Bedrock Stable Zone (spring S10) and in the Mixed Stable Zone (springs S15 and S18), weathering processes act as CO₂ sinks or are CO₂-neutral within uncertainty. Secondary carbonate precipitation returns CO₂ to the atmosphere. In particular, in the spring G2 of the Unstable Zone, this process results in a net "on site" CO₂ release because it involves precipitation of Ca and alkalinity derived from carbonate weathering by sulfuric acid.

VI. CONCLUSION

We use measurements of dissolved major element chemistry coupled to Sr and S isotopic ratios in spring waters of the Séchilienne active landslide site in order to identify the chemical processes at play in the subsurface of the landslide area. Among these tracers, strontium isotopes allow us to allocate cations to different sources, circumventing issues affecting elemental ratios related to the precipitation of secondary. Silicate, carbonate, and evaporite weathering all appear to contribute to the cation load of the Séchilienne waters. Scavenging of dissolved calcium by secondary carbonate formation is identified as a major process affecting solutes in the subsurface waters of the Séchilienne instability and favored by the mixing of different solution having interacted with a heterogeneous set of minerals. Sulfur isotopes bring a unique qualitative constraint on the origin of the sulfate ion, which is abundant in the Séchilienne groundwaters, showing the contribution of not only pyrite oxidation but also of gypsum dissolution.

The provenance of dissolved species at Séchilienne also reveals the complex water flow paths there. In particular, waters percolating through the landslide have acquired part of their hydrochemical characteristics far away from the unstable zone itself. For example, sulfur isotopes clearly indicate an unexpected contribution from Triassic sedimentary gypsum dissolution, that can only occur in the sedimentary layers capping the upper part of the massif and pointing out the importance of water drainage by a major fault of the massif.

The comparison between the stable and unstable parts of the site suggests that silicate weathering is enhanced in the fractured, unstable zone, where the landslide is active. Sulfur isotopes indicate that the production of acidity by the oxidation of magmatic sulfides enhances rock alteration in the unstable zone, this leads us to suggest the following feedback. By favoring the penetration of oxic waters and allowing contact with silicate minerals, fracturation and grain comminution controls the oxidation of pyrite that in turn rapidly generates sulfuric acid. The weathering of silicate minerals by sulfuric acid weakens the rock structure what in turn favors fracturation in response to the gravitational stress. For example, Fletcher et al. (2006) and Behrens et al. (2015) have shown that opening of porosity at the rock-soil interface in soil profiles can be initiated by oxidation of Fe(II) minerals inducing a positive volume budget leading to the production of micro-cracks, inducing further weathering, at the origin of the opening of fractures, provided that enough carbonate and pyrite is present in the bedrock. At a

larger scale, the feedback we propose here exemplifies a similar process of coupling between physical and chemical processes sustaining mass wasting in mountain ranges.

Finally, we demonstrate that the Séchilienne landslide is a hotspot of CO₂ release to the atmosphere over the long term. Although it remains difficult to upscale the results of the present study to the entire Alpine range, or to a global scale, landslides developed on sulfide-hosting sedimentary rocks appear to have a climatic impact opposite to the conventional view that rock weathering in mountains ranges consumes CO₂ from the atmosphere, and thus contributes to global cooling. In addition, our study shows a strong control of weathering processes and rates by local hydrogeological features, such as the complexity of flow paths setting the chemistry of the groundwaters within the unstable zone. More work is needed to assess the importance of landslides as hotspots of chemical alteration and geological CO₂ emissions, in particular to investigate their hydrological and hydrochemical response to weather and climate change. More generally, landslides epitomize the coupling between landscape evolution, tectonics and climate-weather. For this reason - as well as that of their societal impact in terms of natural hazard - monitoring landslides over a range of time scales and frequency should become a priority.

CONCLUSION GÉNÉRALE & PERSPECTIVES

Ce travail de recherche a permis de mieux comprendre et contraindre l'influence de l'instabilité de versant de Séchilienne sur le fonctionnement hydrogéologique de l'aquifère situé au sein de ce massif fissuré. Le couplage des informations géochimiques et hydrogéologiques permet de définir des grandes familles d'eaux et d'identifier la participation des différents réservoirs à l'écoulement dans les versants en mouvement.

Dans un premier objectif de caractérisation du fonctionnement hydrogéologique de la zone instable, une approche basée sur l'utilisation de chroniques de données acquises sur le long terme, couplée à l'utilisation d'outils statistiques et un suivi temporel a été utilisée. Dans un deuxième temps, la résolution d'un modèle de mélange s'est basée sur l'utilisation couplée de la composition en éléments majeurs de l'eau et des isotopes du strontium et du soufre. Ce travail a permis d'affiner le modèle hydrogéologique préexistant défini par Vallet et al. (2015) et de contraindre les processus d'altération au sein d'un versant instable ainsi que leur impact sur les teneurs en CO₂ atmosphérique. La contribution de la dissolution de gypse aux eaux de porosité de la zone broyée a été montrée.

Deux schémas conceptuels ont ainsi pu être produits. Ils illustrent le fonctionnement hydrogéologique de la zone instable du versant de Séchilienne, vis-à-vis du versant stable, pour l'un. Pour l'autre, c'est le couplage complexe entre l'altération physique et chimique et leurs impacts sur le cycle du carbone qui est illustré.

- *APPORTS DE LA CARACTÉRISATION HYDRODYNAMIQUE ET HYDROCHIMIQUE DES EAUX DU MASSIF DE SÉCHILIENNE À LA COMPRÉHENSION DU FONCTIONNEMENT HYDROGÉOLOGIQUE DE L'INSTABILITÉ DE VERSANT :*

Les écoulements au sein d'un versant montagneux se font principalement au sein de fractures, peu nombreuses, mais connectées et permettant ainsi le transit des eaux au sein de la zone non saturée (ZNS) vers l'aquifère profond ; une partie de ces eaux circule également au travers de la matrice rocheuse, microfissurée. La déstabilisation d'un versant (initialement sain et stable), perturbe cette dynamique hydrogéologique et modifie les écoulements souterrains et

par conséquent le fonctionnement hydrogéologique du massif. Le schéma conceptuel présenté en figure 98 permet de synthétiser les caractéristiques hydrogéologiques des versants stable et instable de Séchilienne. Au sein de l'instabilité, deux exutoires ont été échantillonnés, permettant ainsi le suivi hydrogéologique des circulations au sein de la zone déstructurée. La partie stable du versant de Séchilienne est suivie à partir de l'exutoire S10, situé sur le versant opposé à l'instabilité.

Le milieu stable correspond à un milieu légèrement à moyennement fracturé où la minéralisation de l'eau est contrôlée par la nature des minéraux au sein des fissures, la taille des fissures et le temps de transit. Cette minéralisation est stable au cours du temps et ne varie que par l'effet de la dilution induite par l'arrivée des eaux de pluie. D'un point de vue hydrogéologique, en milieu stable peu fracturé, l'eau circule au travers d'un réseau des fissures peu nombreuses mais bien connectées (bonne organisation du milieu et bonne connexion des fractures), elle est peu stockée. Une faible partie de cette eau peut être stockée au sein de la microfissuration mais ne représente qu'un très faible volume.

Les données de concentrations des éléments majeurs, des rapports isotopiques du soufre et du strontium permettent de renseigner indirectement sur l'écoulement des nappes dans le versant et directement sur l'altération des roches. Les faciès chimiques et isotopiques déterminés traduisent l'origine des écoulements en fonction des différentes lithologies. La différence de minéralisation donne deux informations selon la période hydrologique. La variation du signal sur l'année hydrologique indique une réactivité du milieu lors de la recharge, donc un milieu fissuré bien connecté. Le degré de minéralisation, résultant des interactions eau-roche est lisible en basse eaux. Ce degré de minéralisation traduit soit un degré d'altération plus élevé, soit un temps de séjour plus ou moins long dans les fissures.

La composition chimique des eaux échantillonnées au sein de l'instabilité est principalement liée aux roches du réservoir. Cependant, la déstabilisation du versant produit des teneurs élevées en sulfates (SO_4^{2-}), signe d'une fracturation importante et active qui vont impacter la composition chimique des eaux circulant au sein du milieu instable. Les variations des concentrations en sulfates sont expliquées par la réactivation de nouvelles surfaces minérales lors du déplacement du versant instable qui génère un endommagement de la roche et

particulièrement d'un minéral facilement oxydable, la pyrite (ou chalcopyrite) qui se transforme en oxydes de fer et génère de l'acide sulfurique. Cet acide sulfurique est alors un agent d'altération chimique très puissant des autres minéraux.

Les circulations au sein de la zone non saturée dépendent de la déstructuration du versant et différents chemins vont exister : un déphasage de 2 à 3 jours a pu être identifié entre les signaux des exutoires G1 et G2 drainant l'instabilité. Les différentes approches utilisées dans l'étude du fonctionnement hydrogéologique de l'instabilité ont permis de caractériser différents comportements au sein même de l'instabilité avec des fonctionnements distincts entre chacun des exutoires étudiés (G1 ; G2). L'exutoire G1 montre un comportement inertiel, avec un temps de réaction modéré (3 à 4 jours) et un transit lent. Le caractère inertiel de l'exutoire G1 est marqué par sa forte minéralisation dissoute liée à des interactions eau-roche prolongées par un temps de transit lent. L'exutoire G2, plus réactif, avec un temps de réaction rapide (1.2 jours) est associé à des temps de transit rapides limitant la minéralisation.

Au sein du versant instable, l'hétérogénéité et la déstructuration du milieu induisent donc une variabilité des circulations qui se font à la fois au travers de la fracturation (exutoire G2) mais aussi au sein de la matrice rocheuse permettant le stockage de l'eau au sein de cette dernière (G1). Deux modes de circulations, associés à deux types de stockage caractérisent l'instabilité :

- Un stockage de l'eau au sein de fractures peu perméables et de la matrice, avec un transit lent. La réserve permet le soutien d'un débit minimum en période de basses eaux où la minéralisation est plus élevée qu'en hautes eaux car les interactions eau-roche sont favorisées contrairement en hautes eaux où le signal se retrouve dilué.
- Un faible stockage de l'eau et un transit rapide au sein du réseau de fractures ouvert et bien connecté. L'exutoire montre une faible réserve qui ne peut fournir un débit de soutien continu durant l'étiage. Les apports d'eau durant ces périodes de basses eaux se font principalement à la suite d'évènements pluvieux : l'infiltration d'eaux va ainsi chasser les eaux de la réserve, qui vont montrer une minéralisation plus élevée.

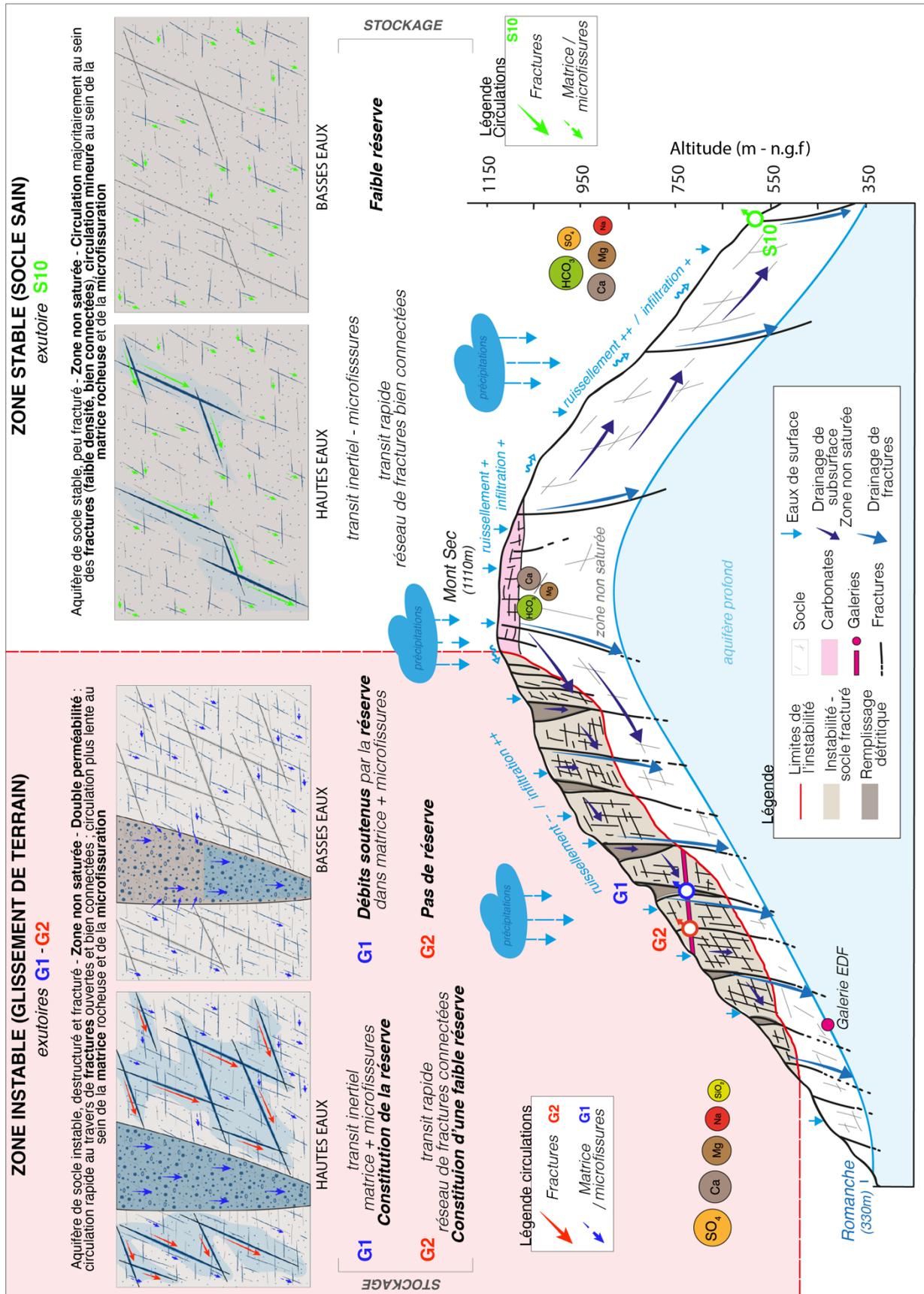


Figure 98: Schéma conceptuel du fonctionnement hydrogéologique et des écoulements au sein des versants stable et instable du massif de Séchilienne. Les principaux éléments de la chimie des eaux ont été reportés pour chaque zone, avec à titre indicatif, une taille proportionnelle à leur abondance.

- *APPORTS DES MÉCANISMES D'ALTÉRATION ET DE DISSOLUTION DES ESPÈCES MINÉRALES À L'AMÉLIORATION DES MODÈLES CONCEPTUELS ET DES CONNAISSANCES HYDROGÉOLOGIQUES - CONTRAINTE DU RÔLE DES INSTABILITÉS DE VERSANT VIS-À-VIS DES TENEURS EN CO₂ DANS L'ATMOSPHÈRE :*

Le travail réalisé dans cette partie permet de mieux contraindre le modèle hydrogéologique préexistant, défini par Vallet al. (2015). La provenance des espèces dissoutes dans les eaux drainant le versant de Séchilienne révèle la complexité des chemins de circulation de l'eau au travers du massif. La composition en éléments majeurs montre que les eaux percolant au travers du glissement de terrain ont acquis une partie de leur composition chimique au-delà de la zone instable. Notre étude montre que les caractéristiques hydrogéologiques locales, telles que la complexité des chemins d'écoulement (déterminant la composition chimique des eaux souterraines), ont une grande influence sur les processus et les taux d'altération. Ce chapitre a également permis de mieux contraindre le rôle des instabilités de versant vis-à-vis du CO₂ atmosphérique.

L'altération des formations de silicates, carbonates et évaporites (gypse) contribue à la charge cationique des eaux de Séchilienne. La comparaison entre les parties stable et instable du site montre que l'altération des silicates est renforcée dans la zone fracturée et instable, où le glissement de terrain est actif. Le travail réalisé a également permis d'identifier que le mélange de différentes solutions ayant interagi avec un ensemble hétérogène de minéraux favorise la formation de carbonates secondaires affectant les eaux souterraines de l'instabilité. Le piégeage du calcium dissous par la formation de carbonates secondaires est identifié comme un processus majeur affectant les solutés dans les eaux souterraines de l'instabilité de Séchilienne. L'utilisation des isotopes du soufre apporte une nouvelle contrainte sur l'origine de l'ion sulfate. Très présent dans les eaux des versants instable et stable de Séchilienne, l'ion sulfate est issu de la contribution de l'oxydation de la pyrite mais aussi de la dissolution du gypse.

Une très nette contribution de la dissolution du gypse sédimentaire du Trias a donc été identifiée, appuyant les observations réalisées sur la carte géologique (Barféty et al., 1974) indiquant la présence de gypse le long de fractures majeures découpant le massif de Belledonne, mais aussi au sein des formations sédimentaires (des évidences de terrain le suggèrent aussi).

Au niveau du massif de Séchilienne, ces occurrences de gypse ont été identifiées en amont du versant, le long de la faille du Sabot (Fig. 99). Par ailleurs, il est également probable que des niveaux de gypse soient également disséminés au sein de la couverture sédimentaire au sommet du versant (Barféty et al., 1974).

Les eaux de la « Mixed Stable Zone », issues principalement d'un drainage le long de la faille du Sabot montrent les proportions les plus importantes en gypse, avec des teneurs en sulfates issues entre 57 et 88 % de la dissolution du gypse, contre 43 et 12% provenant de l'oxydation de la pyrite (Fig. 99).

Les sulfates de la zone instable sont très marqués par les ions sulfates issus de l'oxydation de la pyrite : plus de 95% du total de sulfates (Fig. 99). L'altération des sulfures dans la zone instable est favorisée par la dynamique instable du contexte. Les isotopes du soufre indiquent que la production d'acidité par l'oxydation des sulfures magmatiques renforce l'altération des roches dans la zone instable, ce qui nous amène à suggérer la rétroaction suivante : en favorisant la pénétration des eaux oxygénées et en permettant le contact avec les minéraux des roches et des filons du socle cristallophyllien, la fracturation et le broyage des grains contrôlent l'oxydation de la pyrite qui, à son tour, génère rapidement de l'acide sulfurique. L'altération des minéraux silicatés par l'acide sulfurique affaiblit la structure de la roche qui, à son tour, favorise la fracturation en réponse à la contrainte gravitationnelle.

Certes faibles dans la zone instable, les quantités relatives de sulfates provenant du gypse sont dues à la complexité des chemins de l'eau le long de la faille du sabot (un drain régional), vers l'instabilité au travers de la couverture sédimentaire ou de petits niveaux de gypse peuvent être disséminés (Fig. 99).

Enfin, nous avons pu démontrer que contrairement à l'idée selon laquelle l'altération des roches dans les chaînes de montagnes consomme le CO₂ de l'atmosphère, et contribue ainsi au refroidissement du climat global. Le glissement de terrain de Séchilienne contribue à la libération de CO₂ dans l'atmosphère sur le long terme. En effet, l'acide sulfurique produit par l'oxydation de la pyrite, accentuée dans les zones instables, constitue une source d'acidité

importante qui, associée à l'altération des carbonates par l'acide sulfurique produit, va constituer une source de CO₂ dans l'atmosphère. Les eaux produites dans la zone instable de Séchilienne (UZ ; G1 et G2) agissent comme des sources de CO₂ sur le "long terme", tandis que les eaux produites dans la zone stable du socle rocheux (BSZ ; S10) ou dans la zone stable mixte (MSZ ; S15, S18) sont soit consommatrices ou neutres vis-à-vis du CO₂ atmosphérique.

Cette étude montre que les glissements de terrain, connus pour être des « hotspots » de l'altération chimique et physique dans les chaînes de montagne, ne contribuent pas nécessairement au pompage de CO₂ par les orogénèses (contrairement à ce que l'hypothèse de Raymo (1991) laisse supposer). Ici, à Séchilienne, nous montrons que c'est le contraire. Nous montrons entre autres que pour comprendre les implications du glissement de terrain, il faut passer par une étude hydrogéologique fine. Ce travail ne prétend pas conclure que les chaînes de montagne dans leur ensemble sont des sources de CO₂ vers l'atmosphère sur le long-terme car de nombreuses autres études seront nécessaires pour en vérifier la généralité.

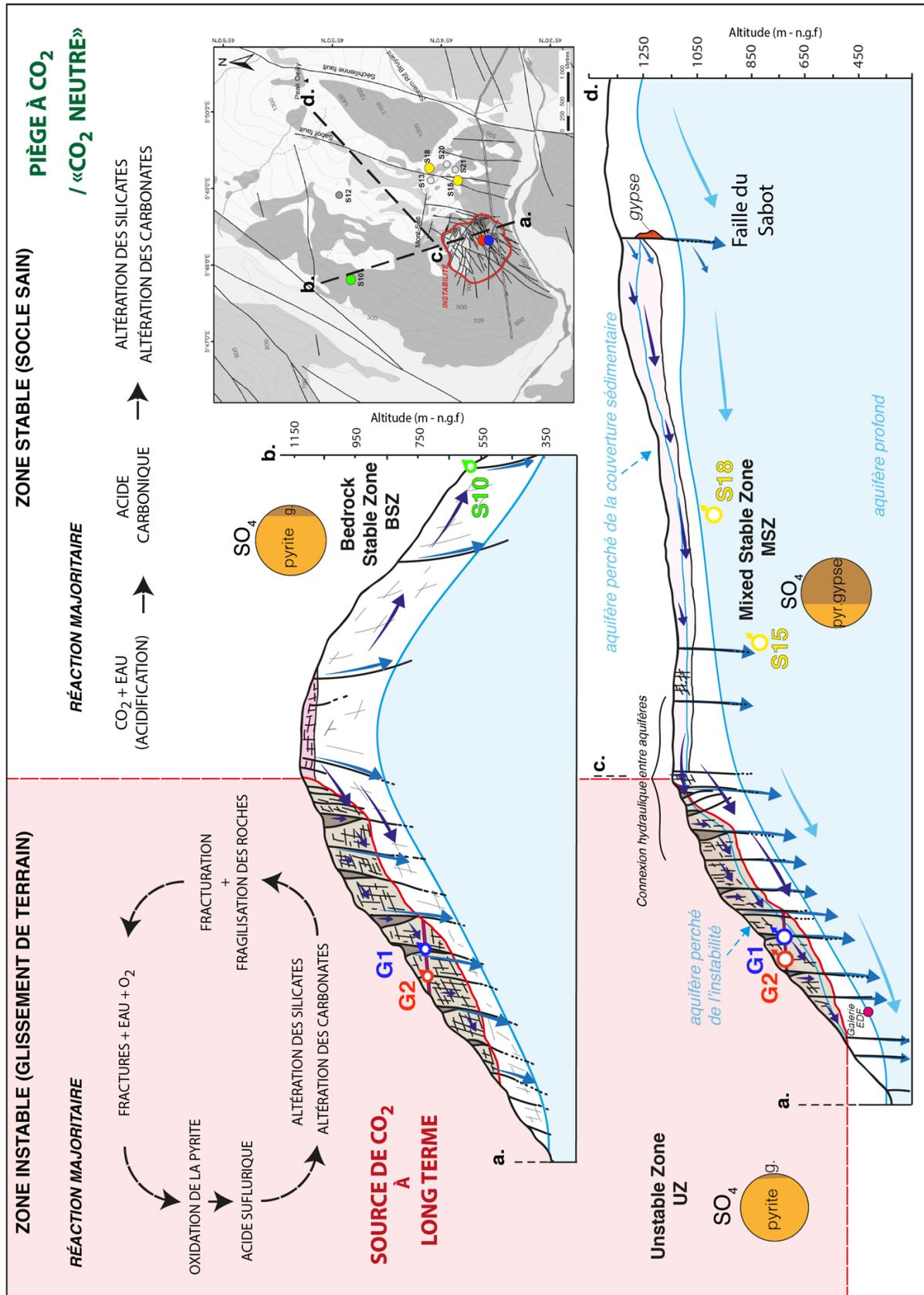


Figure 99: Schéma bilan des résultats du Chapitre V ; Nouvelles contraintes du modèle hydrogéologique défini par Vallet et al. (2015) et influence de l'instabilité sur l'altération et les effets vis-à-vis du CO₂ atmosphérique.

- *PERSPECTIVES*

Comme toujours, notre étude soulève autant si ce n'est plus de questions que ce qu'elle ne résout. Des travaux supplémentaires seront nécessaires pour évaluer l'importance des glissements de terrain en tant que points chauds de l'altération chimique et des émissions géologiques de CO₂, ainsi que pour étudier leur réponse hydrologique et hydrochimique au changement climatique. En effet, l'impact de variations climatiques peut entraîner des changements conséquents dans le fonctionnement hydrogéologique et la réponse hydrochimique des aquifères et modifier ainsi le comportement dynamique du versant. Les réactions d'altération pourront également varier sous l'action des changements de dynamique hydrogéologique et les effets sur les émissions géologiques de CO₂ seront modifiés.

Il serait donc intéressant de travailler à plus long terme sur la modélisation de ces écoulements et des interactions eau-roche. Cette modélisation permettrait de caractériser à long terme les effets de l'altération au sein des zones instables mais également au sein des zones stables. Les caractéristiques hydrogéologiques de la partie stable du versant initieraient le calcul jusqu'à atteindre les conditions de la zone instable

La modélisation sur le long terme permettra de mieux caractériser/identifier les effets de variations climatiques sur les dynamiques d'altération et de déstabilisation des versants. Par exemple, le couplage entre les précipitations et les variations de débit entraîne des modifications du fonctionnement hydrogéologique qui vont pouvoir influencer les réactions d'altération au sein d'un massif. Ces réactions peuvent avoir des conséquences sur la déstabilisation d'un massif.

Il serait également intéressant d'intégrer à ce modèle des contraintes concernant la dynamique du versant comme par exemple un suivi du taux de déplacement ; couplé aux paramètres hydrogéologiques et chimiques. L'étude du couplage entre les variations chimiques, les dynamiques d'altération et leurs liens avec la dynamique du versant permettrait de mieux caractériser et prévoir ces liens existants entre l'altération chimique à l'origine de la déstabilisation mais aussi la réaction inverse : la déstabilisation favorisant les processus

d'altération au sein du massif. Ce travail permettrait de mieux contraindre les effets de l'altération sur la déstructuration et la dénudation des chaînes de montagne.

L'utilisation des rapports isotopiques de l'oxygène et de l'hydrogène de la molécule d'eau permet de mieux contraindre l'origine des eaux et leur zone de recharge. Afin de mieux caractériser le signal d'entrée, il serait intéressant d'obtenir un signal isotopique sur des échantillons prélevés tout à long de l'année afin d'avoir un suivi continu et sur une année entière. Ce suivi plus approfondi des isotopes stables de la molécule d'eau permettra notamment de mieux définir le fonctionnement des aquifères, leur réserve et donc l'alimentation des exutoires. Ainsi la connaissance du signal d'entrée des eaux drainant l'instabilité de Séchilienne, mais aussi le versant stable sera améliorée, ajoutant ainsi un nouveau paramètre de contrainte dans l'étude hydrogéologique de l'aquifère.

Par ailleurs, l'étude de la contribution de la vie dans les processus d'altération reste un champ d'étude ouvert et plein de potentiel. En effet, l'activité microbienne peut être à l'origine de l'oxydation du fer au sein de la fracturation d'un massif, et l'oxydation des pyrites dans le cadre de Séchilienne peut être en partie induite par des bactéries. Bochet et al. (2020) ont montré au sein d'un aquifère de roche fracturé, parmi un réseau de fractures anoxiques, la présence d'une fracture transportant de l'eau oxygénée en profondeur (54m) et dans laquelle l'abondance des bactéries oxydant le fer est multipliée par cinq. Ces « hot-spots » microbiens sont entretenus par un mélange de fluides aux chimies redox contrastées, apportés par le réseau de fracturation.

Il serait donc intéressant d'approfondir le travail réalisé à Séchilienne en déterminant le rôle des fractures dans la formation de points chauds microbiens au sein du versant instable. Pour cela, une bonne compréhension de la dynamique et de la distribution spatiale des microorganismes est nécessaire, ainsi que leur réponse aux processus hydrologiques. La présence de communautés microbiennes au sein du massif fissuré instable tel que Séchilienne peut avoir un impact sur l'oxydation de la pyrite et induit un effet non négligeable sur les réactions d'altération et les teneurs en CO₂ atmosphérique.

Tout cela permettrait notamment de travailler dans une dynamique de prévention des instabilités au travers du suivi chimique des eaux drainant les massifs instables. A long terme, l'étude du transport de réactifs dans le massif, peut permettre de localiser des zones d'altération chimique, de transport et de dépôts (précipitation de minéraux secondaires). Ces réactions hydrochimiques sont des clés permettant l'amélioration de la compréhension des effets de l'altération chimique sur la stabilité de versants rocheux.

Plus généralement, les glissements de terrain illustrent le couplage entre l'évolution du paysage, la tectonique et le climat. Pour cette raison, ainsi que pour celle de leur impact sociétal en terme de risque naturel, la surveillance des glissements de terrain à différentes échelles de temps et de fréquence est d'un intérêt scientifique majeur.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- AFB : Carte schématique des grandes formations hydrologiques de France ; b. lithologie des aquifères français (les aquifères les plus proches du sol sont représentés sur la carte). BRGM – Fonds cartographiques, 2018
- Allen, R.E., Pereira, L.S., Raes, D., Smith, M.: Crop evapotranspiration: guidelines for computing crop water requirements, FAO Irrigation and drainage paper 56. Ed. Food and Agriculture Organization of the United Nations, Rome, 1998
- Amiotte-Suchet, P., Probst, J.-L., Ludwig, W.: Worldwide distribution of continental rock lithology: implications for atmospheric/soil CO₂ uptake by continental weathering and alkalinity river transport to the oceans, *Global Biogeochemical Cycles* 17, 1038, 2003
- Amatya, D.M., Skaggs, R.W., Gregory, J.D.: Comparison of methods for estimating REF-ET. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering* 121 (6), 427–435, 1995
- Anderson, S. P., Drever, J. I., Frost, C. D., Holden, P.: Chemical weathering in the foreland of a retreating glacier. *Geochimica Et Cosmochimica Acta* 64, 1173-1189, 2000
- Aubert, J. : Modèles expérimentaux et numériques de la convection dans le noyau de la Terre. Géophysique, Université Joseph-Fourier - Grenoble I, 2001
- Bain, D.C., and Bacon J.R.: Strontium isotopes as indicators of mineral weathering in catchments, *CATENA*, Volume 22, Issue 3, p201-214, 1994
- Bakalowicz, M. : Les processus de karstification et les différents types de karst associés, *Mém. Soc. géol. France*, vol.169, pp.363-371, 1996
- Banton, O. et Bangoy, L. : Hydrogéologie, multiscience environnementale des eaux souterraines. Presses de l'Université du Québec / AUPELF, 1997
- Barfély, J., Bordet, P., Carme, F., Debelmas, J., Meloux, M., Montjuvent, G., Sarrot Reynauld, J.: Carte géologique détaillée de la France (1/50000) n°797 Vizille. Editions du BRGM, p. 38, 1972
- Baudement, C., Bertrand, C., Guglielmi, Y., Viseur, S., Vallet, A., & Cappa, F.: Quantification de la dégradation mécanique et chimique d'un versant instable : approche géologique, hydromécanique et hydrochimique Étude du versant instable de Séchilienne, Isère (38). 1–6, 2013
- Beaulieu, E. : Modélisation hydrogéochimique des grands bassins fluviaux : implications du réchauffement climatique. *Géochimie*. Université Paul Sabatier - Toulouse III, 2011
- Beaulieu, E., Goddérès, Y., Labat, D., Roelandt, C., Calmels, D., Gaillardet, J.: Modeling of water-rock interaction in the Mackenzie basin: Competition between sulfuric and carbonic acids. *Chemical Geology* 289, 2011
- Behrens R., Bouchez J., Schuessler J. A., Dultz S., Hewawasam T. and von Blanckenburg F.: Mineralogical transformations set slow weathering rates in low-porosity metamorphic bedrock on mountain slopes in a tropical climate. *Chem. Geol.* 411, 283–298, 2015
- Berkowitz, B.: Characterizing flow and transport in fractured geological media: A review. *Advances in Water Resources* 25, 861–884, 2002

- Berner, R. A., Lasaga, A. C. and Garrels, R. M.: The carbonate-silicate geochemical cycle and its effects on atmospheric carbon dioxide over the past 100 million years. *American Journal of Science*, 283: 641-683, 1983
- Berner, E. K., Berner, R. A.: *The global water cycle: geochemistry and environment*, 1987
- Berner, R. A.: Biogeochemical cycles of carbon and sulfur and their effect on atmospheric oxygen over phanerozoic time, *Global and Planetary Change*, Volume 1, Issues 1–2, p97-122, 1989
- Berner R. A.: A model for atmospheric CO₂ over Phanerozoic time. *American Journal of Science*, 291: 339-376, 1991
- Berner R. A., et Caldeira, K.: The need for mass balance and feedback in the geochemical carbon cycle. *Geology* 25, 955, 1997
- Berner, K.E. and Berner, R.A.: *Global Environment: Water, Air and Geochemical Cycles*, Princeton Univ. Press, 369–382, 2012
- Bertrand, C., Vallet, A., Mudry, J.,: Hydrochemical Approach of Mechanical Degradation of the Séchilienne Unstable Slope, in *Engineering Geology for Society and Territory – Volume 2*, edited by: Lollino, G., Giordan, Crosta, G. B., Corominas, J., Azzam, R., Wasowski, J., Sciarra, N., Springer International Publishing Switzerland, chapter: 383, 2015
- Bickle, M. J., Tipper, E. T., Galy, A., Chapman, H., and Harris, N.: On Discrimination Between Carbonate and Silicate Inputs to Himalayan Rivers, *Am. J. Sci.*, 315, 120–166, <https://doi.org/10.2475/02.2015.02>, 2015
- Binet, S., J. Mudry, C. Bertrand, Y. Guglielmi, and R. Cova.: Estimation of quantitative descriptors of northeastern Mediterranean karst behavior: multiparametric study and local validation of the sioublanc massif (Toulon, France). *Hydrogeology Journal* 14(7), 1107–1121, 2006
- Binet, S. L'hydrochimie, marqueur de l'évolution à long terme des versant montagneux fracturés vers de grands mouvements de terrain : application à plusieurs échelles sur la haute vallée de la Tinée (Mercantour, France) et sur le versant de Rosone (Gran Paradiso, Italie), Université de Franche-Comté, 2006
- Binet, S., Guglielmi, Y., Bertrand, C., Mudry, J. : Unstable rock slope hydrogeology : insights from the large-scale study of western Argentera-Mercantour hillslopes (South-East France). *Bulletin de la Société Géologique de France* 178, 159-168, 2007
- Binet, S., Spadini, L., Bertrand, C., Guglielmi, Y., Mudry, J., and Scavia, C.: Variability of the groundwater sulfate concentration in fractured rock slopes: a tool to identify active unstable areas, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 13, 2315–2327, 2009
- Blattmann T. M., Wang, S. L., Lupker, M., Märki, L., Haghypour, N., Wacker, L., Chung, L. H., Bernasconi, S. M, Plötze, M., Eglinton, T. I.: Sulphuric acid-mediated weathering on Taiwan buffers geological atmospheric carbon sinks, *Sci Rep*, 2945, 2019
- Blum, J.D., Erel, Y., Brown, K.: Nevada streamwaters: implications for relative mineral weathering rates. *Geochim. Cosmochim. Acta* 58, 5019–5025, 1994
- Bochet, O., Bethencourt, L., Dufresne, A. *et al.*: Iron-oxidizer hotspots formed by intermittent oxic–anoxic fluid mixing in fractured rocks. *Nat. Geosci.*, 13, 149–155, 2020
- Bogaard, T., Guglielmi, Y., Marc, V., Emblanch, C., Bertrand, C., Mudry, J. : Hydrogeochemistry in landslide research : a review. *Bulletin de la Société Géologique de France* 178, 113-126, 2007

- Bonacci, O.: Karst hydrology with special reference to Dinaric karst. Springer, Berlin, 1987
- Bonacci, O.: Water circulation in karst and determination of catchment areas: example of the River Zrmanja. *Hydrol Sci J* 44(3):373–386, 1999
- Bonacci, O., Jukic, D., Ljubenkovic, I.: Definition of catchment area in karst: case of the rivers Krčić and Krka, Croatia. *Hydrol Sci J* 51(4):682–699, 2006
- Bonacci, O.: Karst spring catchment: an example from Dinaric karst. *Environmental Earth Sciences*. article in press, 2015
- Bonnard, C., Engel, T., Steinmann, G. : Mesures continues du mouvement des glissements de terrain en montagne. *Proc. XIIth Int. Conf. for soil mech. and found. engrg. Rio de Janeiro (3)* : 1543–1548, 1989
- Bonnard, C. : Évaluation et prédiction des mouvements des grands phénomènes d’instabilité de pente. *Bulletin für angewandte Geologie*, 11, 2, p. 89-100, 2006
- Box, G. E. P. and G. M. Jenkins.: *Time series analysis: forecasting and control*, 1976. ISBN: 0-8162-1104-3, 1970
- Brantley, S. L., White, T. S., White, A. F., Sparks, D., Richter, D., Pregitzer, K., Derry, L., Chorover, J., Chadwick, O., April, R., Anderson, S., Amundson, R.: *Frontiers in Exploration of the Critical Zone. Report of a workshop sponsored by the National Science Foundation (NSF)*, October 24–26, 2005, Newark, DE, 30p, 2006
- Brantley, S. L., Goldhaber, M. B., Ragnarsdottir, K. V.: *Crossing Disciplines and Scales to Understand the Critical Zone. Elements* 3, 307-314, 2007
- Brass, G. W.: The effect of weathering on the distribution of strontium isotopes in weathering profiles. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 39, 1647–1653, 1975
- Brückl, E.P. : Cause-Effect Models of Large Landslides. *Natural Hazards* 23, 291-314, 2001
- Brunsdon, D.: Some geomorphological considerations for the future development of landslide models. *Geomorphology*, 30: 13, 1999
- Bullen, T. D., Krabbenhoft, D. P., Kendall, C.: Kinetic and mineralogic controls on the evolution of groundwater chemistry and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ in a sandy silicate aquifer, northern Wisconsin, USA. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60(10), 1807–1821, 1996
- Bullen, T. D. and Kendall, C.: Tracing of Weathering Reactions and Water Flowpaths: A Multi-isotope Approach, in: *Isotope Tracers in Catchment Hydrology*, edited by Kendall, C., McDonnell, J. J., Elsevier Science B.V., Amsterdam, pp. 611-646, 1998
- Burke, W.H., Denison, R.E., Hetherington, E.A., Koepnick, R.B., Nelson, H.F. and Otto, J.B.: Variation of seawater $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ throughout Phanerozoic time. *Geology* 10: 516-519, 1982
- Calmels, D., Gaillardet, J., Brenot, A., France-Lanord, C.: Sustained sulfide oxidation by physical erosion processes in the Mackenzie River basin: Climatic perspectives, *Geology*, 35(11), 1003–1006, 2007
- Calmels, D., J. Gaillardet, and L. François.: Sensitivity of carbonate weathering to soil CO_2 production by biological activity along a temperate climate transect. *Chemical Geology* 390, 74–86, 2014
- Compaore, G. : Evaluation de la fonction capacitive des altérites sur un socle granitique. Site expérimental de Sanon (Burkina Faso). Thèse Doctorat Univ. Avignon, 1997

- Canfield, D. E., Raiswell, R., Westrich, J. T., Reaves, C. M., Berner, R. A.: the use of chromium reduction in the analysis of reduced inorganic sulfur in sediments and shales, *Chemical Geology*, 54(1-2), 149–155, 1986
- Cappa, F., Guglielmi, Y., Soukatchoff, V., Mudry, J., Bertrand, C., Charmoille, A.: Hydromechanical modeling of a large moving rock slope inferred from slope levelling coupled to spring long-term hydrochemical monitoring: example of the La Clapière landslide (Southern Alps, France), *Journal of Hydrology*, 291(1–2), 67–90, 2004
- Cappa, F., Guglielmi, Y., Viseur, S., Garambois, S. : Deepfluds can facilitate rupture of slow-moving giant landslides as a result of stress transfer and frictional weakening. *Geophys. Res. Lett.* 41, 61-66, 2014
- Casagli, N., Ermini, L., Rosati, G.: Determining grain size distribution of the material composing landslide dams in the Northern Apennines: Sampling and processing methods. *Engineering Geology*. 69. 83-97, 2003
- Castany, G. : *Hydrogéologie, principes et méthodes*. Dunod, 236, 1982
- Cervi, F., Ronchetti, F., Martinelli, G., Bogaard, T. A., and Corsini, A.: Origin and assessment of deep groundwater inflow in the Ca' Lita landslide using hydrochemistry and in situ monitoring, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 16, 4205–4221, 2012
- Cholet, C. : *Fonctionnement hydrogéologique et processus de transport dans les aquifères karstiques du Massif du Jura*, 2017
- Clauser, C.: Permeability of Crystalline Rocks. *EOS Trans. Am. Geophys. Union*: 233- 237 ,1992
- Clow, D. W and Drever, J. I.: Weathering rates as a function of flow through an alpine soil, *Chemical Geology*, 132(1–4), 131–141, 1996
- Coplen, T., Krouse, H.: Sulphur isotope data consistency improved. *Nature* 392, 32, 1998
- Cortecci, G., Dinelli, E., Bencini, A., Adorni-Braccesi, A., La Ruffa, G.: Natural and anthropogenic SO₄ sources in the Arno river catchment, northern Tuscany, Italy: a chemical and isotopic reconnaissance, *Applied Geochemistry*, 17(2), 79–92, 2002
- Craig, H.: Isotopic Variations in Meteoric Waters. *Science* 133, 1702–1703, 1961
- Cruden D.M.: A Simple Definition of a Landslide. *Bulletin of the International Association of Engineering Geology* 43: 27–29, 1991
- Cruden, D.M. et Varnes, D.J. : Landslide types and processes. *Landslides investigation and mitigation.*, Transportation Research Board Special Report 247. National Academy of Sciences, Washington, D.C., 36-75, 1996
- Decrop, G. : *Le risque des Ruines de Séchilienne, 1985-2012, l’histoire de sa construction scientifique et technique, de sa gestion opérationnelle et du sort des populations concernées (ANR Risknat – SLAMS)*, 2012
- Deiana, M., Cervi, F., Pennisi, M., Mussi, M., Bertrand, C., Tazioli, A., Ronchetti, F.: Chemical and isotopic investigations ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$, 3H , $87\text{Sr}/86\text{Sr}$) to define groundwater processes occurring in a deep-seated landslide in flysch. *Hydrogeology Journal*, 26(8), 2669–2691, 2018
- Dequincey, O. : *Les ruines de Séchilienne, un couloir d'éboulement actif sous surveillance, images Google Earth*. Article en ligne, <https://planet-terre.ens-lyon.fr>, 2013

- Derron, M.H. : Interaction eau-roche de basse température : géochimie des métaux dans l'altération météorique des roches mafiques alpines. Sciences de la Terre. Lausanne. Université de Lausanne : 209, 1999
- Detay, M., Poyet, P. et al.: Development of the saprolite reservoir and its state of saturation: influence on the hydrodynamic characteristics of drilling in crystalline basement (in French). C. R. Acad. Sci. Paris Série II (t. 309), pp.429-436, 1989
- Dikau, R., Brunsten, D., Schrott, L., Ibsen, M. L.: Landslide recognition: Identification, movement, and causes. Wiley, New York, 1996, 210p, 1996
- Dörfliger, N., Pinault J.-L., Petit, V., and Jauffret, D.: Systèmes karstiques et crues du Doubs - Méthodologie de détermination de la contribution des systèmes karstiques aux écoulements de surface, hors crues et des étiages, 2004
- Dotsika, E., Poutoukis, D., Kloppmann, W., Guerrot, C., Voutsas, D., Kouimtzis, T. H.: The use of O, H, B, Sr and S isotopes for tracing the origin of dissolved boron in groundwater in Central Macedonia, Greece. Applied Geochemistry, 25(11), 1783–1796., 2010
- DREAL Auvergne-Rhône-Alpes : Communes exposées au risque mouvement de terrain en Auvergne-Rhône-Alpes, 2016
- Dubois, L., Chanut, M.-A., Duranthon, J. P. : Amélioration continue des dispositifs d'auscultation et de surveillance intégrés dans le suivi du versant instable des Ruines de Séchilienne in : Géologues, 182, edited by : Editions du BRGM, 50–55, 2014
- Emberson, R., Hovius, N., Galy, A. Marc, O.: Chemical weathering in active mountain belts controlled by stochastic bedrock landsliding, Nature Geoscience, 9, 42–45, 2015
- Emberson, R., Hovius, N., Galy, A., Marc, O.: Oxidation of sulfides and rapid weathering in recent landslides, Earth Surface Dynamics, 4(3), 727–742, 2016
- Emberson, R., Galy, A., Hovius, N.: Weathering of Reactive Mineral Phases in Landslides Acts as a Source of Carbon Dioxide in Mountain Belts, Journal of Geophysical Research: Earth Surface, 123(10), 2695–2713, 2018
- Engel T. : Nouvelles méthodes de mesure et d'analyse pour l'étude des mouvements du sol en terrains instables. Thèse EPFL n° 601, Lausanne, 1986
- EPOCH: Temporal occurrence and forecasting of landslides in the European community. EUR 15805 EN, Vol. 1, contract no. 900025, 1993
- Fanlo, I. and Ayora, C.: The evolution of the Lorraine evaporitic basin: implications for the chemical and isotope composition of the Triassic ocean, Chemical Geology, vol. 146 n° 3-4, p. 135–154, 1998
- Faure, G.: The Rb-Sr method of dating. Principles of Isotope Geology, Second Edition. John Wiley and Sons, New York, pp. 117-140, 1986
- Federico, A., Popescu, M., Elia G., Fidelibus, C., Internò, G., Murianni, A.: Prediction of time to slope failure: a general framework. Environ Earth Sci 66, 245-256, 2012
- Feuga B. and Vaubourg P. : Principales méthodes de reconnaissance des milieux fissurés : État des connaissances. BRGM Edition, Orléans, 192 p, 1980

- Fletcher, R. C., Buss, H. L., and Brantley, S. L.: A spheroidal weathering model coupling porewater chemistry to soil thicknesses during steady-state denudation, *Earth Planet. Sci Lett.*, 244, 444-457, 2006
- Foucault, A. et Raoult, J.F. : Dictionnaire de géologie. Sciences. Dunod, Paris, 374, 2001
- Fouillac C., Fouillac, A.M., Chery, L.: Isotopic studies of deep and surface waters in the French Massif central. Proceedings of isotope techniques in water resources development. Vienne, 11-15 mars, p. 646-648, 1991
- Fournier, M. : Identification des modalités de transport et de la vulnérabilité du karst de la craie. Application des nouveaux outils statistiques d'analyse des données au système du Hannetot (Seine- Maritime, France). Ph. D. thesis, Université de Rouen, 2006
- Fournillon, A. : Modélisation géologique 3D et hydrodynamique appliquées aux réservoirs carbonatés karstiques : caractérisation des ressources en eau souterraine de l'Unité du Beausset (Var et Bouches- du-Rhône, SE France). Ph. D. thesis, Aix Marseille Université, 2012
- French, H.K., Hardbattle, C., Binley, A., Winship, P. et Jakobsen, L.: Monitoring snowmelt induced unsaturated flow and transport using electrical resistivity tomography. *Journal of Hydrology*, 267: 273-284, 2002
- Frost, C. D., Toner, R. N.: Strontium isotopic identification of water-rock interaction and ground water mixing, *Ground Water*, 42(3), 418–432, 2004
- Furuya, G., Sassa, K., Hiura, H. et Fukuoka, H. : Mechanism of creep movement caused by landslide activity and underground erosion in crystalline schist, Shikoku Island, southwestern Japan. *Engineering Geology*, 53: 311-325, 1999
- Gaillardet, J., Dupre, B., Allegre C. J., Négrel, P.: Chemical and physical denudation in the Amazon River Basin, *Chemical Geology*, vol. 142 n° 3–4, p. 141-173, 1997
- Gaillardet, J., Dupre, B., Louvat, P., Allegre, C. J.: Global silicate weathering and CO₂ consumption rates deduced from the chemistry of large rivers, *Chemical Geology*, 159, 3–30, 1999
- Gaillardet, J. : L'eau, le CO₂ et le climat de la Terre. In *Les climats passés de la Terre*. Wever Éditeur, Vuibert, 2006
- Gaillardet, J., Braud, I., Hankard, F., Lebel, T.: OZCAR, une infrastructure de recherche au service de la communauté des sciences de la Terre et de l'Environnement, *Géologues*, 195, 2017
- Gaillardet, J. et Valentin, C. : Pour enfin se mettre d'accord sur la définition de l'altération et de l'érosion. Article en ligne, <https://planet-terre.ens-lyon.fr>, 2019
- Galy, A. et France-Lanord, C. : Weathering processes in the Ganges-Brahmaputra basin and the riverine alkalinity budget. *Chem. Geol.* 159, 31-60, 1999
- Gammons, C. H., Brown, A., Poulson, S. R., Henderson, T. H.: Using stable isotopes (S, O) of sulfate to track local contamination of the Madison karst aquifer, Montana, from abandoned coal mine drainage, *Applied Geochemistry*, 31, 228–238, 2013
- Garrels R. M. and Perry E. A.: Cycling of carbon, sulfur, and oxygen through geologic time. Goldberg, E. D. ed., *The Sea*, Vol. 5. Wiley, New York, pp. 303–336, 1974
- Gichaba, M., Kipseba, .E, Masibo, M.: Overview of Landslide Occurrences in Kenya. Causes, Mitigation, and Challenges. *Developments in Earth Surface Processes*. 16. 293-314, 2013

- Gis Sol. : Cartographie de la susceptibilité globale des terrains aux glissements et aux écoulements ; approche multicritère : pente et topographie, lithologie, occupation du sol. Carte issue de l'Institut de Physique du Globe de Strasbourg, 2011
- Gu, X., Rempe, D., Dietrich, W., West, A., Lin, T.C., Jin, L., Brantley, S.: Chemical reactions, porosity, and microfracturing in shale during weathering: The effect of erosion rate. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 269, 2019
- Guglielmi, Y., Bertrand, C., Compagnon, F., Follacci, J.P. et Mudry, J.: Acquisition of water chemistry in a mobile fissured basement massif: its role in the hydrogeological knowledge of the La Clapière landslide (Mercantour massif, southern Alps, France). *Journal of Hydrology*, 229: 138-148, 2000
- Guglielmi, Y., Vengeon, J., Bertrand, C., Mudry, J., Follacci, J., Giraud, A.: Hydrogeochemistry: an investigation tool to evaluate infiltration into large moving rock masses (case study of La Clapière and Séchilienne alpine landslides), *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, 61(4), 311–324, 2002
- Guihéneuf, N., Boisson, A., Bour, O., Dewandel, B., Perrin, J., Dausse, A., Viossanges, M., Chandra, S., Ahmed, S., Maréchal, J.C.: Groundwater flows in weathered crystalline rocks: Impact of piezometric variations and depth-dependent fracture connectivity. *Journal of Hydrology* 511, 320–334, 2014
- Guillot, S., Di Paola, S., Ménot, R.P., Ledru, P., Spalla, M.I., Gosso, G., Schwartz, S.: Suture zones and importance of strike-slip faulting for Variscan geodynamic reconstructions of the External Crystalline Massifs of the western Alps. *Bull. Soc. Geol. Fr.* 180, 483–500, 2009
- Guimerà J., Duro L., Jordana S., Bruno J.: Effects of ice melting and redox front migration in fractured rocks of low permeability. *Svensk Kärnbränslehantering AB*, report n° TR-99-19, 1999
- Güler, C., Thyne, G.D.: Hydrologic and geologic factors controlling surface and groundwater chemistry in Indian Wells-Owens Valley area, southeastern California, USA. *Journal of Hydrology* 285, 177–198, 2004
- Gunzburger, Y. : Rôle de la thermique dans la prédisposition, la préparation et le déclenchement des mouvements de versants complexes. Thèse, Institut national polytechnique de Lorraine, Nancy, 2004
- Hajj, F., Poszwa, A., Bouchez, J., Guérol, F.: Radiogenic and “stable” strontium isotopes in provenance studies: A review and first results on archaeological wood from shipwrecks, *Journal of Archaeological Science*, 86, 24–49, 2017
- Hartmann, J. and Moosdorf, N.: The new global lithological map database GLiM: A representation of rock properties at the Earth surface, *Geochem. Geophys. Geosy.*, 13, 1-37, 2012
- Hercod, D.J., Brady, P.V. et Gregory, R.T.: Catchment-scale coupling between pyrite oxidation and calcite weathering. *Chemical Geology*, 151: 259-276, 1998
- Hidalgo Sanchez, L. : Rôle d'un karst andin tropical (Alto Mayo, Pérou) sur la dynamique de production de matériel dissous vers l'Amazone - Analyse du fonctionnement hydrogéologique et des flux associés, Thèse de doctorat d'hydrogéochimie et hydrogéologie, École doctorale de Sciences de l'Environnement, Laboratoire d'océanographie et du climat : expérimentations et approches numériques, 2020

- Hilley, G.E., Chamberlain, C.P., Moon, S., Porder, S., Willett, S.D.: Competition between erosion and reaction kinetics in controlling silicate-weathering rates. *Earth and Planetary Science Letters* 293, 191–199, 2010
- Hilton, R.G. and West, A.J.: Mountains, erosion and the carbon cycle, *Nature reviews earth & environment*, 1 (6). pp. 284-299, 2020
- Hinaje, S. and Amrani, S.: Utilisation des analyses hydrogéo-chimiques et des analyses en composantes principales (A.C.P) dans l'explication du chimisme des eaux souterraines de la nappe plio-quadernaire entre Timahdite et Almis Guigou (Moyen Atlas, Maroc). 6, 140306, 2019
- Hinsinger, P., Barros, O. N. F., Benedetti, M. F., Noack, Y., Callot, G.: Plant- induced weathering of a basaltic rock: Experimental evidence. *Geochimica Et Cosmochimica Acta* 65, 137-152, 2001
- Hong, Y et al. : Cartographie du risque de glissement de terrain dans le monde, 2006
- Hovius, N., Stark, C. P. and Allen, P.: Sediment flux from a mountain belt derived by landslide mapping, *Geology*, 25, 231-234, 1997
- Huang, A. B., Lee, J. T., Ho, Y. T., Chiu, Y. F., Cheng, S. Y.: Stability monitoring of rainfall-induced deep landslides through pore pressure profile measurements. *Soils and Foundations* 52, 737-747, 2012
- Hungr, O., Evans S. G., Bovis, M., Hutchinson J. N.: Review of the classification of landslides of the flow type. *Environ Eng Geosci* VII:221–238, 2001
- Hunkeler, D., Mudry, J.: Hydrochemical methods. *Methods in Karst Hydrogeology*. Goldscheider, N. & Drew, D. (Eds.), *International Contributions to Hydrogeology* 26: 93-121, Taylor & Francis, London, 2013
- Hutchinson J. N. : Mass movement. Fairbridge RW (ed) *Encyclopedia of geomorphology*. Reinhold Publishers, New York, pp 688–695, 1968
- Hutchinson J. N.: General report: morphological and geotechnical parameters of landslides in relation to geology and hydrogeology. *Proceedings of the 5th International Symposium on Landslides, Lausanne*, 1:3–35, 1988
- Jeannin P.Y. : Structure et comportement hydraulique des aquifères karstiques. Thèse, Université de Neuchâtel, Neuchâtel, Suisse, 247 p, 1996
- Jenkins, G. M. and Watts, D.G. : *Spectral analysis*, 1968
- Jensen, M.E., Burman, R.D., Allen, R.G. : *Evapotranspiration and irrigation water requirements: a manual*, ASCE manuals and reports on engineering practice. American Society of Civil Engineers, New York, 1990
- Kampschulte, A., Strauss, H.: The sulfur isotopic evolution of Phanerozoic seawater based on the analysis of structurally substituted sulfate in carbonates, *Chemical Geology*, 204(3–4), 255–286, 2004
- Karim, A., Veizer, J.: Weathering processes in the Indus River Basin: Implications from riverine carbon, sulfur, oxygen, and strontium isotopes. *Chemical Geology - CHEM GEOL.* 170. 153-177, 2000
- Kelly, E. F., Chadwick, O. A., Hilinski, T. E.: The effect of plants on mineral weathering. *Biogeochemistry* 42, 21-53, 1998
- Kendall, C., Sklash, M. G., Bullen, T. D.: *Isotope Tracers of Water and Solute Sources in Catchments. Solute Modelling in Catchment Systems*, John Wiley and Sons, New York, pp. 261-303, 1995

- Kilchmann, S., Waber, H.N., Parriaux, A., Bensimon, M.: Natural tracers in recent groundwaters from different Alpine aquifers. *Hydrogeology Journal* 12, 643–661, 2004
- Kloppmann, W., Leroux, L., Bromblet, P., Pogam, P.-Y., Cooper, A., Worley, N., Guerrot, C., Montech, A., Gallas, A., Aillaud, R.: Competing English, Spanish, and French alabaster trade in Europe over five centuries as evidenced by isotope fingerprinting. *Proceedings of the National Academy of Sciences*. 114, 2017
- Koepnick, R. B., Denison, R. E., Burke, W. H., Hetherington, E. A., Dahl, D. A.: Construction of the Triassic and Jurassic portion of the Phanerozoic curve of seawater $87\text{Sr}/86\text{Sr}$, *Chemical Geology: Isotope Geoscience Section*, 80(4), 327–349, 1990
- Krouse, H. R. & Mayer, B.: *Sulphur and Oxygen Isotopes in Sulphate*, 2000
- Lajaunie, M., Gance, J., Nevers, P., Malet, J.-P., Bertrand, C., Garin, T., and Ferhat, G.: Structure of the Séchilienne unstable slope from large-scale 3d electrical tomography using a resistivity distributed automated system (r-das). *Geophysical Journal International*, 2019
- Larsen, I. J., Montgomery, D. R. and Korup, O.: Landslide erosion controlled by hillslope material. *Nat. Geosci.* 3, 247-251, 2010
- Lasaga, A. C.: Chemical kinetics of water-rock interactions, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 89(B6), 4009–4025, 1984
- Le Roux, O., Schwartz, S., Gamond, J.F., Jongmans, D., Braucher, R., Mahaney, W., Carcaillet, J., Leanni, L. : CRE dating on the head scarp of a major landslide (Séchilienne, French Alps), age constraints on Holocene kinematics. *Earth and Planetary Science Letters* 280, 236-245, 2009
- Le Roux, O., Schwartz, S., Gamond, J.F., Jongmans, D., Tricart, P., Sebrier, M. : Interaction between tectonic and erosion processes on the morphogenesis of an Alpine valley: geological and geophysical investigations in the lower Romanche valley (Belledonne massif, western Alps). *Int J Earth Sci (Geol Rundsch)* 99, 427-441, 2010
- Le Roux, O., Jongmans, D., Kasperski, J., Schwartz, S., Potherat, P., Lebrouc, V., Meric, O.: Deep geophysical investigation of the large Séchilienne landslide (Western Alps, France) and calibration with geological data, *Engineering Geology*, 120(1–4), 18–3, 2011
- Lebrouc V., Schwartz S., Baillet L., Jongmans D., Gamond J.F.: Modeling permafrost extension in a rock slope since the Last Glacial Maximum: Application to the large Séchilienne landslide (French Alps). *Geomorphology* 198, 189–200, 2013
- Lee, Y.J., Morse, J.W.: Calcite precipitation in synthetic veins: implications for the time and fluid volume necessary for vein filling. *Chemical Geology* 156, 151–170, 1999
- Legchenko, A., Clément, R., Garambois, S., Maury E., Mic, L. M., Laurent, J. P., Desplanque, C., Guyard, H. : Investigating water distribution in the Luitel Lake peat bog using MRS, ERT and GPR. *Near Surf. Geophys.*, 9(2), 201-209, 2011
- Legendre L. & Legendre P. : *Ecologie numérique. 1. Le traitement multiple des données écologiques.* Collection d'écologie 12, 2ème édition, Masson, Paris. 260 p, 1984
- Lerman, A., Wu, L.: CO₂ and sulfuric acid controls of weathering and river water composition, *Journal of Geochemical Exploration*, Volume 88, Issues 1–3, p427-430, 2006
- Lerman, A., Wu, L., Mackenzie, F. T.: CO₂ and H₂SO₄ consumption in weathering and material transport to the ocean, and their role in the global carbon balance, *Marine Chemistry*, 106(1-2 SPEC. ISS.), 326–350, 2007

- Les eaux souterraines en France, Collection Les enjeux des Géosciences, BRGM Éditions, 2009
- Li, J., Qi, Y., Zhong, Y., Yang, L., Xu, Y., Lin, P., Wang, S., and He, J.: Karst aquifer characterization using storm event analysis for black dragon springshed, Beijing, China. {CATENA} 145, 30 – 38, 2016
- Li, S. L., Calmels, D., Hana, G., Gaillardet, J., Liu, C. Q.: Sulfuric acid as an agent of carbonate weathering constrained by $\delta^{13}\text{CDIC}$: Examples from Southwest China, Earth and Planetary Science Letters, 270, 3–4, 30, 189-199, 2008
- Longinelli, A. and Selmo, E.: Isotopic composition of precipitation in Italy: A first overall map. Journal of Hydrology. 270. 75-88, 2003
- Mackenzie, F. & Kump, L.: Reverse Weathering, Clay Mineral Formation, and Oceanic Element Cycles. Science. 270. 586-586, 1995
- Maher, K., Chamberlain, C. : Hydrologic Regulation of Chemical Weathering and the Geologic Carbon Cycle. Science (New York, N.Y.). 343, 2014
- Mahler, B., Valdes, D., Musgrove, M., and Massei, N.: Nutrient dynamics as indicators of karst processes: Comparison of the chalk aquifer (Normandy, France) and the edwards aquifer (Texas, USA). Journal of Contaminant Hydrology 98(1–2), 36 – 49, 2008
- Mahzoume, H. : Étude du fonctionnement hydrologique du bassin du Lunain. Mémoire de Master 2 Sciences de l'Univers, Environnement, Ecologie, Laboratoire Sisyphe, Université Pierre et Marie Curie (Paris VI), 2009
- Mangin, A. : Étude des débits classés d'exutoires karstiques portant sur un cycle hydrologique. Ann. Spéléol., 26, 2, p 283–329, 1971
- Mangin A. : Contribution à l'étude hydrodynamique des aquifères karstiques. Thèse, Université de Dijon, Dijon, France, 1975
- Mangin, A. : Pour une meilleure connaissance des systèmes hydrologiques à partir des analyses corrélatoire et spectrale. Journal of Hydrology 67, 25–43, 1984
- Maquaire, O. : Aléas géomorphologiques, mouvement de terrain, processus, fonctionnement, cartographie, HDR, Université Louis Pasteur, Strasbourg, 235 p, 2002
- Marechal, J.-C., Wyns, R., Lachassagne, P., Subrahmanyam, K. et Touchard, F.: Vertical anisotropy of hydraulic conductivity in fissured layer of hard-rock aquifers due to the geological structure of weathering profiles. Comptes Rendus Geosciences, 335-345: 451, 2003
- Maréchal, J.-C., 1998. Les circulations d'eau dans les massifs cristallins alpins et leurs relations avec les ouvrages souterrains, Ecole Polytechnique Fédérale de Lausanne (EPFL), 1998
- Marsaud, B. : Structure et fonctionnement de la zone noyée des karsts à partir des résultats expérimentaux. Ph. D. thesis, Université Paris XI Orsay, 1996
- Massei, N., Dupont, J.P., Mahler, B.J., Laignel, B., Fournier, M., Valdes, D., Ogier, S. : Investigating transport properties and turbidity dynamics of a karst aquifer using correlation, spectral, and wavelet analyses. Journal of Hydrology 329, 244-257, 2006
- Mathevet, T. : Analyse du fonctionnement du système karstique de Bange l'eau Morte, UPMC, Paris, 59 pp, 2002
- McArthur, J. and Howarth, R.: Strontium Isotope Stratigraphy, 2004

- McNutt, R. H., Frapé, S. K., Fritz, P., Jones, M. G., MacDonald, I. M.: The $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ values of Canadian Shield brines and fracture minerals with applications to groundwater mixing, fracture history, and geochronology. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Volume 54, Issue 1, Pages 205-215, 1990
- Meric, O., Garambois, S., Jongmans, D., Wathélet, M., Chatelain, J. L., Vengeon, J. M.: Application of geophysical methods for the investigation of the large gravitational mass movement of Séchilienne, France, *Canadian Geotechnical Journal*, 42(4), 1105–1115, 2005
- Meybeck Michel. Composition chimique des ruisseaux non pollués en France. Chemical composition of headwater streams in France. In: *Sciences Géologiques*, tome 39, n°1, pp. 3-77, 1986
- Meynadier, L., Gorge, C., Birck, J., Allègre, C.: Automated separation of Sr from natural water samples or carbonate rocks by high performance ion chromatography, *Chemical Geology*, 227(1–2), 2006
- Moncaster, S. J., Bottrell, S. H., Tellam, J. H., Lloyd, J. W., Konhauser, K. O.: Migration and attenuation of agrochemical pollutants: Insights from isotopic analysis of groundwater sulphate, *Journal of Contaminant Hydrology*, 43(2), 147–163, 2000
- Montety, V. de, Marc, V., Emblanch, C., Malet, J.-P., Bertrand, C., Maquaire, O., Bogaard, T. A.: Identifying the origin of groundwater and flow processes in complex landslides affecting black marls: insights from a hydrochemical survey, *Earth Surface Processes and Landforms*, 32(1), 32–48, 2007
- Montjuvent, G. and Winistorfer, J.: Glaciations quaternaires dans les Alpes franco-suissees et leur piedmont, in *Géologie Alpine*, 56, 251–282, 1980
- Morse, J.W., Arvidson, R.S.: The dissolution kinetics of major sedimentary carbonate minerals. *Earth-Science Reviews* 58, 51–84, 2002
- Morton, F.I.: Evaporation research - a critical review and its lessons for the environmental sciences. *Critical Reviews in Environmental Science and Technology* 24 (3), 237–280, 1994
- Moussu, F. : Prise en compte du fonctionnement hydrodynamique dans la modélisation pluie débit des systèmes karstiques. Ph. D. thesis, Université Pierre et Marie Curie - Paris VI, 2011
- Mudry, J. : Apport du traçage physico-chimique naturel à la connaissance hydrocinématique des aquifères carbonatés. Thèse, Université de Franche-Comté, Besançon, 378, 1987
- Mudry, J., & Etievant, K., 2007. Synthèse hydrogéologique du versant instable des Ruines de Séchilienne (Unpublished report), UMR Chrono-Environnement, University of Franche-Comté, Besançon, 2007
- Négre, P., Allègre, C. J., Dupré, B., Lewin, E.: Erosion sources determined by inversion of major and trace element ratios and strontium isotopic ratios in river: The Congo Basin case, *Earth and Planetary Science Letters*, 120(1–2), 59–76, 1993
- Négre, P. and Deschamps, P.: Natural and anthropogenic budgets of a small watershed in the massif central (France): Chemical and strontium isotopic characterization of water and sediments, *Aquatic Geochemistry*, 2(1), 1–27, 1996
- Négre, P., Casanova, J., Aranyosy, J.-F.: Strontium isotope systematics used to decipher the origin of groundwaters sampled from granitoids: the Vienne Case (France), *Chemical Geology*, 177(3–4), 287–308, 2001
- OFEG : Hétérogénéité des milieux fissurés et fracturés, 2003
- OFEV : Glissements de terrain : hydrogéologie et techniques d'assainissement par drainage, 2010

- Oudin, L. : Recherche d'un modèle d'évapotranspiration potentielle pertinent comme entrée d'un modèle pluie-débit global, 2004
- Oudin, L., Hervieu, F., Michel, C., Perrin, C., Andréassian, V., Anctil, F., and Loumagne, C.: Which potential evapotranspiration input for a lumped rainfall–runoff model?: Part 2—towards a simple and efficient potential evapotranspiration model for rainfall–runoff modelling, *Journal of hydrology*, 303(1-4):290–306, 2005
- Pachoud, A. : Notice explicative de la carte hydrogéologique du bassin inférieur du Drac (en aval de Saint Georges de Commiers). BRGM, 1968
- Padilla, A., Pulido-Bosch, A.: Study of hydrographs of karstic aquifers by means of correlation and cross-spectral analysis. *Journal of Hydrology* 168, 73–89, 1995
- Palandri, J. L., Kharaka, Y. K.: A compilation of rate parameters of water-mineral interaction kinetics for application to geochemical modeling. Menlo Park, Calif.: U.S. Dept. of the Interior, U.S. Geological Survey, 2004
- Parriaux, A. : Géologie – Bases pour l'ingénieur. 2ème édition. Presses Polytechniques et Universitaires Romandes PPUR. Version anglaise: *Geology: Basics for Engineers*, CRC Press, Taylor & Francis Group, London, 2009
- Parriaux, A., Bonnard, C., Tacher, L. : Glissements de terrain: hydrogéologie et techniques d'assainissement par drainage. Guide pratique. Office fédéral de l'environnement, Berne. *Connaissance de l'environnement n° 1023* : 128 p, 2010
- Penman, H. L.: Natural Evaporation from Open Water, Bare Soil and Grass. *Proc., Royal Soc., London* 193, 120–145, 1948
- Petley, D.: Global patterns of loss of life from landslides. *Geology*. 40. 927-930, 2012
- Plagnes, V. : Structure et fonctionnement des aquifères karstiques : caractérisation par la géochimie des eaux. Thèse de Doctorat, Université de Montpellier II, Montpellier, 376 pp, 1997
- Potherat, P. and Alfonsi, P.: Les mouvements de versant de Séchilienne (Isère): Prise en compte de l'héritage structural pour leur simulation numérique. *Rev. Fr. Geotech.*, 95, 117-131, 2001
- Pothérat P., Effendiantz, L. : Néotectonique et grands mouvements de versants : le cas de Séchilienne (Isère, France). *Bull. Engineering Geology and the Environment*, vol. 68, n° 4, pp. 567- 577, 2009
- INERIS : Bilan de mise en œuvre et d'expertise du dispositif de télésurveillance expérimentale du versant des Ruines de Séchilienne (38), Rapport d'étude, 2018
- Raymo, M., Ruddiman, W. et Froelich, P.: Influence of late Cenozoic mountain building on ocean geochemical cycles. *Geology* 16, 649-653, 1988
- Raymo, M. E.: Geochemical evidence supporting T. C. Chamberlin's theory of glaciation, *Geology*, 19, 344–347, 1991
- Raymo, M., Ruddiman, W.: Tectonic forcing of late Cenozoic climate, *Nature*, 359, 117–122, 1992
- Rebeix, R. : Datation, traçage de l'origine et traçage des transferts des eaux et des solutés au sein d'aquifères profonds, 2010
- Riebe, C. S., Kirchner, J. W., Finkel, R. C.: Erosional and climatic effects on long-term chemical weathering rates in granitic landscapes spanning diverse climate regimes. *Earth and Planetary Science Letters* 224, 547-562, 2004

- Ronchetti, F., Borgatti, L., Cervi, F., Gorgoni, C., Piccinini, L., Vincenzi, V., Corsini, A. : Groundwater processes in a complex landslide, northern Apennines, Italy. *Natural Hazards and Earth System Sciences*. 9. 895-904, 2009
- Rotaru, M., Gaillardet, J., Steinberg, M., Trichet, J.: *Les climats passés de la Terre*. Société Géologique de France, Paris, Vuibert, 195 p, 2006
- Russell, W. A. and Papanastassiou, D. A.: Calcium isotope fractionation in ion-exchange chromatography, *Analytical Chemistry*, 50(8), 1151–1154, 1978
- Rutqvist, J. and Stephansson, O.: The role of hydromechanical coupling in fractured rock engineering, *Hydrogeology Journal*, 11: 7-46, 2003
- Saito, M. : Research on forecasting the time of occurrence of slope failure. Railway Technical Research Institute, Quarterly Reports 10, 1969
- Schwartz, S., Zerathe, S., Jongmans, D., Baillet, L., Carcaillet, J., Audin, L., Dumont, T., Bourlès, D., Braucher, R., Lebruc, V.: Cosmic ray exposure dating on the large landslide of Séchilienne (Western Alps): A synthesis to constrain the slope evolution. *Geomorphology*. 278, 2017
- Singleton, M. J., Maher, K., DePaolo, D. J., Conrad, M. E., Evan Dresel, P.: Dissolution rates and vadose zone drainage from strontium isotope measurements of groundwater in the Pasco Basin, WA unconfined aquifer, *Journal of Hydrology*, 321(1–4), 39–58, 2006
- Spence, J., Telmer, K.: The role of sulfur in chemical weathering and atmospheric CO₂ fluxes: evidence from major ions, $\delta^{13}\text{CDIC}$, and $\delta^{34}\text{S SO}_4$ in rivers of the Canadian Cordillera, *Geochimica Cosmochimica*, 69, 5441–5458, 2005
- Stallard, R. F. and Edmond, J. M.: Geochemistry of the Amazon: 2. The influence of geology and weathering environment on the dissolved load, *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 88, 9671–9688, 1983
- Statham, L., Finlayson, B.: *Hillslope Analysis*, 1st ed. Edition. Ed. Butter worth-Heinemann, London; Boston, 1980
- Stumm, W. and Morgan, J.J.: *Aquatic Chemistry: An Introduction Emphasizing Chemical Equilibria in Natural Waters*. 2nd Edition, John Wiley & Sons Ltd., New York, 1981
- Thornthwaite, C. W.: An Approach Toward a Rational Classification of Climate. *Geog. Review* 38, 55–94, 1948
- Torres, M. A., West, A. J., Li, G.: Sulphide oxidation and carbonate dissolution as a source of CO₂ over geological timescales, *Nature*, 507(7492), 346–349, 2014
- Torres, M. A., West, A. J., Clark, K. E., Paris, G., Bouchez, J., Ponton, C., Adkins, J. F.: The acid and alkalinity budgets of weathering in the Andes–Amazon system: Insights into the erosional control of global biogeochemical cycles. *Earth and Planetary Science Letters*, 450, 381–391, 2016
- Turc, L.: Le bilan d'eau des sols: relation entre les précipitations, l'évapotranspiration et l'écoulement. *Annales Agronomiques*, 5, 491-595, 1954
- Turc, L. : Évaluation des besoins en eau d'irrigation, évapotranspiration potentielle, formule simplifiée et mise à jour. *Annales Agronomiques* 12, 13-49, 1961
- Turner, B. F., White, A. F., Brantley, S. L.: Effects of temperature on silicate weathering: Solute fluxes and chemical weathering in a temperate rain forest watershed, Jamieson Creek, British Columbia. *Chemical Geology* 269, 62-78, 2010

- USGS: Landslide Types and Processes. United States Geological Survey. Fact sheet 2004 3072, 2004
- Vallet, A. Mouvements de fluides et processus de déstabilisation des versants alpins : Apport de l'étude de l'instabilité de Séchilienne, Université de Franche-Comté, 2014
- Vallet, A., Bertrand, C., Mudry, J., Bogaard, T., Fabbri, O., Baudement, C., Régent, B.: Contribution of time-related environmental tracing combined with tracer tests for characterization of a groundwater conceptual model: a case study at the Séchilienne landslide, western Alps (France), *Hydrogeology Journal*, 23(8), 1761–1779, 2015a
- Vallet, A., Charlier, J. B., Fabbri, O., Bertrand, C., Carry, N., Mudry, J.: Functioning and precipitation-displacement modelling of rainfall-induced deep-seated landslides subject to creep deformation, *Landslides*, 13, 653–670, 2015b
- Van Asch, T.W.J., Buma, J., Van Beek, L.P.H.: A view on some hydrological triggering systems in landslides. *Geomorphology* 30, 25-32, 1999
- Varnes D. J.: Landslide types and processes. In: Eckel EB (ed) *Landslides and engineering practice*, special report 28. Highway research board. National Academy of Sciences, Washington, DC, pp. 20–47, 1954
- Varnes, D.J.: Slope movement types and processes. Schuster RL, Krizek RJ (eds) *Landslides, analysis and control*, special report 176: Transportation research board, National Academy of Sciences, Washington, DC., pp. 11–33, 1978
- Veizer, J.: Strontium Isotopes in Seawater through Time. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 1989 17:1, 141-167, 1989
- Vengeon, J. M.: Déformation et rupture des versants en terrain métamorphique anisotrope : Apport de l'étude des Ruines de Séchilienne, Université Joseph-Fourier - Grenoble I, 1998
- Vengeon, J.-M., Couturier, B., Antoine, P.: Déformations gravitaires post glaciaires en terrains métamorphiques. Comparaison des indices de déformation du versant sud de la Toura (Saint-Christophe-en-Oisans, France) avec le phénomène de rupture interne du versant sud du Mont Sec (Séchilienne, France), *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, 57(4), 387–395, 1999
- Walker, J., Hays, P. et Kasting, J. : A negative feedback mechanism for the long-term stabilization of the Earth's surface temperature. *J. Geophys. Res.* 86, 9776-9782, 1981
- Wen, B.P., Duzgoren-Aydin, N.S., Aydin, A.: Geochemical characteristics of the slip zones of a landslide in granitic saprolite, Hong Kong: implications for their development and microenvironments. *Environmental Geology*, 47: 140-176, 2004
- White A.F. and Brantley S.L.: Chemical weathering rates of silicate minerals: an overview. In *Chemical Weathering Rates of Silicate Minerals*, vol. 31 (eds. A.F. White and S.L. Brantley), Mineralogical Society of America, p 1-22, 1995
- West, A. J.: Thickness of the chemical weathering zone and implications for erosional and climatic drivers of weathering and for carbon-cycle feedbacks. *Geology*, 40, 811-814, 2012
- White, A.F., Bullen, T.D., Vivit, D.V., Schulz, M.S., Clow, D.W.: The role of disseminated calcite in the chemical weathering of granitoid rocks. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 63, 1939–1953, 1999

- White, A.F., Brantley, S.L.: The effect of time on the weathering of silicate minerals: why do weathering rates differ in the laboratory and field? *Chemical Geology, Controls on Chemical Weathering* 202, 479–506, 2003
- Wold, S., Esbensen, K., Geladi, P.: *Principal Component Analysis. Chemometrics and Intelligent Laboratory Systems*, 2, 37-52, 1987
- Woods, T. L., Fullagar, P. D., Spruill, R. K., Sutton, L. C.: Strontium isotopes and major elements as tracers of ground water evolution: example from the Upper Castle Hayne Aquifer of North Carolina, *Ground Water*, 38(5), 762–771, 2000
- Wyns, R.: Climat, eustatisme, tectonique : quels contrôles pour l'altération continentale ? Exemple des séquences d'altération cénozoïques en France. *Bull. Inf. Géol. Bass. Paris*, 39 (2), pp. 5-16, 2002
- Xu, CY., Singh, V.P.: Cross Comparison of Empirical Equations for Calculating Potential Evapotranspiration with Data from Switzerland. *Water Resources Management* 16, 197–219, 2002
- Yoshimura, K., Nakao, S., Noto, M., Inokura, Y., Urata, K., Chen, M., Lin, P.-W.: Geochemical and stable isotope studies on natural water in the Taroko Gorge karst area, Taiwan - chemical weathering of carbonate rocks by deep source CO₂ and sulfuric acid. *Chem. Geol.* 177, 415–430, 2001
- Zeebe, R. E. and Wolf-Gladrow, D. A.: *CO₂ in Seawater: Equilibrium, Kinetics, Isotopes*, edited by Elsevier Oceanography Series, Amsterdam, 65, 2001.

Index des illustrations

| | |
|--|----|
| Figure 1 : Cartographie du risque de glissement de terrain dans le monde (Robert Simmon, NASA adapté de Hong, Y et al. 2006) ; Les régions où le risque de glissement de terrain est le plus élevé sont en blanc cassé/orange, les zones à risque modéré sont en rouge orangé et les régions à risque léger sont violet à violet foncé. _____ | 21 |
| Figure 2 : Cartographie de la susceptibilité globale des terrains aux glissements et aux écoulements ; approche multicritères : pente et topographie, lithologie, occupation du sol (Gis Sol., 2011). _____ | 22 |
| Figure 3 : Communes exposées au risque mouvement de terrain en Auvergne-Rhône-Alpes (DREAL Auvergne-Rhône-Alpes, 2016). _____ | 23 |
| Figure 4 : Glissement de terrain « idéal », avec la nomenclature couramment utilisée pour définir les parties d'un glissement de terrain (source : http://pubs.usgs.gov/fs/2004/3072 ; USGS, 2004). _____ | 24 |
| Figure 5 : Représentations schématiques des différents types de glissement de terrain (source : http://pubs.usgs.gov/fs/2004/3072 ; USGS, 2004) (la traduction des différents termes est disponible au Tableau 2 dans la suite du chapitre). _____ | 26 |
| Figure 6 : Les forces impliquées dans la déstabilisation des mouvements de terrain (Vallet, 2014). _____ | 33 |
| Figure 7 : Relation entre les facteurs de prédisposition, les facteurs préparatoires et les facteurs déclenchants des glissements de terrain (D'après Statham et Finlayson, 1980 ; modifié par Gunzburger, 2004). _____ | 35 |
| Figure 8 : Couplages hydro-mécaniques dans un milieu fracturé, Binet (2006) modifié d'après Rutqvist et Stephansson (2003). _____ | 38 |
| Figure 9 : Évolution en continu des mouvements de surface d'un point dans la partie la plus active du glissement de Villarbeney (Préalpes fribourgeoises) entre octobre 1983 et avril 1985, et des précipitations journalières sur le site (Parriaux et al. 2010, d'après Engel 1986, Bonnard et al. 1989). _____ | 38 |
| Figure 10 : Hétérogénéité des milieux fissurés et fracturés, a. milieu fissuré faiblement hétérogène ; b. milieu fissuré hétérogène (OFEG, 2003). _____ | 41 |
| Figure 11 : a. Carte schématique des grandes formations hydrogéologiques de France ; b. Lithologie des aquifères français (les aquifères les plus proches du sol sont représentés sur la carte) ; source : BRGM – Fonds cartographiques : AFB, 2018. _____ | 47 |
| Figure 12 : Variabilité des temps d'écoulement des eaux souterraines selon les caractéristiques physiques de l'aquifère (Les eaux souterraines en France, BRGM Éditions, adapté de C. Drogue 1971). _____ | 48 |
| Figure 13 : Variabilité des valeurs de perméabilité en fonction de l'échelle d'observation dans les roches cristallines (Clauser, 1992) ; les barres représentent la plage de perméabilité maximale (dans le cas de plusieurs valeurs individuelles), les ronds représentent des valeurs uniques. _____ | 50 |
| Figure 14 : Modèle conceptuel stratiforme de la structure et des propriétés hydrogéologiques des aquifères de socle (d'après R. Wyns, 2002). _____ | 52 |
| Figure 15 : Somme des principaux anions (HCO_3^- et SO_4^{2-}) en fonction de la conductivité électrique, dans les eaux de sources alpines (Derron 1999). Minéralogie simplifiée des roches considérées : Granito-gneiss : quartz, plagioclase(s), K-feldspath, mica(s) ; Métabasaltés : amphibole, albite, Mg-Chlorite, épidote, sphèn) ; Roches ultrabasiques : olivine, diopside, brucite, magnésite, talc, serpentine ; Calcaires : calcite, Mg-calcite, quartz ; Gypses dolomitiques : calcite, dolomite, gypse, anhydrite, epsomite. _____ | 54 |

| | |
|--|----|
| <i>Figure 16 : Modèle conceptuel des écoulements au sein d'un versant instable, défini selon l'analyse des versant de la Haute Vallée de la Tinée (SE Alpes françaises, Binet et al. 2007).</i> | 55 |
| <i>Figure 17 : Variations de perméabilité (K) d'un glissement de terrain (OFEV, 2010 d'après Parriaux et al. 2010).</i> | 56 |
| <i>Figure 18 : Présence de nappes perchées dans les versants et conséquences sur les écoulements souterrains (Parriaux et al. 2010)</i> | 57 |
| <i>Figure 19 : a. Schéma de la zone critique (Gaillardet et al., 2017) b. Schéma de la zone critique conceptualisée comme profil d'altération (Beaulieu, 2011, d'après Brantley et al., 2007).</i> | 58 |
| <i>Figure 20 : Synthèse des différents facteurs de l'altération chimique (Beaulieu, 2011).</i> | 61 |
| <i>Figure 21: Tableau de description lithologique des six types de roches composant la lithosphère actuelle et carte des expositions actuelles des six principaux types de roches sur le terrain (résolution 1°x1°) (D'après Amiotte-Suchet et al., 2003).</i> | 62 |
| <i>Figure 22 : Les réservoirs du cycle du carbone (modifié d'après Gaillardet 2006).</i> | 64 |
| <i>Figure 23 : Localisation de l'instabilité de Séchilienne – Carte administrative et carte du relief de la région Rhône-Alpes.</i> | 75 |
| <i>Figure 24 : Vue aérienne de la Vallée de la Romanche et de l'instabilité de Séchilienne (d'après la photo de S. Gominet/ photothèque IRMa).</i> | 76 |
| <i>Figure 25 : Évolution de la surface de l'instabilité de Séchilienne de 2006 à aujourd'hui (modifié d'après O. Dequinsey, 2013 ; images Google Earth).</i> | 77 |
| <i>Figure 26 : Carte de Séchilienne avec instrumentation (géodésie) en place sur le site.</i> | 79 |
| <i>Figure 27 : Carte géologique schématique (Vallet (2014), modifiée d'après Lebrouc et al. (2013)).</i> | 86 |
| <i>Figure 28 : Géologie et géomorphologie de l'instabilité de Séchilienne : carte et coupe (Vallet (2014), modifié d'après Lebrouc et al. (2013)).</i> | 87 |
| <i>Figure 29 : Carte cinématique avec les vecteurs de déplacement et la délimitation des zones en accumulation et affaissement (Le Roux et al., 2011).</i> | 89 |
| <i>Figure 30 : Carte et coupe (Y-Y') de l'évolution du versant de Séchilienne selon différentes périodes de – 8 000 ans à aujourd'hui. a. et b. Initiation du glissement de terrain entre 8 et 6 ka le long de l'escarpement principal en lien avec une lente activité de la surface de glissement entraînant un affaissement du plateau du Mont Sec. A la même période la zone des Ruines est déstabilisée et enregistre un affaissement. c. et d. Entre 6 et 2 ka, la déformation est toujours localisée au niveau de l'escarpement principal avec des contre-escarpements qui se développent lentement au pied, avec une activité d'environ 2 mm.an⁻¹. e. et f. Entre 2 ka et aujourd'hui, la déformation s'accélère jusqu'à atteindre 8 mm.an⁻¹ et se propage vers le bas, accompagnée du développement de contre-escarpements. Pendant cette période, l'activité des contre-escarpements génère une zone fortement fracturée avec une faible vitesse d'environ 2 mm.an⁻¹. La géométrie du glissement en profondeur a été imagée par la vitesse sismique des ondes P (Le Roux et al., 2011). (Schwartz et al., 2017).</i> | 90 |
| <i>Figure 31 : Schéma hydrogéologique du versant de Séchilienne (Vallet et al., 2015).</i> | 91 |
| <i>Figure 32 : Coupe hydrogéologique du versant de Séchilienne, selon le trait de coupe XY figure 30 (Vallet et al. (2015).</i> | 92 |

| | |
|--|-----|
| Figure 33 : Analyse hydrogéochimique des sources drainant le massif de Séchilienne avec a. Diagramme de Durov. b. Carte de localisation et diagrammes de Stiff. c. Concentrations Ca vs HCO_3 et d. Concentrations Na vs Cl (Vallet et al., 2015). | 95 |
| Figure 34: Localisation des points de suivi hydrogéologique/hydrochimique du versant de Séchilienne. | 99 |
| Figure 35: Localisation des points de suivi hydrogéologique/hydrochimique du versant de Séchilienne, a. Carte IGN, b. Vue satellite (images sources : Géoportail). | 100 |
| Figure 36: Dispositif en place aux exutoires G1 et G2 : 1. Bâche de récupération des eaux de ruissellement, 2. Collecte des eaux, 3. Bac de récupération des eaux (permet l'installation de sondes de mesures et prélèvements), 4. Instrumentation (préleveur automatique, sonde CTD, station mesure de débit). | 101 |
| Figure 37: Écoulement en milieu naturel perturbé (Bertrand, 2014). | 101 |
| Figure 38: Synthèse des mesures basse et haute fréquence en place aux points de suivi du versant de Séchilienne. | 104 |
| Figure 39: Différents cas de rupture de pente de la droite représentative des débits classés ; les classes de débit sont représentées sur l'axe des abscisses, et les probabilités sur l'axe des ordonnées (Marsaud 1996). | 113 |
| Figure 40: Localisation des exutoires des fissures G1 et G2 a. au sein du massif du Mont-Sec b. de l'instabilité de Séchilienne. | 123 |
| Figure 41: Écart à la moyenne des précipitations annuelles à Séchilienne entre 2010 et 2018. | 125 |
| Figure 42: Histogrammes des précipitations brutes à Séchilienne pour les années de 2010 à 2018 (données météorologiques provenant de la station du Mont Sec). | 127 |
| Figure 43: a. Evapotranspiration potentielle mensuelle et b. températures moyennes mensuelles mesurées à Séchilienne pour la période de 2010 à 2018 (données météorologiques provenant de la station de Luitel, ETP recalculé à partir des données mesurées à la station). | 128 |
| Figure 44: a. Bilan hydrologique classique ; b. Organigramme du calcul de la Pluie Efficace. | 131 |
| Figure 45: Comparaison entre la PE calculée à partir de l'ETP obtenue par la méthode de Penman-Monteith (Allen et al., 1998) d'après Vallet et al. (2015) et la PE calculée à partir de l'ETP obtenue par la méthode selon Oudin et al. (2015). | 135 |
| Figure 46: Corrélation entre les deux méthodes de calcul de la Pluie Efficace : Oudin et al. (2005) et Allen et al. (1998). | 136 |
| Figure 47: Chroniques de débits mesurés aux deux exutoires G1 et G2 (courbe bleue et rouge respectivement) de l'instabilité de Séchilienne (à noter que les mesures pour l'exutoire ont débuté en Novembre 2014, avec une période sans données à partir de fin octobre 2017). Les bandes vertes indiquent les périodes d'étiage. | 138 |
| Figure 48: Débit annuel moyen vs Précipitations annuelles brutes pour la zone instable (exutoire G1 et G2) pour la période 2014-2018. | 139 |
| Figure 49: Corrélogrammes simples des débits pour la période allant du 01/11/2014 au 01/11/2017 et du 01/11/2014 au 01/11/2018 respectivement pour les exutoires a. G1 et b. G2. | 144 |
| Figure 50: Corrélogrammes simples des débits pour les années hydrologiques entre 2014 et 2018 pour les exutoires a. G1 et b. G2. | 145 |
| Figure 51: Analyses de débits classés pour les exutoires G1 et G2. Pour les années hydrologiques 2014/2015, 2015/2016, 2016/2017 (a, b, c, d, e et f). | 146 |

| | |
|---|-----|
| Figure 52: Analyses de débits classés pour les exutoires a. G1 et b. G2 pour les années allant de 2014 à 2017. | 147 |
| Figure 53: Corrélation croisée sur l'année hydrologique 2015/2016 entre la pluie efficace (PE ; variable d'entrée) et le débit (Q ; variable de sortie) pour les exutoires G1 (bleu) et G2 (rouge). | 149 |
| Figure 54: Corrélation croisée sur la période de hautes eaux de l'année hydrologique 2015/2016 entre la pluie efficace (PE ; variable d'entrée) et le débit (Q ; variable de sortie) pour les exutoires G1 (bleu) et G2 (rouge). | 151 |
| Figure 55: Corrélation croisée sur la période de basses eaux de l'année hydrologique 2015/2016 entre la pluie efficace (PE ; variable d'entrée) et le débit (Q ; variable de sortie) pour les exutoires G1 (bleu) et G2 (rouge). | 152 |
| Figure 56: Corrélation croisée sur une période de crue de l'année hydrologique 2015/2016 entre la pluie efficace (PE ; variable d'entrée) et le débit (Q ; variable de sortie) pour les exutoires G1 (bleu) et G2 (rouge). | 153 |
| Figure 57: Bilan des débits classés et série temporelle du débit à l'exutoire G1 ; Origine des masses d'eau et de leur transit. | 155 |
| Figure 58: Bilan des débits classés et série temporelle du débit à l'exutoire G2 ; Origine des masses d'eau et de leur transit. | 156 |
| Figure 59: Corrélation croisée sur l'année hydrologique 2015/2016 entre la pluie efficace (PE ; variable d'entrée) et la conductivité électrique (EC ; variable de sortie) pour les exutoires G1 (bleu) et G2 (rouge). | 160 |
| Figure 60: Corrélation croisée sur l'année hydrologique 2015/2016 entre le débit (Q ; variable d'entrée) et la conductivité électrique (EC ; variable de sortie) pour les exutoires G1 (bleu) et G2 (rouge). | 160 |
| Figure 61: Corrélation croisée sur la période de hautes eaux de l'année hydrologique 2015/2016 entre la pluie efficace (PE ; variable d'entrée) et la conductivité électrique (EC ; variable de sortie) pour les exutoires G1 (bleu) et G2 (rouge). | 161 |
| Figure 62: Corrélation croisée sur la période de hautes eaux de l'année hydrologique 2015/2016 entre le débit (Q ; variable d'entrée) et la conductivité électrique (EC ; variable de sortie) pour les exutoires G1 (bleu) et G2 (rouge). | 162 |
| Figure 63: Corrélation croisée sur la période de basses eaux de l'année hydrologique 2015/2016 entre la pluie efficace (PE ; variable d'entrée) et la conductivité électrique (EC ; variable de sortie) pour les exutoires G1 (bleu) et G2 (rouge). | 163 |
| Figure 64: Corrélation croisée sur la période de basses eaux de l'année hydrologique 2015/2016 entre le débit (Q ; variable d'entrée) et la conductivité électrique (EC ; variable de sortie) pour les exutoires G1 (bleu) et G2 (rouge). | 164 |
| Figure 65: Corrélation croisée sur une période de crue de l'année hydrologique 2015/2016 entre la pluie efficace (PE ; variable d'entrée) et la conductivité électrique (EC ; variable de sortie) pour les exutoires G1 (bleu) et G2 (rouge). | 165 |
| Figure 66: Corrélation croisée sur une période de crue de l'année hydrologique 2015/2016 entre le débit (Q ; variable d'entrée) et la conductivité électrique (EC ; variable de sortie) pour les exutoires G1 (bleu) et G2 (rouge). | 165 |

- Figure 67: Chroniques de débit et conductivité des exutoires G1 (bleu) et G2 (rouge) pour l'année hydrologique (2015/2016) ; le signal des précipitations est ajouté à titre indicatif ; les pics de crue sont marqués par des lignes pointillées bleu et rouge pour G1 et G2 respectivement. _____ 168
- Figure 68: Issue des travaux de Lajaunie et al ; 2019. Mesures hydrogéologiques au cours de l'année 2017 et schéma conceptuel hydrogéologique. (a) Précipitations annuelles enregistrées au Mont Sec. (b) Conductivité électrique de l'eau et décharge dans la zone instable, enregistrées à la galerie G710 (**fissure G1**). (c) Conductivité électrique et niveau d'eau enregistrés dans la zone stable. Modèle conceptuel hydrogéologique du versant de Séchilienne pour les périodes de (d) haut débit et (e) faible débit (modifié d'après Vallet et al.2015). _____ 169
- Figure 69: Boîtes à moustache (« Boxplot ») des éléments majeurs et traces des exutoires G1 (en bleu) et G2 (en rouge). Les analyses chimiques ont été réalisées sur des prélèvements automatiques et manuels entre avril 2015 et octobre 2017. Pour chaque boîte à moustache, les points représentent les valeurs extrêmes mesurées ; le signal médian des précipitations a été ajouté à titre indicatif. _____ 172
- Figure 70: Ca+Mg vs SO₄+HCO₃ pour les prélèvements manuels des exutoires G1 et G2 montrant l'influence de la dissolution de silicates (uniquement les prélèvements manuels sont utilisés car les ions bicarbonates sont disponibles sur ces prélèvements). _____ 174
- Figure 71: Lien entre les taux d'érosion physique, calculés à partir des rendements pluriannuels des sédiments fluviaux (Environnement Canada, 1998), et les taux d'oxydation des sulfures dans certains bassins versants du bassin du Mackenzie. Cette corrélation démontre que l'oxydation soutenue de la pyrite est favorisée par l'exposition continue des surfaces minérales fraîches (Calmels et al., 2007). _____ 175
- Figure 72: Étude de la galerie EDF sous le versant instable de Séchilienne ; a. Analyse spatiale des arrivées d'eau ; b. Concentration en SO₄ dans les eaux drainées au sein de la galerie EDF ; modifié d'après Vallet et al. 2015. _____ 176
- Figure 73: Na vs Cl pour l'ensemble des prélèvements aux exutoires G1 et G2 montrant l'importance du sodium et de la dissolution des silicates. _____ 177
- Figure 74: a. Cl vs NO₃ ; b. Cl vs K pour l'ensemble des prélèvements des exutoires G1 et G2 montrant l'influence du signal de surface au travers les ions K et NO₃. _____ 178
- Figure 75: Évolution hydrochimique (Ca²⁺, Mg²⁺, SO₄²⁻, Na⁺) des exutoires de l'instabilité G1 (bleu) et G2 (rouge) à partir des analyses réalisées sur les prélèvements automatiques (points reliés) et les prélèvements manuels et de crues (marques carrées). Les bandes vertes indiquent les périodes d'étéage. _____ 180
- Figure 76: Évolution hydrochimique (Na⁺, K⁺, Cl⁻, NO₃⁻, SiO₂) des exutoires de l'instabilité G1 (bleu) et G2 (rouge) à partir des analyses réalisées sur les prélèvements automatiques (points reliés) et les prélèvements manuels et de crues (marques carrées). Les bandes vertes indiquent les périodes d'étéage. _____ 182
- Figure 77: Débits des exutoires G1 et G2 entre octobre 2015 et novembre 2017 avec le positionnement des prélèvements (matérialisés par les points noirs accompagnés d'une numérotation) utilisés pour les Analyses en Composantes Principales. _____ 184
- Figure 78: Analyse en composante principale des exutoires G1 (bleu) et G2 (rouge) sur la composition chimique et les paramètres physico-chimiques (T°C, conductivité électrique) des prélèvements automatiques datés d'octobre 2015 à octobre 2017 ; a. graphique des variables, b. graphique des individus, c. pourcentages de variance. _ 185

- Figure 79: Analyse en composante principale de l'exutoire G1 sur la composition chimique et les paramètres physico-chimiques ($T^{\circ}\text{C}$, conductivité électrique) des prélèvements automatiques datés d'octobre 2015 à octobre 2017 ; a. graphique des variables, b. graphique des individus, c. pourcentages de variance. _____ 187
- Figure 80: Analyse en composante principale de l'exutoire G2 sur la composition chimique et les paramètres physico-chimiques ($T^{\circ}\text{C}$, conductivité électrique) des prélèvements automatiques datés d'octobre 2015 à octobre 2017 ; a. graphique des variables, b. graphique des individus, c. pourcentages de variance. _____ 189
- Figure 81: Débit, pluviométrie et conductivité électrique (E.C) de l'exutoire G1 entre octobre 2015 et novembre 2017 avec le positionnement des prélèvements (matérialisés par les points noirs accompagnés d'une numérotation) utilisés pour les Analyses en Composantes Principales. _____ 192
- Figure 82: Débit, pluviométrie et conductivité électrique (E.C) de l'exutoire G2 entre octobre 2015 et novembre 2017 avec le positionnement des prélèvements (matérialisés par les points noirs accompagnés d'une numérotation) utilisés pour les Analyses en Composantes Principales. _____ 193
- Figure 83: Localisation de l'exutoire S10 ainsi que des exutoires G1 et G2 au sein du versant instable de Séchilienne, massif du Mont-Sec. _____ 196
- Figure 84: Boîtes à moustache ("Boxplot") des éléments majeurs et traces des exutoires de la zone instable : G1(en bleu), G2 (en rouge) ainsi que pour un exutoire de la zone stable : S10 (en vert). Les analyses chimiques ont été réalisées sur des prélèvements automatiques et manuels entre avril 2015 et octobre 2017. Pour chaque boîte à moustache, les points représentent les valeurs extrêmes mesurées. _____ 197
- Figure 85: Chroniques de conductivité et de débits (G1) – hauteur d'eau (S10) des exutoires G1 (bleu) et S10 (vert) pour les années 2017/2018 (les mesures débutent le 12/05/2017 et se terminent le 12/03/2018 ; chaque graduation mensuelle est prise au 12 du mois) ; le signal des précipitations est ajouté à titre indicatif ; au point S10 les débits ne sont pas mesurés et seul le signal de pression est disponible, il peut être associé à des variations de hauteur d'eau et peut ainsi être comparé à des variations de débit. _____ 200
- Figure 86: Analyse en composante principale des exutoires G1 (bleu), G2 (rouge) et S10 (vert) sur la composition chimique et les paramètres physico-chimiques ($T^{\circ}\text{C}$, conductivité électrique) des prélèvements automatiques datés d'octobre 2015 à octobre 2017 ; a. graphique des variables, b. graphique des individus, c. pourcentages de variance. _____ 202
- Figure 87: Hypothèses de variations des quantités de matière en solution (d'après Baudement, 2012). _____ 204
- Figure 88: a. Altitude des sources estimée par le $\delta^{18}\text{O}$ reporté relativement avec l'altitude des sources, l'altitude de la ligne de crête associée, et l'altitude du réseau de surface estimée par le $\delta^{18}\text{O}$ (Romanche et Rif Bruyant) ; b. Analyse spatiale de l'altitude estimée par le $\delta^{18}\text{O}$ de la zone de recharge. D'après Vallet et al., (2015). _____ 206
- Figure 89: Gradients d'altitude "isotopiques" selon les quatre saisons d'échantillonnage (Vallet et al., 2015). _____ 207
- Figure 90: Diagramme $\delta^{18}\text{O}$ and δD pour les échantillons d'eau du versant de Séchilienne et les eaux pluviales. Les lignes météorologiques tracées correspondent à la Droite Météorologique Mondiale DML (GMWL ; Craig 1961). La Droite Météorologique Locale du massif central DML (LMWL ; Fouillac et al.1991), la Droite Météorologique Locale pour l'Italie du Nord DML (NILMWL ; Longinelli et Selmo, 2003). _____ 207
- Figure 91 (1): Map of the Séchilienne site a. Location of the Séchilienne massif in the French Alps, b. Simplified geological map of the Séchilienne massif and sampling locations, c. schematic hydrogeological model of the Séchilienne massif, d. hydrogeological cross-section of the instability, modified after Vallet et al. (2015). _____ 223

- Figure 92 (2): Piper diagram representing the major water types samples in the outflows of the Séchilienne massif _____ 229
- Figure 93 (3): Na vs Cl concentrations measured in the different groups of water outflow from the Séchilienne massif. Rainwater data points are aligned along the seawater composition (seasalts). _____ 233
- Figure 94 (4): Sr isotopic composition of the different groups of water outflows from the Séchilienne massif as a function of Sr-normalized ratios (a, b and c) and S isotopic composition (d). Mixing end members are discussed in the text. Straight lines indicate a mixing process in Fig. 94a, 94b and 94c. In Fig. 94d, the dashed line is a mixing hyperbola calculated based on the composition of the end members ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $\delta^{34}\text{S}$, and SO_4/Sr ratios of the silicate and carbonate end members). _____ 237
- Figure 95 (5): Concentration (in charge equivalents) calculated for major dissolved species and for each end member from the mixing model presented in the text and in the supplementary materials (Table S2). Silicates contribute for Na+K+Ca+Mg (Na+K not indicated), carbonates for Ca+Mg, gypsum dissolution for Ca+Mg (not distinguished). Note that ultimately the hydrogenocarbonate ion originates from respiration in soils. Sulfuric acid is generated by the oxidation of sulfide minerals, a process that occurs preferentially in the fractured zone. Relative contributions of different end members were obtained by solving a set of mixing equations using a Monte Carlo approach (section 5.1.3). Note that the relative contribution of each rock end member to the Ca^{2+} load here refers to that calculated for the Ca "initially" released into solution, that is before secondary carbonate precipitation (supplementary materials). _____ 241
- Figure 96 (6): Sketch of the Séchilienne groundwater conceptual model, modified after Vallet et al., (2015). _ 244
- Figure 97 (7): Evaluation of the effect of weathering processes at Séchilienne on atmospheric CO_2 . The hydrochemistry of the springs G1 and G2 draining the instability ("Unstable Zone") show that the weathering results in long-term CO_2 production to the atmosphere because the cations are preferentially released in spring waters by the action of sulphuric acid and not carbonic acid from the soils (Table S3). In the Bedrock Stable Zone (spring S10) and in the Mixed Stable Zone (springs S15 and S18), weathering processes act as CO_2 sinks or are CO_2 -neutral within uncertainty. Secondary carbonate precipitation returns CO_2 to the atmosphere. In particular, in the spring G2 of the Unstable Zone, this process results in a net "on site" CO_2 release because it involves precipitation of Ca and alkalinity derived from carbonate weathering by sulfuric acid. _____ 247
- Figure 98: Schéma conceptuel du fonctionnement hydrogéologique et des écoulements au sein des versant stable et instable du massif de Séchilienne. Les principaux éléments de la chimie des eaux ont été reportés pour chaque zone, avec à titre indicative, une taille proportionnelle à leur abondance. _____ 254
- Figure 99: Schéma bilan des résultats du Chapitre V ; nouvelles contraintes du modèle hydrogéologique défini par Vallet al. (2015) et influence de l'instabilité sur l'altération et les effets vis-à-vis du CO_2 atmosphérique. 258

Index des tableaux

| | |
|--|-----|
| <i>Tableau 1: Différents types de glissements, adapté de la classification des mouvements de terrain de Varnes 1978 (Varnes 1978, USGS 2004) (la traduction des différents termes est disponible au Tableau 2 dans la suite du chapitre).</i> | 25 |
| <i>Tableau 2 : Classification des mouvements de versants adaptée de Dikau et al., 1996 (Maquaire, 2002).</i> | 30 |
| <i>Tableau 3 : Correspondance entre les différentes classifications de mouvements de terrain (d'après Hungr et al., 2001).</i> | 33 |
| <i>Tableau 4: Interprétation des ruptures de pente de la droite représentative des débits classés (Marsaud, 1996).</i> | 113 |
| <i>Tableau 5: Comparaison entre les méthodes de calcul de l'ETP de Penman-Monteith et Oudin.</i> | 134 |
| <i>Tableau 6: Résumé des valeurs de $r(k)$ et décalage des corrélogrammes croisés pluie efficace (PE) – débits (Q). Les $r(k)$ max sont reportés avec leur décalage respectifs.</i> | 158 |
| <i>Tableau 7: Résumé des valeurs de $r(k)$ et décalage des corrélogrammes croisés pluie efficace (PE) – conductivité électrique (EC). Les $r(k)$ max sont reportés avec leur décalage respectifs. Attention pour l'exutoire G1 en période de crue, deux pics avec deux $r(k)$ distincts sont rapportés.</i> | 166 |
| <i>Tableau 8: Résumé des valeurs de $r(k)$ et décalage des corrélogrammes croisés débits (Q) – conductivité électrique (EC). Les $r(k)$ max sont reportés avec leur décalage respectifs.</i> | 167 |

ANNEXE

*STRUCTURE OF THE SÉCHILIENNE UNSTABLE SLOPE FROM LARGE-SCALE
THREE-DEMENSIONAL ELECTRICAL TOMOGRAPHY USING A RESISIVITY
DISTRIBUTED AUTOMATED SYSTEM (R-DAS).*



Structure of the S echilienne unstable slope from large-scale three-dimensional electrical tomography using a Resistivity Distributed Automated System (R-DAS)

M. Lajaunie,¹ J. Gance,² P. Nevers,³ J.-P. Malet,^{1,4} C. Bertrand,³ T. Garin³ and G. Ferhat^{1,5}

¹*Institut de Physique du Globe de Strasbourg – CNRS UMR 7516, EOST/University of Strasbourg, 67084 Strasbourg, France. E-mail: mlajaunie@unistra.fr*

²*IRIS Instruments, 45100 Orl ans, France*

³*Laboratoire Chrono-Environnement – CNRS UMR 6249, THETA/University of Bourgogne Franche-Comt , 25030 Besan on, France*

⁴*Ecole et Observatoire des Sciences de la Terre – CNRS UMS 830, University of Strasbourg, 67084 Strasbourg, France*

⁵*INSA Strasbourg, 67084 Strasbourg Cedex, France*

Accepted 2019 June 5. Received 2019 May 2; in original form 2019 January 17

SUMMARY

This work presents a 3-D resistivity model of the S echilienne unstable slope acquired with a network of portable resistivimeters in summer 2017. The instrumentation consisted in distributed measuring systems (IRIS Instruments FullWaver) to measure the spatial variations of electrical potential. 23 V-FullWaver receivers with two 50 m dipoles have been deployed over an area of circa 2 km²; the current was injected between a fixed remote electrode and a mobile electrode grounded successively at 30 locations. The data uncertainty has been evaluated in relation to the accuracy of electrodes positioning. The software package BERT (Boundless Electrical Resistivity Tomography) is used to invert the apparent resistivity and model the complex data set providing the first 3-D resistivity model of the slope. Stability tests and synthetic tests are realized to assess the interpretability of the inverted models. The 3-D resistivity model is interpreted up to a depth of 500 m; it allows identifying resistive and conductive anomalies related to the main geological and hydrogeological structures shaping the slope. The high fracturation of the rock in the most active zone of the landslide appears as a resistive anomaly where the highest resistivity values are located close to the faults. A major drain formed by a fault in the unaltered micaschist is identified through the discharge of a perched aquifer along the conductive zone producing an important conductive anomaly contrasting with the unaltered micaschist.

Key words: Hydrogeophysics; Electrical resistivity tomography (ERT); Tomography.

1 INTRODUCTION

The S echilienne slope is one of the largest and most active landslides of the European Alps with a volume estimated at ca. $60 \pm 10 \text{ M m}^3$ and depths in the range of 150–200 m (Le Roux *et al.* 2011). The geology consists of fractured hard rocks (micaschists) with double permeability and strong spatial heterogeneities. The deformation of the slope is monitored by on-site extensometric gauges and at distance by a terrestrial radar and a total station since more than 20 yr (Duranthon *et al.* 2003). The hydrogeological and hydrochemical processes in the fractured hard rock (water infiltration and chemical alteration) control the deformation of the unstable slope. The complex structures of the slope (fractures, spatial variation in the degree of microfracturation, and clay deposits in the porosity) create preferential water flow paths characterized by specific geochemical signatures (Vallet *et al.* 2015). In order to constrain these flow paths and understand the hydrogeomechanical response of the slope to

forcing rainfall events, and to the seasonal hydrological cycle, a better knowledge of the slope structures is needed. Images of the in-depth structures of large slopes can be obtained through geomechanical modelling if the observation of the surface displacements over time allows inferring the internal mechanical process controlling the deformation (Cappa *et al.* 2014) or by geophysical surveys. The latest can provide relevant information on the structures and discontinuities shaping the subsurface. Geophysical methods have been used in the past to study the S echilienne slope (Duranthon & Effendiantz 2004; Meric *et al.* 2005; Jongmans and Garambois 2007; Helmstetter & Garambois 2010; Le Roux *et al.* 2011). Imaging the variations in the electrical properties of the S echilienne slope has proven to be insightful for understanding the subsurface geological and hydrological properties and delineating zones with specific mechanical behaviours (Meric *et al.* 2005; Le Roux *et al.* 2011). However, these surveys were based on profile measurements and 2-D assumptions were made, considering that the subsurface

is homogeneous laterally to the profiles. This assumption allows a first-order interpretation of the data, but artefacts are locally produced by the strong gradient of the topography (locally close to 45°) perpendicular to the survey line and the presence of 3-D structures.

At Séchilienne, imaging complex structures at a few hundreds of metres below the surface necessitates the application of 3-D electrical surveys. Such type of investigation is rarely applied to landslides because of rough topographies, presence of vegetation, and, in general, difficult access to the measurement sites. Moreover, large depths of investigation require large spacing between injection electrodes and therefore the spreading of several kilometres of heavy multicore cables for standard measurements with multi-electrodes resistivity meters. Most of the landslide 3-D models presented in the literature were created from the interpolation of multiple 2-D profiles (Travelletti and Malet 2012; Gance et al. 2015). Only a few examples exist where ‘real’ 3-D landslide surveys have been carried out but these investigations were limited to small depths of investigation (from 10 to 30 m: Friedel et al. 2006; Uhlemann et al. 2017). This study takes advantage of recently developed Resistivity Distributed Automated Systems (R-DAS) for electrical resistivity measurements. R-DAS are easily portable and heavy cable free systems that allow overcoming the previously mentioned difficulties. 3-D electrical data acquired over a large-scale array (1.5 km²) using the FullWaver system from IRIS Instruments are presented and interpreted. The DC resistivity data set is processed and inverted with the BERT software package (Günther et al. 2006; Rücker et al. 2006). A resistivity model is proposed and interpreted taking into consideration the previous geotechnical, geophysical and hydrogeological studies. The objectives of the work are (1) to propose a 3-D resistivity model of the Séchilienne slope up to a depth of 500 m, (2) to discuss the quality of data and of the inversion models and (3) to interpret the 3-D resistivity model in terms of rock properties, structure and microstructure and water content. In particular, the impacts of the sparseness and quality of the resistivity measurements are discussed. Sensitivity tests are carried out to define the limits of interpretability of the models.

2 EXPERIMENTAL SITE: THE SECHILIENCE LANDSLIDE

2.1 Geological and geomorphological setting

The Séchilienne slope is located on the right bank of the Romanche River, South East of Grenoble (Isère, France). From a geological viewpoint, the slope is part of the Palaeozoic external crystalline massif of Belledonne. The substratum is mainly composed of micaschists characterized by an N-S trending subvertical foliation. Stratigraphically discordant carbonate deposits from the Carbonifer to the Lias eras cover micaschists located on the top East of the massif (Mont Sec) and along the massif ridge line. The slope is also locally covered by Quaternary (Würm) glacio-fluvial deposits (Vengeon 1998; Vallet et al. 2016). The volume of the unstable slope is estimated to 60 M m³ (Le Roux et al. 2011). The most active part of the landslide, named ‘Les Ruines’, is located on the eastern border of the unstable zone. Its volume is estimated at 3 M m³. The measured surface velocity is in the range of 10 cm yr⁻¹ for most of the unstable slope to nearly 300 cm yr⁻¹ in the active part (Dubois et al. 2014). The landslide extends from 400 to 1100 m elevation (Le Roux et al. 2011) and presents steep slopes around 35°–40° resulting from the incision by the Romanche River and the ice of the Romanche glacier during the Quaternary glaciations

(Montjuvent and Winistorfer 1980). Above 1100 m, a major head scarp about 10 m high and several hundreds of metres wide separates the Mont Sec from the northern part of the unstable zone. The morphology of the Mont Sec corresponds to a glacial plateau with local moraine deposits mixing amphibolite and gneiss clasts. To the north, the presence of peat filling locally north–south depressions with a maximum thickness of 10 m has been noticed by Legchenko et al. (2011). To the east, a north–south fault scarp delineates the landslide boundaries. To the west and the south, no clear geomorphological evidence of landslide activity is identified. In depth, the landslide is characterized by a deep progressive deformation with a maximum depth estimated at 150 m (Le Roux et al. 2011) which is hard to estimate due to the absence of a well-defined basal sliding surface. The geological information (identification of the faults at the surface and in the anthropogenic gallery of Electricité de France–EDF—at the base of the slope, interpretation of 2-D resistivity and seismic profiles) have been summarized by Baudement et al. (2013) and integrated in a Gocad-derived 3-D model used for the interpretation of the 3-D resistivity model.

Two boreholes (SC1, SC2; Fig. 1c) were drilled in 2010 in the unstable area at depths up to 150 m. Analysis of the core samples provide direct information on the lithology and fracturation of the slope. The micaschists present very local variations in the nature of the fillings (clay, calcite, sandstone, iron oxide, chlorite, quartz veins and pyrite) and in the tectonic and geochemical processes (fracturation, alteration and oxidation). Very fractured sections are observed at several depths; these sections are characterized locally by a total loss of continuity in the cores. The two boreholes do not present the same sequence of lithology and fracturation demonstrating the heterogeneity of the slope induced by the gravitational deformation.

Inclinometer observations have been acquired at least once a year in SC1 and SC2 from 2009 to 2014 (Fig. 1c). At SC1, the vertical profile of velocity identifies two units separated by deformation surfaces at ca. –60 and –106 m; at SC2, only one deformation surface at ca. –112 m is observed. The depth of the instability can thus be considered in the range of around –110 m (Duranton 2013).

2.2 Hydrogeological setting

The heterogeneity in fracturation and microstructure controls the location of the flow paths and the transit times (Vallet et al. 2015). The Mont-Sec massif is characterized by a dual-permeability behaviour typical of fractured rocky aquifers where permeable fractures play a major role in the drainage. High flow velocities (ranging from 0.45 to 0.84 km d⁻¹) are observed in the Sabot fractures and in the Séchilienne fault system) and low flow velocities (0.08 km d⁻¹) are observed in the less pervious microfracturation bypassing the main fractures (Mudry and Etievant 2007). At the base of the slope, the EDF gallery (Fig. 1a) acts as a major drain of the massif (Vallet et al. 2015).

The difference in hydraulic conductivity between the unstable zone (very fractured) and the underlying stable bedrock creates a system of two-layer aquifer with a shallow perched aquifer, localized in the unstable zone and a deep aquifer connected by major fractures. The landslide perched aquifer is temporarily and mainly discontinuous and its extent and connectivity fluctuate according to short-term recharge events through a dense network of open fractures associated to trenches and counterscarps at the surface. During the high-flow periods, a water input from the top sedimentary cover

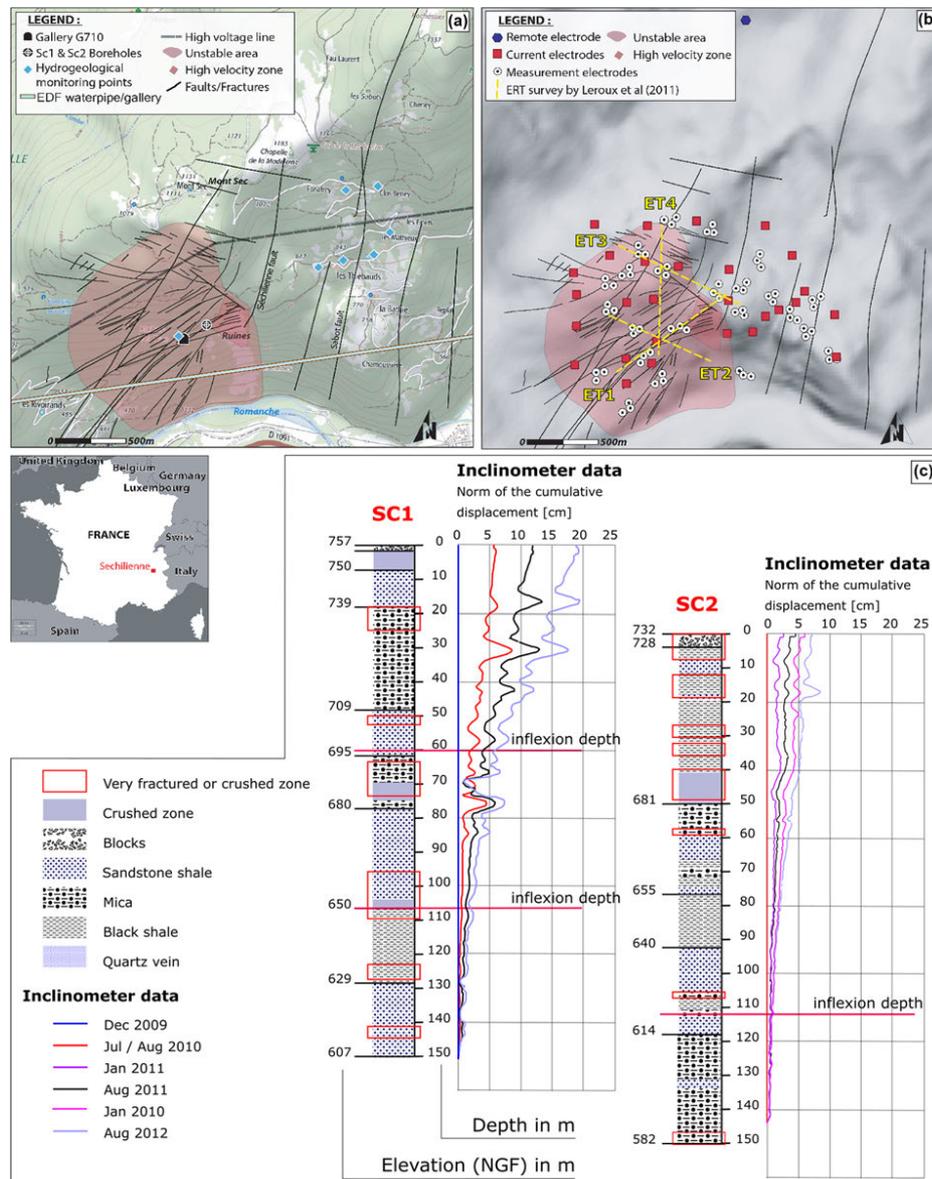


Figure 1. Morphology of the Séchilienne slope: (a) geomorphological setting (fault model from Barfèty *et al.* 1972 and Vengeon 1998—appendices I and II) and location of boreholes and water sampling points. (b) Location of the portable Full-Waver resistivity measurements and of the 2-D ERT profiles acquired by Le Roux *et al.* (2011). (c) Lithological profile of the unstable slope obtained from core samples from the SC1 and SC2 boreholes, related time-lapse inclinometer observations and their respective interpretation (Duranthon 2013).

close to Mont Sec also contributes to the recharge, while during the low-flow periods, the perched aquifer is almost dry (Guglielmi et al. 2002; Vallet et al. 2015). The hydraulic behaviour is very contrasted between high- and low-flow periods (Vallet et al. 2015). During high-flow periods, the recharge amount is sufficient to maintain the perched aquifer saturated and the numerous disconnected saturated zones are temporarily connected (Cappa et al. 2014). A subsurface drainage of the perched aquifer occurs in these periods, mostly controlled by fractures oriented at N70. During the low-flow periods, temporarily disconnected saturated zones appear. These disconnected zones are filled after rain events but are not sustained because of the low recharge amount. The deep aquifer, which extends all over the massif, corresponds to a deep saturated zone (altitude around 550 m asl) in the fractured bedrock; the vadose zone above it is about 100 m thick (Vallet et al. 2015).

2.3 Landslide kinematics

Changes in landslide displacement rates are controlled by rainfall events as identified by the positive correlation between antecedent cumulative precipitation and average velocities (Rochet et al. 1994; Alfonsi 1997). Vallet et al. (2016) identified a correlation between the water recharge (instead of the precipitation) and the surface displacement rates. Recharge variations and surface displacement rates are seasonally linked with high displacement rates during high-flow periods and low displacement rates during low-flow periods (Vallet et al. 2016). Moreover, as hypothesized by Cappa et al. (2014), high water pressures in the deep aquifer can facilitate the rupture of the landslide due to stress transfer and frictional weakening during groundwater-level changes. So far, these results are based on few punctual surface observations and remain difficult to spatialize, particularly at depth. In this context, the imaging of the 3-D spatial variations of the electrical resistivity could be useful to confirm and enrich the previous results.

3 GEOPHYSICAL INSTRUMENTATION AND DATA

To image the structure of the slope up to a depth of 500 m, a 3-D resistivity tomography with an array of portable electrical automated resistivitymeters has been carried out in 2017 July over an area of 2.0 km² (Fig. 1b).

3.1 Resistivity-DAS: electrical measurement devices and acquisition setup

The FullWaver system of IRIS Instruments is composed of several autonomous receivers (V-FullWaver) and of one autonomous current recorder (I-FullWaver) connected to a 3 kW high-power transmitter (TIPIX—IRIS Instruments). The combination of the receivers and the transmitter forms an R-DAS. The measurement principle of the Fullwaver system is the same than the one used for multi-electrode resistivitymeters (Fig. 2). It consists in measuring the current injected by the transmitter between two current electrodes and the resulting voltage between two reception electrodes. The differences with multi-electrode systems are that:

- (1) The transmitter and receiver systems are separated (instead of being in one box) to avoid electromagnetic interference of strong power transmitted to the receiver.
- (2) The receiver system is composed of multiple autonomous receivers connected to a maximum of three electrodes. With this

technology, the receivers are not linked together by any cable allowing the planning of 3-D electrical surveys on rough topography.

(3) The transmitter and receivers are separated, so, instead of being synchronized to the same internal clock, the measurements are time stamped to the Global Navigation Satellite System (GNSS) clock.

(4) The current and voltage are recorded as time-series with a sampling frequency of 100 Hz, requiring to process the data afterwards with advanced signal processing techniques.

At Séchilienne, 23 V-FullWavers connected to three electrodes were used, forming two 50 m orthogonal dipoles, constituting a measurement network of 69 electrodes. The theoretical positioning of the electrodes was planned using orthophotographs in order to distribute the systems as regularly as possible, taking into account the rough topography and the accessibility to the measurement sites. In practice, on site, the positioning was slightly adapted. The survey was realized over five days in 2017 July in a period of high-water flows at the end of the Spring season. On site, each day, the V-FullWavers were programmed in the morning and recordings were acquired during the whole day. At the end of the day, the V-FullWavers were taken back for data collection and recharge of the battery. The current injections have been realized between a fixed remote electrode located at 1.5 km north from the investigation area, at an altitude of 1079 m (asl) and a mobile current electrode successively grounded at 30 locations distributed over the studied area (Fig. 1b), at various altitudes between 51 m above and 535 m below the fixed remote electrode. The fixed remote electrode (Fig. 3d) was buried in a forested area in a trench filled with salted water. The injection cable was set as far as possible from the reception cable in order to limit inductive and capacitive coupling effects. A great attention was paid to lower the contact resistance at the mobile current electrode (by adding 20 L of salted water) five minutes before each injection and at the remote electrode (by adding 40 L of salted water each day). The contact resistance measured between the injection and remote electrodes was in the range 0.4–4.0 k Ω , allowing injecting a current between 0.5 and 3.2 amp. The total injection time was at least of 400 s corresponding to 100 stacks for 2 s injection duration. This duration has been increased up to 600s (150 stacks) for the lower amperages (Fig. 6c). At the measurement electrodes, it was not possible to add water every day because of the sharp topography and the difficult accessibility. As a consequence, the contact resistance can be relatively high with mean contact resistance of 15 k Ω and a maximum of 67 k Ω (Fig. 6b). This range of contact resistance is however not affecting the measurements because of the high input impedance of the FullWaver systems (100 M Ω). The position of each electrode was measured by differential GNSS using Trimble R8s receivers; the GNSS data set was processed with the TBC (Trimble Business Centre) software. A permanent GNSS antenna belonging to the French geodetic datum (RGF93) was used to cluster the measurements to the national topographic reference. In order to achieve the best position determination, two base stations were used at close distance (1.2 km) from the site. The use of two base stations allows estimating accuracy on each position, in the range from 0.02 to 0.60 m in the horizontal plane. The lowest accuracy corresponds to measurement points located under forest vegetation.

3.2 Data quality control

Data were measured with a good quality for the first four days of measurements. The fifth day, the measurements were realized

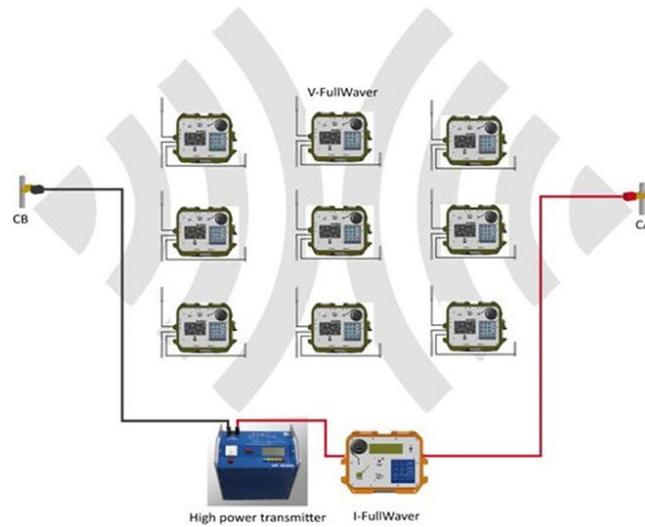


Figure 2. Principle of measurement of the FullWaver system. The measurements electrodes (connected to the V-FullWaver) are fixed at one location and record the current potential during the survey. The current injection electrodes (connected to the I-FullWaver) are moved. For the S echilienne experiment, CA is fixed and located at a remote distance of 1.5 km from the investigation area.



Figure 3. Photographs of the monitoring equipment and of the measurement sites: (a) V-FullWaver unit at position FW9. (b) Zoom on the plugs for the three measurement channels on a V-FullWaver unit. (c) Zoom on the control screen of a V-FullWaver unit. (d) Remote electrode fully watered with a highly conductive salted mixture.

while a thunderstorm was approaching. This is clearly visible on the voltage measurements of this day showing a lot of spikes and a charging of the soil with a sudden increase of the self-potential (Fig. 4). All measurements were stopped when the thunder hit the mountain and started again some hours later.

4 METHODOLOGY

The methodology to create a resistivity model of the slope consists in (1) the extraction and pre-processing of the raw data, (2) the filtering and error assessment of the data, (3) the test of inversion parameters,

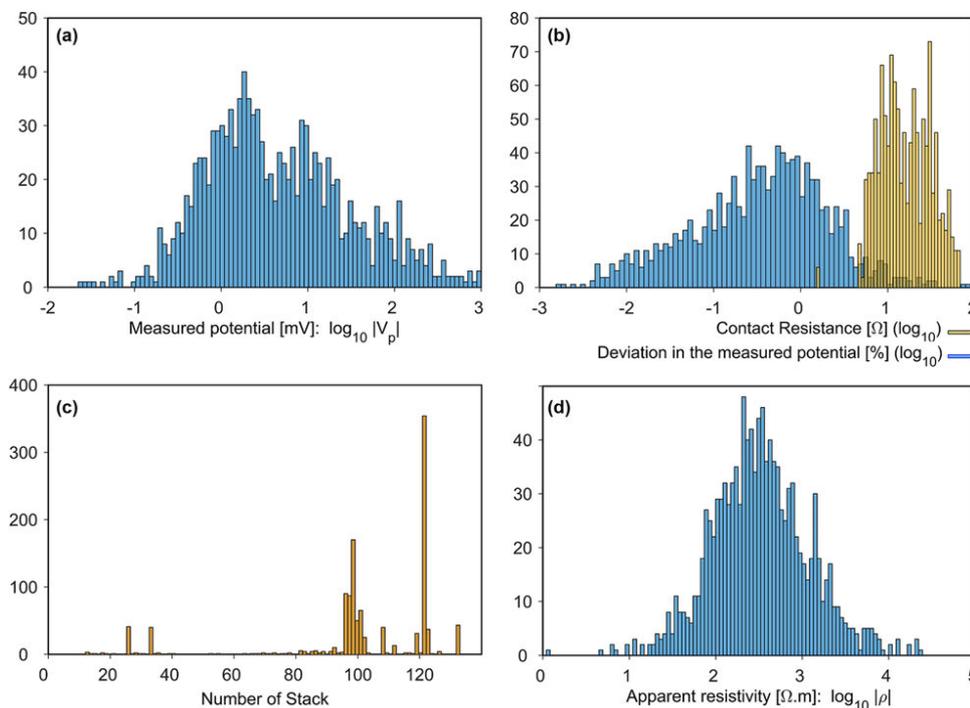


Figure 4. Distribution of voltage observations: (a) distribution of the measured electric potential (in mV). (b) Distribution of contact resistance values and deviation in the measured potential. (c) Distribution of the number of stack for each data and (d) distribution of the apparent resistivity values.

and (4) the sensitivity analysis of the model parameters. The four steps are presented in Fig. 5. The software FullWave Viewer is used for pre-processing the data (step 1), and the software package BERT (Günther *et al.* 2006; Rücker *et al.* 2006) is used for the inversion and sensitivity tests (steps 3 and 4).

4.1 Data extraction and pre-processing

The voltage data of all electrodes were processed with the IRIS Instruments software FullWave Viewer (Fig. 4). The processing consists in resynchronizing possible unsynchronized time-series, filtering spikes and self-potential jumps, stacking the different periods after synchronous detection of the fronts, computing the average voltage over a part of the injection window on the stacked period, computing the average current over a part of the injection window on the stacked period, calculating the resistance from the previous measurements, calculating the chargeability over 20 windows during the off-time of the stacked period, and finally calculating the total chargeability from the 20 windows and the associated standard deviations. The data with low signal (typically $V_p < 0.1$ mV) and high standard deviations (typically $\text{std} > 200$ mV V^{-1} or 20 per cent) have been reprocessed manually. The measured chargeability is comprised in the range from 10 to 30 mV V^{-1} . This high chargeability is explained by the presence of disseminated pyrite.

4.2 Data Itering

4.2.1 Extreme topographic effects

The roughness of the slope, the presence of high slope gradients and of sharp topographic anomalies (scarps, depressions) are impacting the computation of the apparent resistivity inducing anomalies; this is referred as the topographic effect t (Fox *et al.* 1980; Rücker *et al.* 2006). The topographic effect t is the ratio between the approximated geometric factor for a homogeneous half-space k_a and the true geometric factor k according to eq. (1):

$$t = \frac{k_a}{k} \quad (1)$$

A high-resolution digital surface model (DSM), acquired from an airborne LIDAR (LIght Detection And Ranging) survey (0.5 m spatial resolution) over the landslide and complemented with a lower resolution DSM (5 m) acquired by airborne stereo-photogrammetry over the surrounding stable slopes are combined to obtain a realistic topography of the slope. Using the resulting DSM, sampled at a spatial resolution of 0.2 m, the t -value is computed by means of forward computation (Rücker *et al.* 2006), providing a distribution of t -values (Fig. 7a). In this study, the survey layout and the topographic variations lead to topographic effects ranging from -90 to 12 . A few data display extremal topographic effect (less than -4

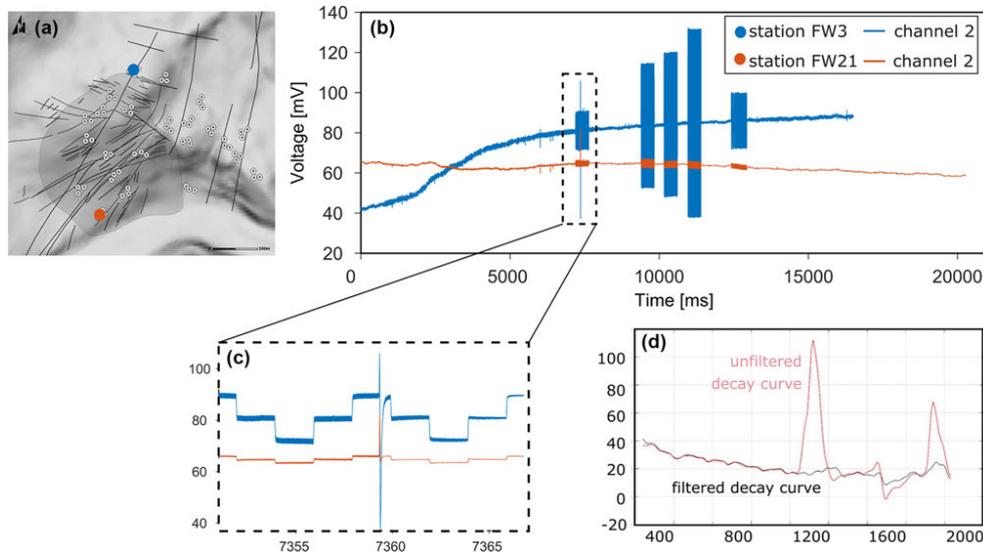


Figure 5. Example of raw voltage time series and impact of spike noise filtering: (a) location of the stations FW3 and FW21 at the top and base of the investigated area. (b) Example of one day of measurement at stations FW3 and FW21 (data from the second day of measurements). (c) Example of spikes in the measured voltages recorded during a thunderstorm. (d) Effect of spike noise filtering on the decay curve: the unfiltered decay curve in red displays some spikes, efficiently filtered by the despiking procedure (black curve).

or more than +6) (Fig. 7a). These data correspond mostly to situation where the geometrical factor is extremal (higher than 10^6 in absolute value, Fig. 7b), therefore associated to very low potential measurements at the receivers. The associated data points—affected by a very high uncertainty—have been removed. Over 1181 data arising from the pre-processing, 14 data have been filtered because of extreme topographic effect, and 19 additional data have been filtered during the inversion because of high uncertainty. In total, 1148 data are introduced in the inversion process.

4.2.2 Effect of electrode layout on data uncertainty

Because of the unusual geometrical layout of the survey (i.e. the measurement dipoles are very small in comparison to the distance between the injection electrodes and the measurement electrodes, and the injection and measurement dipoles are rarely collinear), the uncertainty associated to the electrode positioning is a possible source of errors (Uhlemann *et al.* 2015). This uncertainty propagates in the computation of the geometrical factor k , and can be highly amplified locally for specific cases of unusual (not aligned) quadrupolar geometries. In particular, when considering quadrupoles formed by two orthogonal dipoles, one in the alignment of the other, such that the two measurement electrodes are almost equidistant from each injection electrodes, the geometrical factor of such a quadrupole is exceptionally large, and low positioning errors (up to 50 cm) cause dramatic errors in the estimation of k . Two options are available. The first one is to filter out these points. The second is to compute and use their associated uncertainty in the inversion. We chose the second option as it will damp automatically and gradually each data point weight in the inversion instead of rejecting a number

of data points based on a threshold value chosen subjectively. The effect of the electrode positioning on the geometrical factor has been quantified for each quadrupole using the positioning accuracy provided by the GNSS measurements (when available) or using a constant uncertainty of 2 m around the electrode when no GNSS accuracy was available. Assuming that the topographic effect is accurately computed with BERT, the error on the geometric factor can be calculated as the error on the approximated geometric factor for a homogeneous half-space. The relative error affecting the geometrical factor is calculated with eqs (2) and (3):

$$\delta k = \sum_{i,j} [\delta X_{i,j} \frac{\partial k}{\partial X_{i,j}}] \quad (2)$$

where X is successively each of the two horizontal coordinates for all four electrodes forming the quadrupole for which k is computed. In the sum, i is successively $[A, B, M, N]$ and $j = 1, 2$ scans the two horizontal coordinates, with, for example

$$\frac{\partial k}{\partial x_A} = \frac{k^2}{2\pi} \left[\frac{x_A - x_M}{[(x_A - x_M)^2 + (y_A - y_M)^2]^{3/2}} - \frac{x_A - x_N}{[(x_A - x_N)^2 + (y_A - y_N)^2]^{3/2}} \right] \quad (3)$$

The derivatives with respect to the y component and to the other electrodes have similar forms. A second uncertainty arose from the accuracy of the potential measurement itself. Following G unther *et al.* (2006), we define this error as the sum of a fixed percentage per cent p and a relative voltage error $\frac{\delta V}{V}$. The total error is expressed in eq. (4):

$$\frac{\delta \rho}{\rho} = \text{per cent } p + \frac{\delta V}{V} + \frac{\delta k}{k} \quad (4)$$

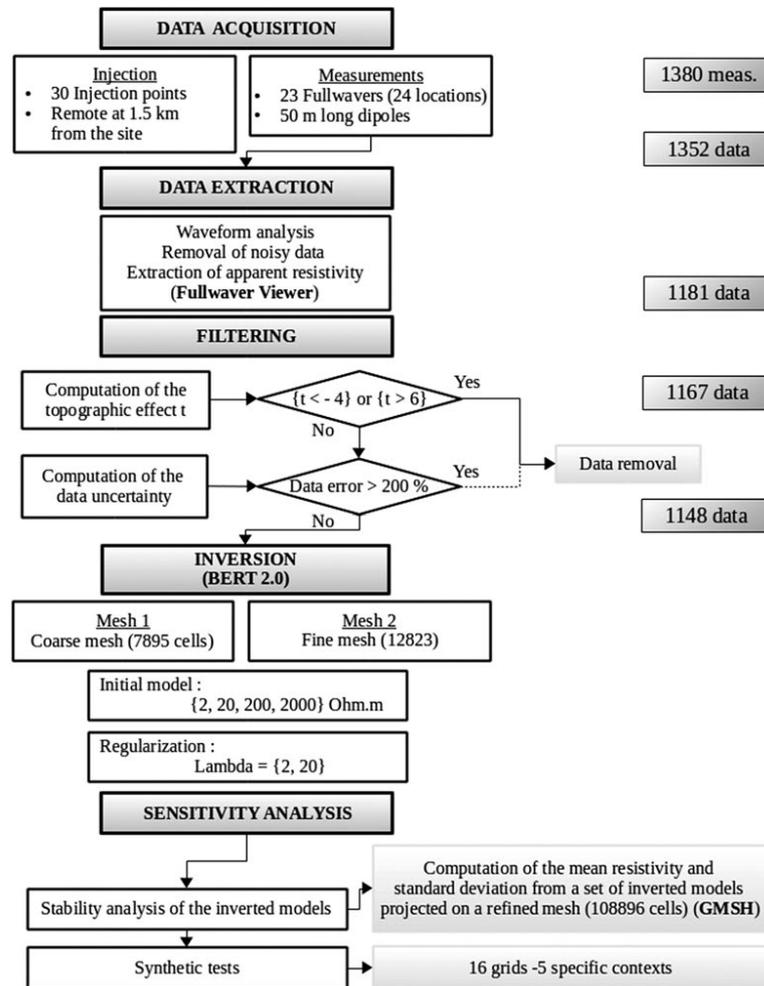


Figure 6. Methodological flowchart.

The errors are computed using a percentage error of 1 per cent and a voltage error δV of 2×10^{-5} V. Data with uncertainties higher than 200 per cent are filtered during the inversion (Fig. 7c).

4.3 Inversion strategy

Sixteen inversions of the full data set (Table 1) have been realized with the software package BERT (Rücker et al. 2006; Günther et al. 2006). BERT is based on preconditioned conjugate gradient methods. The modelling process is realized using two meshes for the computation of the primary and secondary resistivity fields and the computation of the potential is performed with quadratic shape

functions. Computations are carried out on unstructured tetrahedral meshes of $\{340 \times 340 \times 200\}$ km³ for the forward modelling and $\{2 \times 2.7 \times 2\}$ km³ for the inversion (parameter mesh). The parameter mesh covers the entire survey area, including the remote (fixed) injection electrode, and its top interface describes the true topography all over and outside the covered area. Although optimal for the dimensions of the large-scale geological and hydrogeological features of the slope, the spatially sparse and irregular sampling leads to a local lack of resolution close to the surface because of the large interdistance between the FullWaver systems (between 50 and 200 m). In order to test the stability of the inversion process and to assess the areas unresolved by the data inversion, several parametrizations

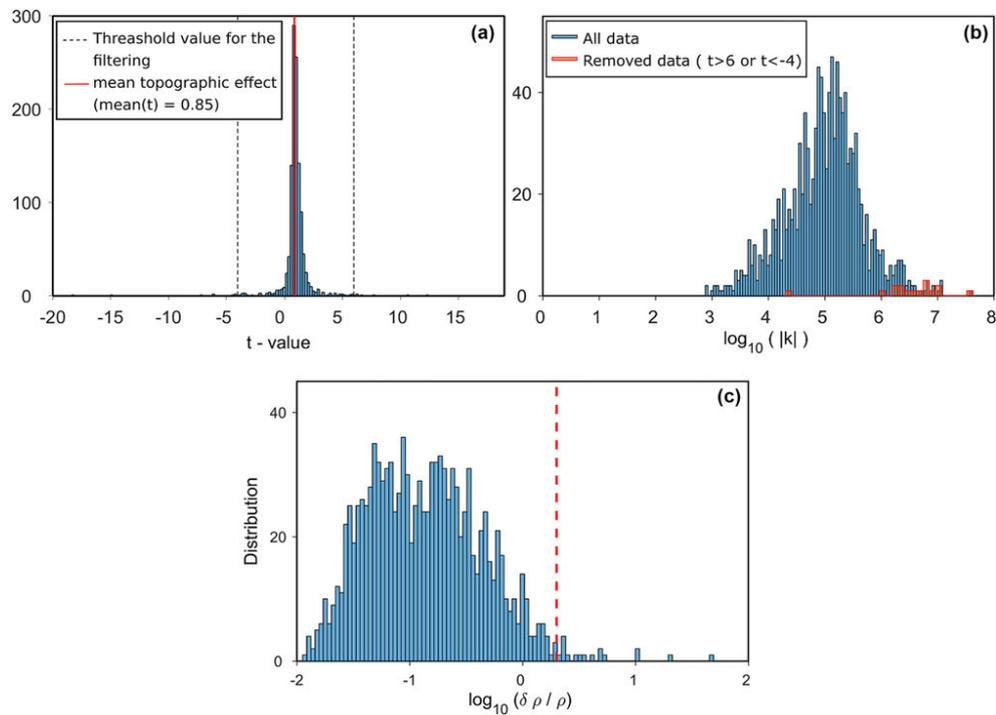


Figure 7. Data filtering: (a) distribution of topographic effects and filtering of extreme values ($t > 6$ and $t < -4$). (b) Distribution of geometrical factors (in red: geometrical factors of the data presenting extreme values of topographic effects): extreme topographic effect is often related to high geometrical factor. (c) Distribution of relative error on the apparent resistivity values.

Table 1. Values of parameters used in the inversion models.

| Regularization | Initial model (homogeneous resistivity in Ω m) | Mesh |
|----------------|---|--------------------|
| LAMBDA = 2 | STARTMODEL = 2 | Coarse: 7895 cells |
| LAMBDA = 20 | STARTMODEL = 20 | Fine: 12823 cells |
| | STARTMODEL = 200 | |
| | STARTMODEL = 2000 | |

of the inversion have been tested. Sixteen inversions have been realized changing one by one three parameters controlling the inversion process:

(1) First, the regularization of the inversion, controlled in BERT by the parameter LAMBDA, defines the degree of spatial variation authorized by the inversion, hence the smoothness of the model. A weak regularization (here fixed at LAMBDA = 2) will integrate the data noise in the inverted model, while a strong regularization will prevent from inversion-induced noise but can also impeach the finest information content of the data to be expressed in the inverted model.

(2) Second, the initial model is considered homogeneous, with different resistivity values, allowing testing several areas of the

model space. If the initial model is too far from the true model, the inversion might not succeed in updating the model to bring it closer to the true model. Moreover, if the data sensitivity is locally low (due to the sparse sampling), depending on the regularization, the inverted model might locally be mostly driven by the initial model. The variation in the initial model is therefore expected to allow detecting locally unresolved areas in the model.

(3) Last, the coarseness of the mesh plays a role in the quality of the modelling and in the computation of synthetic data. Coarse and fine meshes (Table 1) have been used in the inversions, for the purpose of detecting if differences arise regarding the accuracy of the modelling, given that a coarser model will necessarily provide a less accurate description of the topography.

From the sixteen inversions presented in Table 1, all 12 stable inversions (i.e. converging with reasonable misfit values and presenting stable distribution of resistivity) are selected (Section 5.1, Fig. 8). The mean and standard deviation of the logarithmic resistivity in the set of inverted models are computed on a refined mesh (108 896 cells), on which each inverted model is projected. In the following, the resulting models are respectively referred to as 'mean resistivity model' and 'standard deviation model' (Section 5.2, Fig. 9). The local dispersion of resistivity values amongst all inverted models provides information on the sensitivity: only areas displaying similar resistivity values are considered resolved by the inversion, and the sensitivity can be inferred from the discrepancy in the set of inverted models. The stack of the inverted models is used to filter noise created by the inversion. Inversion results and interpretation will be presented and discussed in Section 5, taking into account the sensitivity tests performed in the following section.

4.4 Sensitivity tests

The sensitivity of the data and of the inversion is assessed with synthetic tests (Fig. 10). Sixteen grids have been created and the synthetic data related to our survey have been computed with BERT, with respect to the resistivity values indicated in Table 2. The synthetic data have been inverted with both a strong ($\text{LAMBDA} = 20$) and a weak ($\text{LAMBDA} = 2$) regularization, using an error model computed with a similar strategy as for the field data, and expressed by eq. (4). The mean and standard deviation models of the strongly and weakly regularized models are computed for all 16 tests. The accuracy in the location, the shape and the resistivity value of the main anomalies observed in the field inverted models are tested, as well as the possible spreading induced by the inversion process. The field inverted models display resistivity values ranging from 100 to 10000 Ωm , and present the following characteristics: (1) a deep conductive anomaly located at the east of the unstable zone, extending locally towards the surface and (2) a strong resistive anomaly at the surface, all over the unstable zone at the west of the model (Sections 5.1 and 5.2, Figs 10, 11 and 13).

4.4.1 Sensitivity of the model to a conductive anomaly

The synthetic tests 1–5 (Table 2) aim at simulating a finite-dimension conductive anomaly at depth, located at the east of the unstable zone. A conductive cube has been introduced in a homogeneous material, affected by the topography of the slope. The objectives of the synthetic tests are (1) to define if conductive anomalies can be detected and accurately localized in the inverted models given the sharp topography, (2) to test if artefacts such as a spreading of the anomalous resistivity towards the surface are provoked by the inversion, (3) to estimate if the bottom of the anomaly is well determined and (4) to quantify if the resistivity values are well assessed. Results indicate that:

- (1) the anomaly has to be large (of at least 200 m³ at an altitude of 550 m) in order to be detected (the anomaly is always detected except in test 3, where the anomalous body is a cube with side length of 200 m);
- (2) if it is close enough from the surface, a cubic conductive anomaly tends to spread through inversion towards the surface (a spreading is observed for tests 1 and 2 but not for tests 4 and 5). The resistivity of the spreading shape contrasts however less than the true anomaly with the background resistivity;

- (3) the anomalous conductivity seems always largely underestimated, over one order of magnitude;
- (4) the spatial location is accurate and the size (especially the limits at depth) is well constrained.

4.4.2 Sensitivity of the model to conductive bodies of various sizes below the Western resistive anomaly

The very damaged rocks in the unstable zone is expected to produce a very high resistivity (Le Roux *et al.* 2011). The transition to the stable zone is expected to result in a decrease of the resistivity with depth. The sensitivity to an abrupt change in resistivity is evaluated with the synthetic tests, as well as the sensitivity to variation of resistivity within this deep conductive body. The detectability of small-sized conductive anomalies located close to the surface and in the resistive sector of Mont Sec is also tested.

(1) First, a conductive anomaly in a resistive background, located at an altitude around 800 m is simulated at the location where a transition from the resistive anomaly towards a more conductive medium is expected. Four tests are realized, changing the dimensions and the location of the conductive body (Table 2; tests 6–9). An anomaly is observed in the inverted models, at the 'true' location, but with a wrong estimation of the resistivity, which is often overevaluated (particularly with strong regularization) and inside this anomaly, a gradient towards the 'true' resistivity value appears as an artefact. These anomalies are only detected below the area covered by the sensors. At depth, the limit of the anomaly is always detected.

(2) Second, anomalies of small sizes (< 200 m³) located close to the surface are simulated above and in addition to the conductive anomaly simulated in test 9 (Table 2; tests 10 to 12). These tests indicate that such small bodies, even close to the surface, cannot be detected by the inversion.

(3) Third, a conductive anomaly, shaped as a vertical parallelepiped and oriented east–west, is included in the conductive anomaly simulated in test 9 (Table 2; test 13). Results indicate that such anomaly cannot be distinguished from the patterns obtained in test 13: a conductive anomaly is detected inside the conductive body, with wrong estimations of the resistivity values. Such pattern can thus not be detected with our measurement layout.

4.4.3 Sensitivity of the model to extreme resistive anomalies corresponding to faults

Tests were further performed to assess the detectability of vertical resistive anomalies in the Western sector of the model. The context is the presence of vertical faults crossing the unstable slope. Vertical parallelepipeds of variable thicknesses have been incorporated in the grids with high resistive values (Table 2; tests 14–16). The simulations indicate that such anomalies can be detected, for all tested thicknesses (50, 100 and 200 m). At depth, the detection is limited, and the resistivity decreases at the location of the anomaly. For anomalies of 200 m thick, the modelled resistivity value is retrieved, but for thinner anomalies, the resistivity of the anomaly is largely underevaluated. In all three cases, artefacts arise locally at the surface of the inverted model.

Table 2. Synthetic tests: location, dimensions, context and resistivity values of the simulated anomalies.

| Test ID | Background resistivity [Ω m] | Anomalous resistivity [Ω m] | Altitude of the anomaly (m) | Dimension of the anomaly (E x N x Z) | Context |
|---------|--------------------------------------|-------------------------------------|-----------------------------|--------------------------------------|----------------------------|
| Test 1 | 500 | 50 | 550 | 400 | Eastern conductive anomaly |
| Test 2 | 500 | 5 | 550 | 400 | Eastern conductive anomaly |
| Test 3 | 500 | 5 | 550 | 200 | Eastern conductive anomaly |
| Test 4 | 500 | 5 | 300 | 400 | Eastern conductive anomaly |
| Test 5 | 500 | 50 | 300 | 400 | Eastern conductive anomaly |
| Test 6 | 1500 | 300 | 690 | 800 x 1000 x 200 | West. resistive anomaly |
| Test 7 | 1500 | 300 | 490 | 800 x 1000 x 600 | West. resistive anomaly |
| Test 8 | 1500 | 300 | 690 | 1000 x 1400 x 200 | West. resistive anomaly |
| Test 9 | 1500 | 300 | 490 | 1000 x 1400 x 600 | West. resistive anomaly |
| Test 10 | 1500 | 300 | 300 | 1000 x 1400 x 500 | West. resistive anomaly |
| | | 300 | 800 | 200 x 200 x 50 | West. resistive anomaly |
| Test 11 | 1500 | 300 | 300 | 1000 x 1400 x 500 | West. resistive anomaly |
| | | 300 | 885 | 100 x 100 x 50 | West. resistive anomaly |
| Test 12 | 1500 | 300 | 300 | 1000 x 1400 x 500 | West. resistive anomaly |
| | | 300 | 900 | 100 x 100 x 20 | West. resistive anomaly |
| Test 13 | 1500 | 300 | 300 | 1000 x 1400 x 500 | Conductive fault |
| | | 50 | 300 | 1000 x 200 x 500 | Conductive fault |
| Test 14 | 800 | 2000 | 390 | 200 x 1000 x 800 | Resistive fault |
| Test 15 | 800 | 2000 | 390 | 100 x 1000 x 800 | Resistive fault |
| Test 16 | 800 | 2000 | 390 | 50 x 1000 x 800 | Resistive fault |

5 GEOPHYSICAL MODELLING: QUALITY OF THE INVERSION MODELS

5.1 Inversion results

The 16 inversions (Section 4.3, Table 2) converged with reasonable χ^2 values ($0.88 < \chi^2 < 1$). The distribution of the resistivity values for all inverted models are presented in Figs 9(a) and (e). The distributions of resistivity values are stable within the group of inverted models produced by a same regularization parameter when considering only inversion with initial models of 2, 20 and 200 Ω m. The inversions with initial model of 2000 Ω m produces models with higher resistivity values indicating that the initial model constrains largely the inversion process. Therefore, only the inverted models with initial models of 2, 20, and 200 Ω m are further considered in the analysis. From the three tested parameters controlling partly the inversion, it seems that the parameter influencing the most the resistivity model is the regularization parameter.

Two models are presented as examples for the two regularizations are presented in Figs 9(b)–(d), and (f)–(h). A weak regularization provides a patchy aspect at the surface (Fig. 9f), partly resulting from the inversion process, but the structures at depth are stable for the set of models. A strong regularization provides very stable models (Fig. 9a) displaying only smooth and large-scale resistivity variations. The patchy surface arising from weak regularizations is more homogeneous in the models obtained from strong regularized inversions.

5.2 Mean resistivity model and stability analysis

In order to reduce inversion-induced noise (section 4.4), as a stacking procedure, and to detect unresolved areas, the mean and the standard deviation of the logarithmic resistivity in the set of inverted field models selected in the previous section are computed on a refined mesh (108 896 cells), on which each inverted model is projected. In the following, the resulting models are respectively referred to as ‘mean resistivity model’ and ‘standard deviation model’ (Fig. 10).

The mean resistivity model presents resistivity values in the range [125–2500] Ω m and displays two characteristics:

- (1) a strong resistive anomaly located in the first 250 m, below the surface and all over the unstable zone;
- (2) a deep conductive area oriented along the north–south direction and located at the east of the unstable zone, with vertical conductive patterns extending from the surface down to this conductive anomaly.

Small size (100 m width) lateral variations are observed at the surface of the model particularly at the location of the resistive anomaly. Such lateral variations are expected to exist at the surface, as attested by the analysis of the two boreholes’ core samples (Fig. 1c), and seem to be detected in the mean resistivity model with the stacking procedure. The standard deviation model (Fig. 10) presents values in the range of 6.9×10^{-3} to 2.4×10^{-1} and displays sharp variations mostly at the surface. The maximum values denote small uncertainties of less than 100 per cent in the resistivity value. At depth, the standard deviation model displays values below 1.3×10^{-1} , and does not allow defining the investigation limits of the data set. Even if the resolution is poor at depth, the data still allow determining large-scale variations of the resistivity; these variations are stable from one inverted model to another, but are not interpreted in our analysis.

Locally, the 3-D model is compared with 2-D resistivity profiles of Le Roux *et al.* (2011; Fig. 11). Both the mean resistivity model and the mean model computed from all weakly regularized models (Fig. 9a) are compared with the profiles 3 and 4 from Le Roux *et al.* (2011; Fig. 1b). The two mean models present similar structures along the profiles. The principal difference lies in the resistivity values of the observed structures. The cross-sections from the mean model (Figs 11a and d) display resistivity values of 300–2000 Ω m when the cross-sections from the weakly regularized mean model (Figs 11b and e) display resistivity values reaching 4000 Ω m. This second model approaches closer to the values observed in the profiles from Le Roux *et al.* (2011), showing that, at this location and

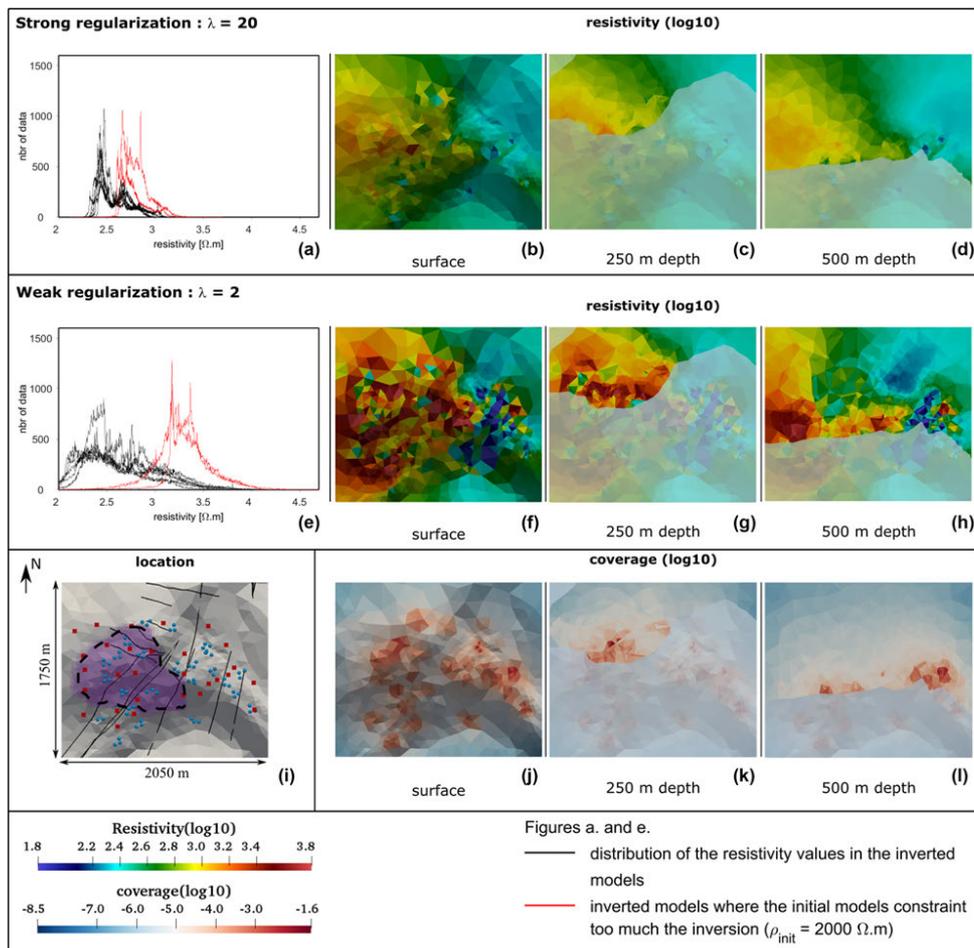


Figure 8. Comparison of the inverted models. First line: inversion results for strong regularizations ($\text{LAMBDA} = 20$): (a) distribution of resistivity values in the set of inverted models (one line corresponds to one inverted model); and an example of inverted model (initial resistivity = $200 \text{ } \Omega \text{ m}$, fine mesh), with the top view (b) and horizontal slices at 250 m depth (the whitened area corresponds to the part of the model where the topography is below the slice) and at 500 m depth. Second line: inversion results for weak regularizations ($\text{LAMBDA} = 2$): (e) distribution of resistivity values in the set of inverted models; an example of inverted model (initial resistivity = $200 \text{ } \Omega \text{ m}$, fine mesh), with the top view (f) and (g) horizontal slices at 250 m depth and (h) at 500 m; (i) location of the major faults (black lines), measurement (blue dots) and injection (red dots) points and unstable area (purple zone) regarding the inverted model; (j) top view) and (k) horizontal slices at 250 m and (l) 500 m of the data coverage (mean of sensitivity, Günther *et al.* 2006).

at this resolution, the resistivity variations brought by a weak regularization are still data-driven rather than induced by noise. Nevertheless, most of the thin variations contained in the profiles from Le Roux *et al.* (2011) are not retrieved by the 3-D model, showing the resolution difference between the type of measurements presented in this work and a 2-D profile with an electrode spacing of 5 m. In particular, the profile 3 displays a very conductive anomaly at the east (left-hand side) of the profile reaching the top layers at 50–100 $\Omega \text{ m}$, which does not appear in the 3-D models. Such an

anomaly is observable in the 3-D model, but at much greater depth (around 300 m depth, Fig 13b), suggesting a difference in resolution for the two acquisitions, and a possible difference in hydrological state between the two measurements.

5.3 Interpretability of the geophysical model

Only the patterns that are stable among the set of inverted models are interpreted. Because the mean resistivity model emphasizes

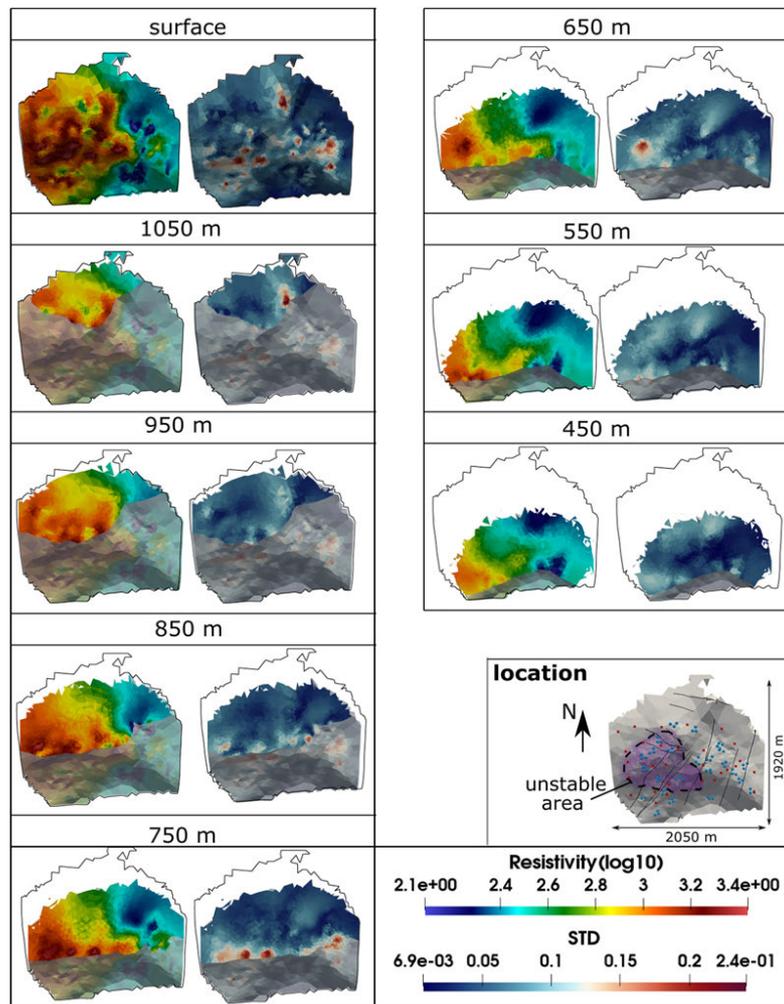


Figure 9. Mean resistivity model and standard deviation model. Horizontal slices at the topographic surface at the elevations 1050, 950, 850, 750, 650, 550, and 450 m (asl).

well these observed patterns, and partly reduces the noise introduced by weakly regularized inversions, it is used as basis for the interpretations proposed in the next section (Figs 8, 10, 12 and 13). The limit of interpretability of a model depends on the size of the object of interest. The data coverage computed during the inversion consists in the sum of the absolute sensitivities. The coverage is used as absolute estimation of sensitivity and a threshold value of 10^{-6} is taken as interpretability limit of the model providing a depth of investigation of around 500 m. This limit is in agreement with the lateral limits of detection inferred from the synthetic tests;

however, the synthetic tests also demonstrated that for large anomalies ($> 200 \text{ m}^3$), the anomaly could be detected below the depth of investigation defined by the chosen coverage limit, tested up to 1500 m. The synthetic tests indicate that only resistivity variations of more than 20 per cent can be interpreted. Small anomalies ($< 200 \text{ m}^3$) located close to the surface are hardly detected. These limitations are caused by the low spatial sampling of the measurements; it forces us to focus on the large-scale anomalies and to address with great care the interpretation of small anomalies observed close to the surface.

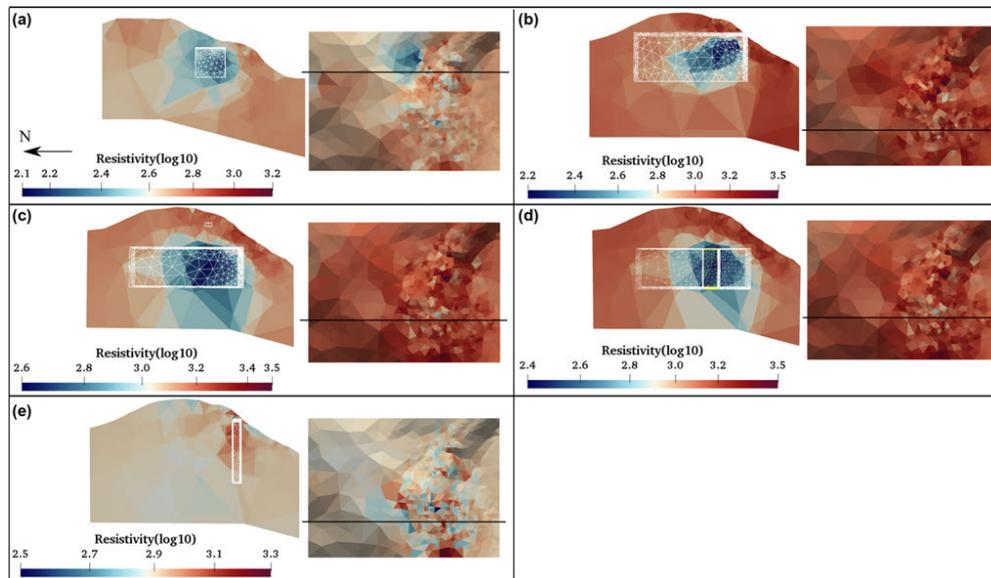


Figure 10. Results of the synthetic tests—exemplary mean inverted models—vertical cross-section and top view—(a) for tests 1–5, (b) tests 6–9, (c) tests 10–12, (d) test 13 and (e) tests 14–16. The cubes delimited by white wireframes are the anomalous bodies.

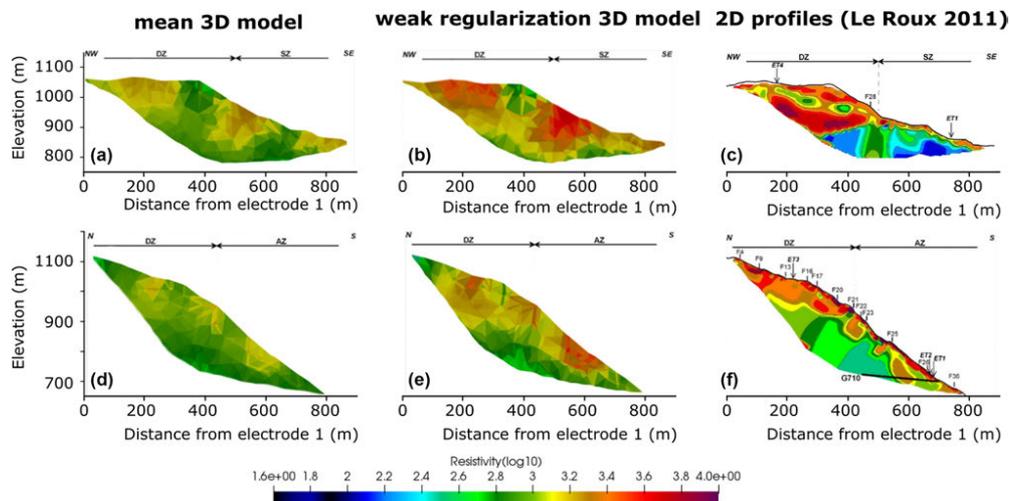


Figure 11. Comparison of the 3-D resistivity models (left and centre) to the 2-D inverted models (right) of Le Roux *et al.* (2011), profiles ET3 and ET4. The 3-D model is sliced at the location of the 2-D investigation profiles. Two 3-D resistivity models are considered: (a and d) the mean resistivity model computed from all stable inverted models, and (b and e) a mean resistivity model computed from all stable models obtained with a weak regularization.

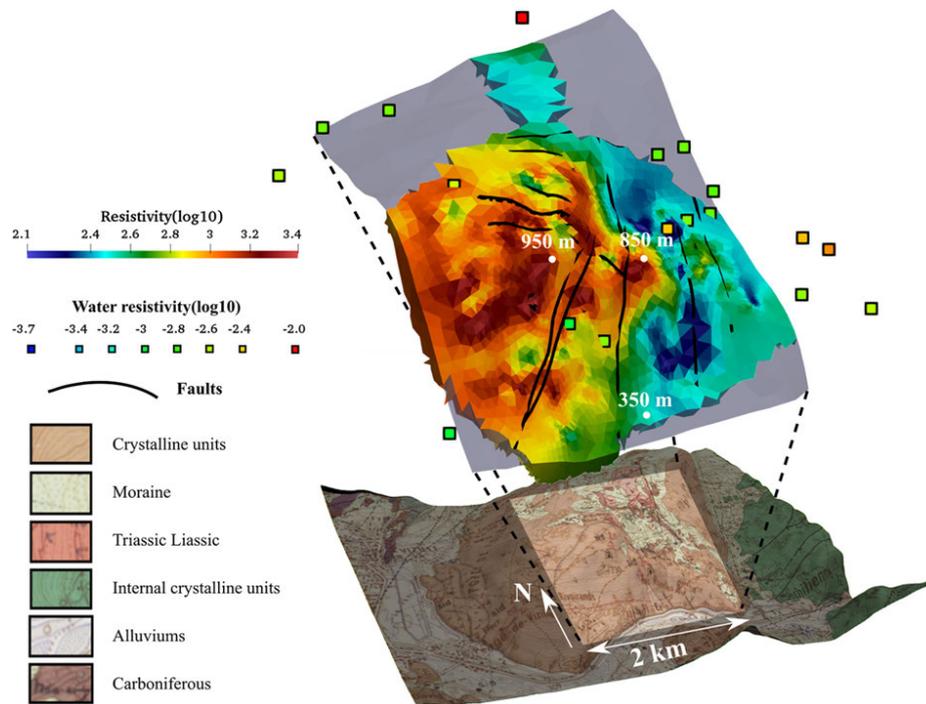


Figure 12. 3-D representation of the interpreted model (mean model computed on the logarithmic resistivity of the set of selected inverted models) superimposed to the geological map of the slope (Barf ety *et al.* 1972). The squares represent the resistivity (\log_{10}) of the surface waters sampled in spring or at surface runoff locations. The black lines represent the major faults.

6 DISCUSSION: GEOLOGICAL AND HYDROGEOLOGICAL INTERPRETATION OF THE 3-D RESISTIVITY MODEL

Previous geophysical studies (Meric *et al.* 2005; Le Roux *et al.* 2011) identified that variations of electrical and seismic properties correspond quite well with the known delineations of structures controlling the landslide. The variations of geophysical properties are caused by changes in the macrostructure of the slope (geology, fault, crushed area, and fluid chemistry) and microstructure of the media (porosity, veins, composition of the matrix, and presence of clays). In particular, the highest resistivity values are detected at locations where the rock is densely fractured and damaged (Le Roux *et al.* 2011). The variations of geophysical properties are also caused by water circulation and more specifically changes in the water flow regime in zones with high clay contents as identified by self-potential measurements (Meric *et al.* 2005). The zones of lowest resistivity values correspond to the location of permanent ground water in the fractures and of high clay content. The anomalies observed in the 3-D mean resistivity model are interpreted with complementary information (borehole core samples, fault model and water chemistry).

6.1 Identification of geological and geomorphological structures

The strong resistive anomaly in the Western sector of the model is presented in the Figs 13(a) and (b). The anomaly is interpreted by Le Roux *et al.* (2011) as a very fractured and dry material. We expand this interpretation, suggesting, from a hydrological perspective, that the degree of fracturation in this zone makes it very permeable; this is confirmed by the absence of water sources in most of this area. The boundary at depth of this resistive anomaly can be interpreted in two ways. A decrease of the electrical resistivity with depth could correspond either to a transition to a more compact and less damaged micaschist, or to the transition from a dry to a water saturated material. The resistivity transition is located at an altitude of about 500–600 m, which is the known altitude of the deep aquifer. It seems therefore that the resistivity limit of 500 Ω m corresponds to the bottom of the vadose zone. At the surface, the high resistivity patches (2500 Ω m) align along the major faults (Fig. 12). This observation suggests that the degree of fracturation close to the surface (50–200 m depending on the location) is inhomogeneous. It is possible to delineate the most damaged areas, which extend laterally from the fault planes, up to a distance of 100 m, to a less damaged material, presenting a resistivity below 1500 Ω m. At depth (100–250 m), these trends seem to vanish as the resistivity

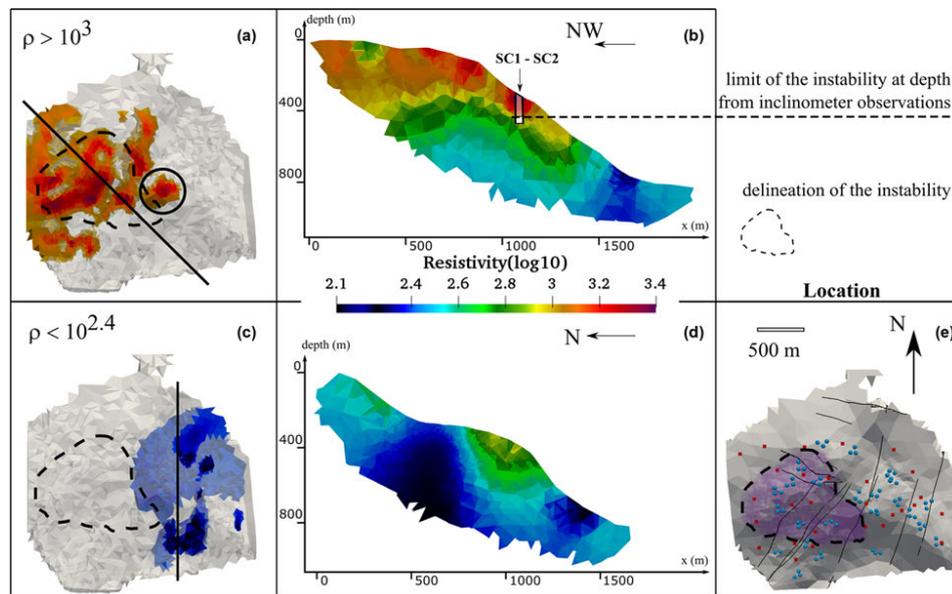


Figure 13. Resistive and conductive anomalies observed at the Séchilienne slope. (a) Top view of the extracted resistivity anomaly (resistivity above $10^3 \Omega \text{ m}$), the black line is the location of the cross-section in (b) and the black circle is the part of the resistive anomaly located outside of the unstable area. (b) Vertical cross-section of the mean resistivity model showing the transition at depth from the resistive anomaly to the more conductive background. (c) Top view of the extracted conductive anomaly (resistivity below $10^{2.4} \Omega \text{ m}$, i.e. $250 \Omega \text{ m}$), the black line is the location of the cross-section in (d). (d) Vertical cross-section of the mean resistivity model showing the conductive vertical patterns expanding from the surface down to a major deep conductive anomaly. (e) Acquisition setup: injection points in red and potential electrodes in blue, the unstable area is highlighted in purple.

drops. Because of the low resolution and the loss of detectability at depth, it is not possible to estimate the dip of the observed faults.

The inclinometer observations indicate a limit of the instability at a depth of 110 m below the surface. Assuming that the resistivity variations are directly and only correlated to the structural properties of the material at this depth and can be therefore an indicator of the geomechanical behaviour, resistivity values above $1000 \Omega \text{ m}$ could be attributed to unstable mass.

From the observation of this very resistive zone, two remarks can be made:

(1) From a geophysical and geomechanical point of view, the highly resistive zones should be specific to the unstable area (active zone); however, high resistivity values are also noticeable outside of the unstable area (Fig. 13a, see the area circled in black). The high resistivity values observed in this area certainly correspond to a highly damaged zone, and it is unclear why this zone has not currently experienced high displacement rates (Chanut et al. 2013).

(2) The active zone of 'Les Ruines', which is the zone experiencing the highest displacement rates, does not appear as very resistive. Its resistivity is of about $1000 \Omega \text{ m}$, while the maximum observed resistivity is of about $2500 \Omega \text{ m}$ close to the fault planes. In the location of Les Ruines, it seems that the topography and the fault segmenting the slope above this zone play a major role in the observed toppling movement.

6.2 Identification of hydrological structures

The deep conductive anomaly in the Eastern sector of the model is presented in Figs 13(c) and (d). The main part of the anomaly is a slope-scale conductive trend oriented along the north/south structure of the Sabot fault, with resistivity values ranging from 125 to $250 \Omega \text{ m}$. Synthetic tests showed that large cubic resistive anomalies located in this area always have undervalued conductivities in the inverted models; it is therefore expected that the resistivity values obtained for this anomaly are overestimated.

Vertical thin conductive anomalies locally extend from the surface down to the deep conductive anomaly. These vertical patterns present similar resistivity values as the main conductive anomaly. They could be discussed as the synthetic tests showed that a parallelepiped conductive anomaly at the location of the large north-south anomaly could produce, through the inversion process, a spread of the anomaly towards the surface, producing the same types of patterns as the ones observed in the inverted models. We however believe that these patterns exist, because they represent a strong anomaly, with resistivity values as low as the rest of the conductive anomaly. In the synthetic tests, the spread patterns present smaller conductivity values than the conductive anomaly producing it.

The abundance of water outflows in this area suggests a wet rock, and the possibility that water can be stored in the near-surface rock. These outflows are largely sampled and documented in a geochemical monitoring of the slope (Mudry and Etievant 2007;

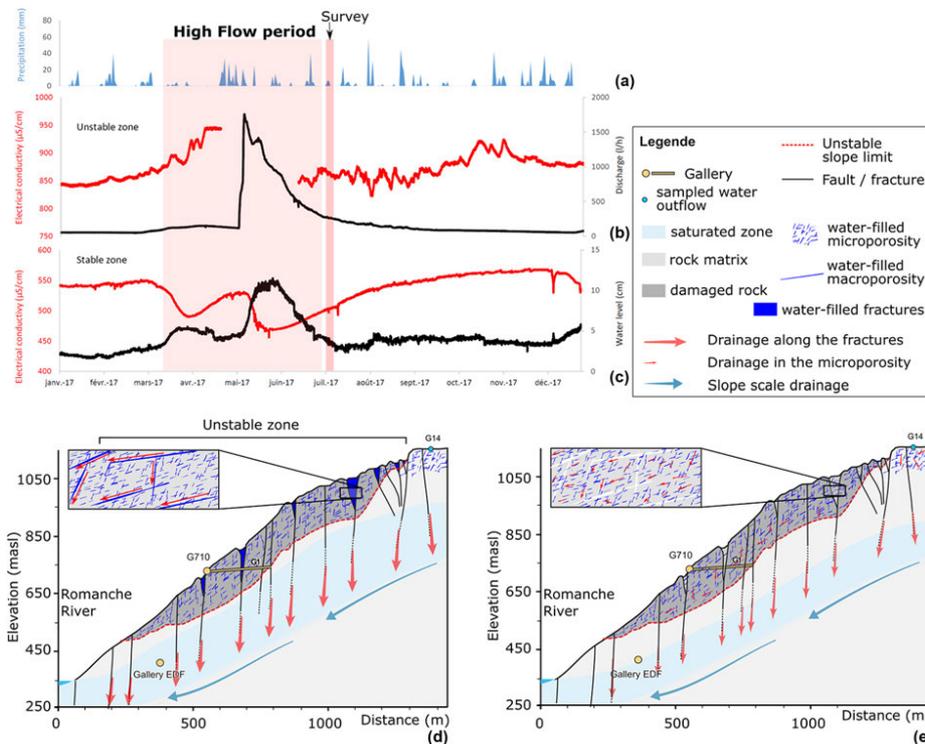


Figure 14. Hydrogeological measurements during the year 2017 and hydrogeological concept. (a) Yearly precipitation recorded at Mont Sec. (b) Water electrical conductivity and discharge in the unstable zone, recorded at the G710 gallery. (c) Electrical conductivity and water level recorded in the stable zone. Hydrogeological conceptual model of the S echilienne slope for periods of (d) high flow and (e) low flow (modified from Vallet *et al.* 2015).

Vallet *et al.* 2015). Vallet *et al.* (2015) described this area as a major drain of the massif, and concluded, from the analysis of water chemistry, that water coming from the west and the north of the fault cluster along the Sabot fault, at the location of the conductive anomaly.

In relation to the hydrological observations (Fig. 14), we interpret these conductive anomalies in the stable area as local perched aquifers discharging downwards in the main aquifer. These perched aquifers develop during high water periods, favoured by the permeability contrasts between decompressed zones of increased porosity located at the surface, and the unaltered rock. The Sabot fault acts as a drain, easing the water transfers from the perched aquifer to the main aquifer. At the end of the high waters period, the perched aquifers—constantly supplied during high-flow periods by rainfall—progressively discharge in the main aquifer drained by the Sabot fault. Throughout the low-flow period, this process applies at first to the water located in the largest pores and concerns, at the end of the low-flow period, the water located in the micropores.

During the high-flow periods, the water level of the deep aquifer is directly controlled by the precipitation and the rapid infiltration, while in low-flow periods, the flow is maintained by the restitution

of the water stored in the rock microporosity. The microporosity is characterized by an important capacitive function and the water presents an increased mineralization, due to its increased residence time in the rock. The joint analysis of the variation in water level and the variation of electrical conductivity (Fig. 14c) illustrates the importance of the drainage of the microfissured matrix during the low-flow period, at which the increase in water conductivity is the direct consequence of the discharge of the water from the microfissures.

The 3-D ERT survey has been conducted in 2017 July at the start of the low-flow period. At that moment, the perched aquifers are still maintained by the presence of water contained in the small-sized pores, while the water from the largest porosity has already been drained out towards the deep aquifer.

In the unstable zone, a dense network of opened fractures (as illustrated in Fig. 1c) allows rapid groundwater flows along these preferential flow paths. In low-flow periods, similar processes as the ones described before for the stable area occur, and the water flow towards the saturated zone is enabled by the restitution of the water stored for several months in the microporosity of the matrix. The volume of water involved in this process is however smaller than in the stable area (the discharge is close to 0 L h^{-1} in most of the

low-flow period, Fig. 14b) highlighting a smaller storage capacity as in the stable zone.

7 CONCLUSIONS AND PERSPECTIVES

The use of the novel R-DAS FullWaver has proven successful to infer new knowledge on the large-scale geological and hydrogeological structures of the Séchilienne slope. The scale of the study, together with the sparse and uneven sampling are uncommon in the spectrum of resistivity surveys, where a regular sampling provides sensitivity variations which are easy to capture and understand. This unusual layout led us to carry an extensive analysis of the sensitivity in order to understand the ability of our data set to detect specific anomalies, including an analysis of the stability of the inverted models, and the realization of synthetic tests. The analysis of stability highlighted the unresolved mesh located at the surface of the model; the synthetic tests allowed identifying the main anomalies observed in the inverted models. These tests provided some remarkable results.

(1) First, despite the minimal electrode distances of 50 m, the data set seemed not to be sensitive to small-scale anomalies close to the surface ($< 200 \text{ m}^3$).

(2) Second, the sparse layout and the strong topography variations are prompt to produce artefacts in the inverted model;

(3) Third, large-scale anomalies ($> 200 \text{ m}^3$) are always detected in the sensitive zone of the models.

(4) Fourth, the sensitive zone is defined by a threshold in the coverage value (10^{-6}), providing a depth of investigation of 500 m. Large-scale anomalies are also detectable at greater depths within the simple contexts simulated in the synthetic tests (e.g. the inversion was sensitive to the bottom of an anomaly located at 1500 m depth).

(5) Fifth, the resistivity values of the detected anomalies are not correctly retrieved in the inverted model. According to the synthetic tests, anomalies seem to be underestimated.

The unstable zone has been detected in the model as a resistive anomaly (with resistivity values $> 1500 \Omega \text{ m}$) where the damage is mostly located along the major faults crossing the Mont Sec slope, until a distance of about 100 m. A large conductive anomaly at the east of the landslide (Sabot fault) is detected and interpreted as a perched aquifer. At the end of the high-flow period, when the geophysical survey was realized, these remaining perched aquifers correspond to water stored in the micro-porosity, discharging in the deep aquifer. These interpretations are in very good accordance with the hydrogeological understanding arising from hydrochemical observations, and could be fully confirmed by repeating this analysis with measurements realized during the high-flow period.

The main limitations of the work are the local poor spatial sampling. A major improvement could be to increase the number of receivers in order to densify the spatial sampling. The detectability of smaller scale anomalies close to the surface would thus be increased. However, adding a few receivers would increase a lot the duration and effort needed for the survey, and given the rough topography and the difficulty to access the most damaged locations, some areas would necessarily remain uncovered. The presented methodology is applicable to similar contexts where the large scale geological and hydrogeological features of a site are questioned. A regular sampling, as dense and regular as possible should be considered, and sensitivity tests should also be carried out, as they have proven to be very insightful to capture the sensitivity of an inverted data set.

ACKNOWLEDGEMENTS

This work is part of the French Landslide Observatory OMIV (Observatoire Multi-disciplinaire des Instabilités de Versants—anomiv.cnrs.fr) and has been financially supported by the project HYDROSLIDE (High frequency hydrogeophysical observations for a better understanding of landslides mechanical behaviour, ANR-15-CE04-0009) and the project CRITEX (Challenging equipment for the spatial and temporal exploration of the critical zone, ANR-11-EQPX-0011) both funded by the French Research Agency (ANR). The authors would like to thank Pierrick Bornemann, Anne Puisant, Orlando Leite, Kusnahadi Susanto, Sophia Laporte, Pauline Rousson, Fabrice Vermeersch and Stéphanie Moriset for their help in the field. We further thank Thomas Günther (LIAG, Hanover) for helpful discussions on the use of the inversion and modelling software BERT, as well as the two anonymous reviewers who helped improving the clarity of the manuscript.

REFERENCES

- Alfonsi, P., 1997. Relation entre les paramètres hydrologiques et la vitesse dans les glissements de terrains. Exemples de La Clapière et de Séchilienne (France), *Rev. Fr. Géotech.*, **79**, 3–12.
- Barfèty, J.C., Bordet, P., Carme, F., Debelmas, J., Meloux, M., Montjuvent, G., Mouterde, R. & Sarrot Reynaud, J., 1972. Carte géologique détaillée de la France (1/50000) n° 797 Vizille, *Editions du BRGM*, p. 38, Orléans (France).
- Baudement, C., Bertrand, C., Guglielmi, Y., Viseur, S. & Vallet, A., 2013. Quantification de la dégradation mécanique et chimique d'un versant instable: approche géologique, hydromécanique et hydrochimique Etude du versant instable de Séchilienne, Isère (38), in *JAG2013*, 3èmes Journées Aléas Gravitaires, Strasbourg, France, pp. 1–6.
- Cappa, F., Guglielmi, Y., Viseur, S. & Garambois, S., 2014. Deep fluids can facilitate rupture of slow-moving giant landslides as a result of stress transfer and frictional weakening, *Geophys. Res. Lett.*, **41**(1), 61–66.
- Chanut, M.A., Dubois, L., Duranthon, J.P. & Durville, J.L., 2013. Mouvement de versant de Séchilienne : relations entre précipitations et déplacements, *Rev. Fr. Géotech.*, **79**, 3–12.
- Dubois, L., Chanut, M.A. & Duranthon, J.P., 2014. Amélioration continue des dispositifs d'auscultation et de surveillance intégrés dans le suivi du versant instable des Ruines de Séchilienne, *Géologues*, **182**, 50–55.
- Duranthon, J.P., Chanut, M.A. & Dubois, L., 2013. Ruines de Séchilienne, rapport annuel de suivi du site, avril 2012 (mars 2013), CETE - Centre d'Etudes Techniques de LYON, **41829-1**, p. 119.
- Duranthon, J.P. & Effendiantz, L., 2004. Le versant instable des "Ruines" de Séchilienne: point sur l'activité du phénomène et présentation du nouveau dispositif de gestion de la télésurveillance, *Assoc. Fr. Topogr.*, **252**, 29–48.
- Duranthon, J.P., Effendiantz, L., Memier, M. & Previtali, I., 2003. Apport des méthodes topographiques et topométriques au suivi du versant rocheux instable des ruines de Séchilienne, *XYZ - Association Française de Topographie*, **94**, 31–38.
- Fox, R.C., Hohmann, G.W., Killpack, T.J. & Rijo, L., 1980. Topographic effects in resistivity and induced-polarization surveys, *Geophysics*, **45**(1), 75–93.
- Friedel, S., Thielen, A. & Springman, S.M., 2006. Investigation of a slope endangered by rainfall-induced landslides using 3D resistivity tomography and geotechnical testing, *J. appl. Geophys.*, **60**, 100–114.
- Gance, J., Sailhac, P. & Malet, J.P., 2015. Corrections of surface fissure effect on apparent resistivity measurements, *Geophys. J. Int.*, **200**(2), 1118–1135.
- Guglielmi, Y., Vengeon, J., Bertrand, C., Mudry, J., Follacci, J. & Giraud, A., 2002. Hydrogeochemistry: an investigation tool to evaluate infiltration into large moving rock masses (case study of La Clapière and Séchilienne alpine landslides), *Bull. Eng. Geol. Environ.*, **61**(4), 311–324.
- Günther, T., Rücker, C. & Spitzer, K., 2006. Three-dimensional modelling and inversion of DC resistivity data incorporating topography—II. Inversion, *Geophys. J. Int.*, **166**(2), 506–517.

- Helmstetter, A. & Garambois, S., 2010. Seismic monitoring of Séchilienne rockslide (French Alps): analysis of seismic signals and their correlation with rainfalls, *J. geophys. Res.*, **115**, F03016, doi:10.1029/2009JF001532.
- Jongmans, D. & Garambois, S., 2007. Geophysical investigation of landslides: a review, *Bull. Soc. Géol.*, **178**(2), 101–112.
- Legchenko, A., Clément, R., Garambois, S., Maury, E., Mic, L.M., Laurent, J.P., Desplanque, C. & Guyard, H., 2011. Investigating water distribution in the Luitel Lake peat bog using MRS, ERT and GPR, *Near Surf. Geophys.*, **9**(2), 201–209.
- Le Roux, O., Jongmans, D., Kasperski, J., Schwartz, S., Potherat, P., Lebrout, V., Lagabrielle, R. & Méric, O., 2011. Deep geophysical investigation of the large Séchilienne landslide (Western Alps, France) and calibration with geological data, *Eng. Geol.*, **120**(1), 18–31.
- Méric, O., Garambois, S., Jongmans, D., Wathelet, M., Chatelain, J.L. & Vengeon, J., 2005. Application of geophysical methods for the investigation of the large gravitational mass movement of Séchilienne, France, *Can. Geotech. J.*, **42**(4), 1105–1115.
- Montjuvent, G. & Winistorfer, J., 1980. Glaciations quaternaires dans les Alpes franco-suissees et leur piedmont, *Géol. Alpine*, **56**, 251–282.
- Mudry, J. & Etievant, K., 2007. Synthèse hydrogéologique du versant instable des Ruines de Séchilienne, *UMR Chrono-Environnement, University of Franche-Comté, Besançon*, **45**, Unpublished Report.
- Rochet, L., Giraud, A., Antoine, P. & Evrard, H., 1994. La déformation du versant sud du Mont-Sec dans le secteur des ruines de Séchilienne (Isère), *Bull. Int. Assoc. Eng. Geol.*, **50**(1), 75–87.
- Rücker, C., Günther, T. & Spitzer, K., 2006. Three-dimensional modelling and inversion of DC resistivity data incorporating topography–I. Modelling, *Geophys. J. Int.*, **166**(2), 495–505.
- Travelletti, J. & Malet, J.P., 2012. Characterization of the 3D geometry of flow-like landslides: a methodology based on the integration of heterogeneous multi-source data, *Eng. Geol.*, **128**, 30–48.
- Uhlemann, S., Wilkinson, P., Chambers, J., Maurer, H., Merritt, A., Gunn, D. & Meldrum, P., 2015. Interpolation of landslide movements to improve the accuracy of 4D geoelectrical monitoring, *J. appl. Geophys.*, **121**, 93–105.
- Uhlemann, S. *et al.*, 2017. Four-dimensional imaging of moisture dynamics during landslide reactivation, *J. geophys. Res.*, **122**(1), 398–418 (Earth Surface).
- Vallet, A., Bertrand, C., Mudry, J., Bogaard, T., Fabbri, O., Baudement, C. & Régent, B., 2015. Contribution of time-related environmental tracing combined with tracer tests for characterization of a groundwater conceptual model: a case study at the Séchilienne landslide, western Alps (France), *Hydrogeol. J.*, **23**(8), 1761–1779.
- Vallet, A., Charlier, J.B., Fabbri, O., Bertrand, C., Carry, N. & Mudry, J., 2016. Functioning and precipitation-displacement modelling of rainfall-induced deep-seated landslides subject to creep deformation, *Landslides*, **13**(4), 653–670.
- Vengeon, J.M., 1998. Déformation et rupture des versants en terrain métamorphique anisotrope. Apport de l'étude des Ruines de Séchilienne, *PhD thesis*, Université Joseph-Fourier-Grenoble I, p. 185.

RÉSUMÉ - ABSTRACT

Les risques gravitaires sont à l'origine de catastrophes importantes pouvant engendrer des dégâts matériels et humains, ils sont aussi l'un des mécanismes principaux de dénudation des chaînes de montagne. Il est maintenant clairement établi qu'il existe un lien entre l'instabilité gravitaire et l'eau qu'elle reçoit. La compréhension du fonctionnement des aquifères de milieux instables est d'une importance fondamentale dans l'étude de ces structures complexes dont la déstabilisation implique des enjeux considérables. C'est dans cet esprit que cette thèse s'intéresse à la relation entre le milieu instable et les écoulements souterrains du versant de Séchilienne (Isère, France). Ce travail vise à caractériser dans un premier temps le fonctionnement hydrogéologique de l'aquifère du milieu instable au travers de l'analyse de deux exutoires au sein de l'instabilité. L'utilisation de données hydrogéologiques recueillies sur le long terme permet une analyse temporelle fournissant de bonnes informations sur le fonctionnement, le dynamisme et la recharge de l'aquifère à plusieurs échelles allant du cycle hydrologique à l'année. Les analyses corrélatoires se révèlent être un bon outil quant à la compréhension du fonctionnement hydrodynamique de l'aquifère. L'apport de la chimie des eaux, est essentielle à l'identification des signatures hydrochimiques caractérisant le versant. Elle permet par ailleurs d'obtenir des informations sur l'état d'altération du versant, la composition chimique des eaux dépendant des interactions eau-roche. L'analyse comparative des deux exutoires au sein de l'instabilité couplée à l'analyse d'un exutoire de la zone stable reflète l'hétérogénéité des milieux instables et fracturés. Ce travail s'axe dans une deuxième partie, sur le couplage entre traceurs isotopiques et chimie des éléments majeurs, afin de préciser l'amplitude des réactions d'altération chimique des phases minérales induites par les interactions eau-roches à l'intérieur du versant. L'utilisation d'un modèle de mélange permet d'attribuer les différents éléments majeurs à différentes sources et de quantifier l'implication des acides sulfurique et carbonique comme source de protons. Les résultats montrent que l'instabilité crée des conditions favorables et durables au sein de la rupture, par l'ouverture de nouvelles fractures apportant des surfaces fraîches et réactives permettant la production d'acide sulfurique par oxydation de la pyrite. Les résultats obtenus permettent d'autre part d'affiner le modèle hydrogéologique préexistant par la mise en évidence de la contribution de la dissolution du gypse au budget sulfate des eaux. L'originalité de ce travail réside également dans nos résultats qui montrent le comportement du glissement de terrain de Séchilienne qui, malgré son rôle dans l'accélération de l'altération chimique et physique des roches, agit à l'échelle des temps géologiques (c'est-à-dire à des échelles de temps plus longues que les précipitations de carbonate dans l'océan) comme une source de CO₂ dans l'atmosphère.

Gravitational natural risks are at the origin of major disasters that can cause material and human damages, they are also one of the main mechanisms of denudation of mountain ranges. It is now clearly established that a link exists between the instability and the water it receives. Understanding the behaviours of aquifers in unstable environments is crucial in the study of these complex structures whose destabilization raise significant challenges. With that in mind, this thesis focuses on the relationship between the unstable environment and the groundwater flows of the Séchilienne slope (Isère, France). This work aims to characterize the hydrogeological functioning of the aquifer of the unstable environment through the analysis of two outlets within the instability. The use of hydrogeological data collected over several years allows a temporal analysis providing good information on the behaviour, dynamism and recharge of the aquifer at several times scales ranging from the hydrological cycle to the year. Correlation analyses have proven to be a good tool for understanding the hydrodynamic behaviour of the aquifer. Contribution of water chemistry is essential in the identification of hydrochemical signatures characterizing the slope. It also provides information on the weathering degree of the slope, as the chemical composition of the water depends on water-rock interactions. A comparative study of two outlets within the instability coupled with the analysis of an outlet from the stable zone reflects the heterogeneity of unstable and fractured environments. The second part of this work focuses on the combination of isotopic tracers and major elements chemistry, in order to specify the amplitude of chemical weathering reactions of mineral phases, induced by water-rock interactions within the slope. The use of a mixing model makes it possible to attribute the different major elements to different sources and to quantify the involvement of sulfuric and carbonic acids as a source of protons. The results show that instability creates favorable and durable conditions within the fracture, by opening new fractures bringing fresh and reactive surfaces allowing the production of sulfuric acid by pyrite oxidation. Results obtained also allow the refinement of the pre-existing hydrogeological model by highlighting the contribution of gypsum dissolution to the sulphate budget of the water. The originality of this work also lies in our results showing the behaviour of the Séchilienne landslide, despite its role in accelerating the chemical and physical weathering of rocks, acts at a geological time scale (i.e. at timescales longer than carbonate precipitation in the ocean) as a source of CO₂ to the atmosphere.