



HAL
open science

Héritages glaciaires würmiens et enregistrements karstiques dans la bordure occidentale des Bauges (Alpes du Nord, France)

Stéphane Jaillet, Edwige Pons-Branchu, Isabelle Couchoud, Sylvain Coutterand, Fabien Hoblea, Johan Berthet, Jean-Jacques Delannoy, Philip Deline, P.A Duvillard, Christian Dodelin, et al.

► To cite this version:

Stéphane Jaillet, Edwige Pons-Branchu, Isabelle Couchoud, Sylvain Coutterand, Fabien Hoblea, et al.. Héritages glaciaires würmiens et enregistrements karstiques dans la bordure occidentale des Bauges (Alpes du Nord, France). Stéphane Jaillet; Christophe Gauchon. Karst 2018. 40 ans de l'association française de karstologie; Hommage à Richard Maire. Karstologia Mémoires n°20, AFK, 2018. hal-01848456

HAL Id: hal-01848456

<https://sde.hal.science/hal-01848456v1>

Submitted on 18 Oct 2024

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.



Distributed under a Creative Commons Attribution - NonCommercial 4.0 International License



Conduit épinoyé de la grotte de Prérøuge. Photo M. Thomas.

Héritages glaciaires würmiens et enregistrements karstiques dans la bordure occidentale des Bauges (Alpes du Nord, France)

Stéphane JAILLET¹, Edwige PONS-BRANCHU², Isabelle COUCHOUD¹, Sylvain COUTTERAND¹, Fabien HOBLÉA¹, Johan BERTHET^{1,3}, Jean-Jacques DELANNOY¹, Philip DELINE¹, Pierre-Allain DUVILLARD¹, Christian DODELIN⁴, Lorna FOLIOT², Christophe GAUCHON¹, Kim GENUITE¹, Olivier LANET⁶, Patrick LESAULNIER⁴, Gilles MENARD¹, José MULOT[†], Jacques NANT⁴, Stéphane LIPS⁵, Emmanuel TESSANNE⁴ et Matthieu THOMAS⁷

Photo page de gauche : José Mulot dans les conduits étroits du Trou des Casses. Photo S. Jaillet.

RÉSUMÉ : Les relations qui unissent les héritages glaciaires au karst sont analysées ici autour du cas de la bordure occidentale des Bauges, du plateau de la Féclaz, de la montagne de Bange, de la cluse du Chéran et du Semnoz. Soumis durant le Quaternaire à une série d'invasions glaciaires allochtones provenant des Alpes internes (débordement du glacier de l'Isère), le karst des Bauges a enregistré ces crises par des morphologies de surface spécifiques, une réorganisation des conduits souterrains et des dépôts détritiques et chimiques. L'analyse proposée ici repose sur le croisement de trois approches complémentaires : (i) une analyse géomorphologique des objets (synthèse de réseaux karstiques, géométrie de conduits spéléologiques, cartographie de formes de surface); (ii) une étude des dépôts souterrains (caractérisation des nappes de galets fluvioglaciers, datation U/Th des spéléothèmes) et (iii) une analyse des réajustements hydrodynamiques en cours dans les systèmes karstiques (spatialisation des hydrogrammes de crue et adé-

quation avec la géométrie des conduits).

Il est montré que le karst (en surface comme sous terre) a enregistré le passage des glaciers au cours du Würm, se traduisant par des formes et des dépôts étagés sur 1 000 m de dénivellation. Entre 1 000 et 1 500 m NGF, les dépôts et les formes de la cuvette glaciokarstique du Mariet sont des témoins des phases les plus anciennes (MIS 4, Marine Isotopique Stage 4) mais aussi des plus récentes (MIS 2). Vers 700 m NGF, des replats dans la vallée du Chéran entre le Châtelard et Lescheraines, marquent un ancien niveau de base. À la même altitude, des conduits karstiques ennoyés contiennent des concrétions datées (MIS 5). Plus bas, entre 500 et 690 m NGF, le karst actuel, et en particulier ses conduits épinoyés, présentent un fonctionnement hydrodynamique encore sous l'influence de ces héritages glaciaires passés.

À travers le cas du karst des Bauges occidentales et de l'influence des glaciers tempérés isérois fini-quaternaires, il est possible de mieux analyser

¹ Laboratoire EDYTEM, Univ. Grenoble Alpes, Univ. Savoie Mont Blanc, CNRS, pôle Montagne, 73376 Le Bourget-du-Lac, France

² Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement, LSCE/IPSL, CEA-CNRS-UVSQ, Université Paris Saclay, 91191 Gif-sur-Yvette, France

³ Styx 4D, Savoie Technolac, 73376 Le Bourget-du-Lac

⁴ Spéléo Club de Savoie et Comité départemental de Spéléologie de la Savoie, 67 rue saint François de Sales, 73000 Chambéry

⁵ Groupe Spéléologique Vulcain, 36 rue Sidoine Apollinaire, 69009 Lyon

⁶ CDS 74, Maison des Sociétés, 74801 La Roche-sur-Foron

⁷ Karst3e, Morion, 73190 La Thuile

la diversité des réactions des conduits des grands réseaux souterrains (système Prérouge – Prépoulain en rive gauche du Chéran, système Bange – Eaux Mortes en rive droite). Les réajustements immédiats ou différés, par comblement ou incision, s'expriment diversement selon les altitudes et les

phases glaciaires et permettent ainsi d'apporter une vision renouvelée des héritages glaciaires fini-quaternaires des Alpes françaises du Nord.

MOTS-CLÉS: KARST, HÉRITAGES GLACIAIRES, WÜRM, BAUGES OCCIDENTALES, ALPES DU NORD (FRANCE).

ABSTRACT: WÜRMIAN GLACIAL INHERITANCE AND KARST RECORDINGS IN THE WESTERN EDGE OF THE BAUGES (NORTHERN ALPS, FRANCE).

We study here the relationships between karst and glacier inheritances in the western Bauges massif (Northern Alps, France), from the Féclaz plateau and the Bange Mountain, to the Semnoz Mountain and the cluze du Chéran. During quaternary period, allochthonous glaciers from the internal Alps (Isère glacier) invaded the Bauges massif. Its karst registered those events, generating specific morphologies, endokarstic reorganization, detritic and chemical deposits.

We propose here a combined analysis based on three approaches: i) a geomorphological analysis of the objects (karstic drains, surface cartography), ii) a study of the subterranean deposits (fluvio-glacial deposits, U/Th datings of speleothems), and iii) an analysis of hydrodynamic evolution, inside and outside the karst systems.

Endokarst and exokarst registered glacier invasions during isotopic stages 2 and 4, leading to deposits and morphologies that can be seen on about 1000 m (between 500 and 1500

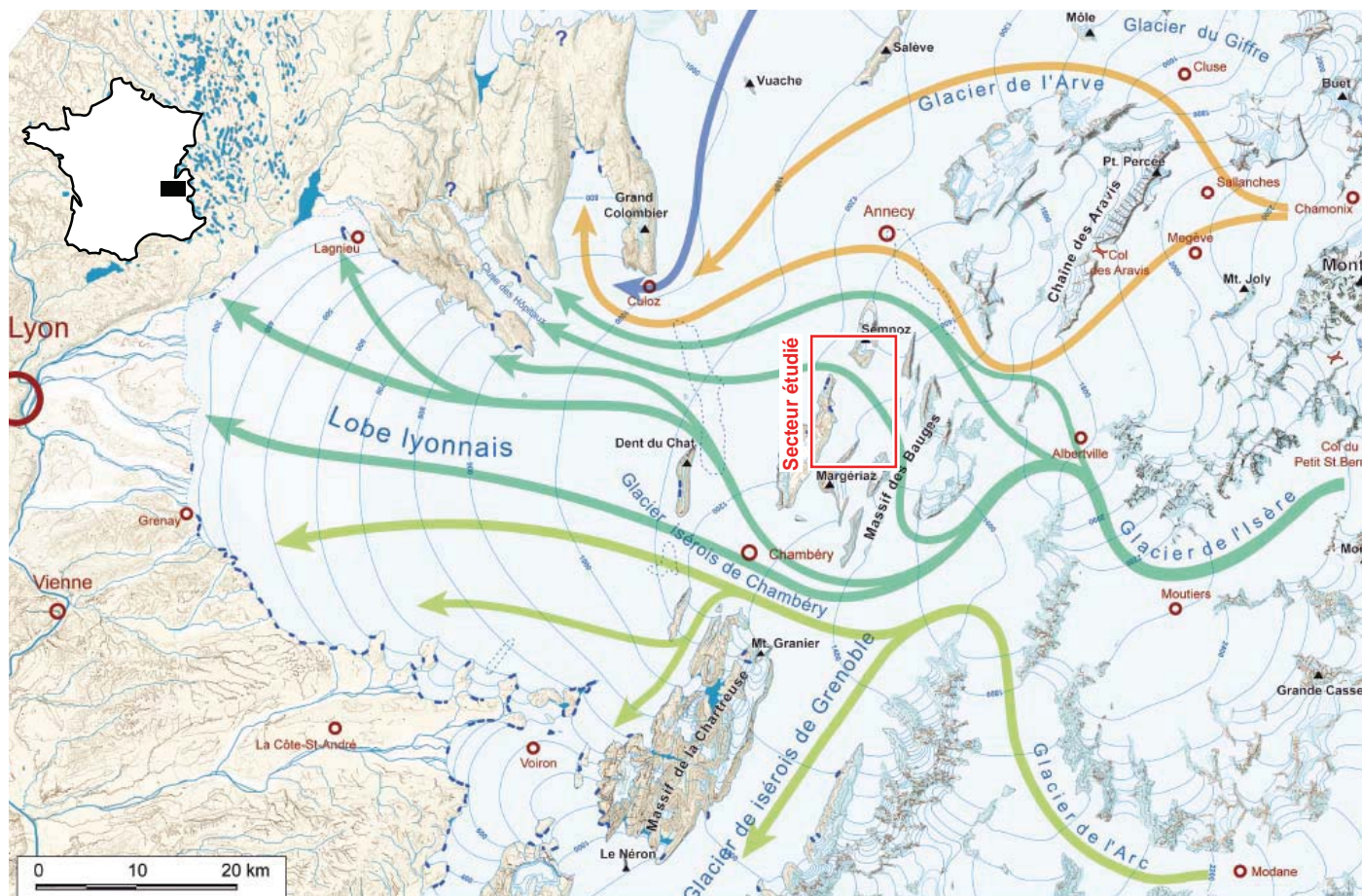
above sea level (a.s.l.). Between 1000 m and 1500 m (a.s.l.), the Mariet depression and the Semnoz cap contain deposits and morphologies that testify old glacial phases (MIS 4), and more recent ones (MIS 2). Near 700 m a.s.l, terraces deposits inside the Chéran valley reveal a old base level. At the same altitude, endokarstic vadose drains contain concretions dated from the MIS 5 isotopic stage. Down the valley, between 500 m and 700 m a.s.l, the current karst has developed a hydrodynamic way of functioning that can be linked to glacier inheritances.

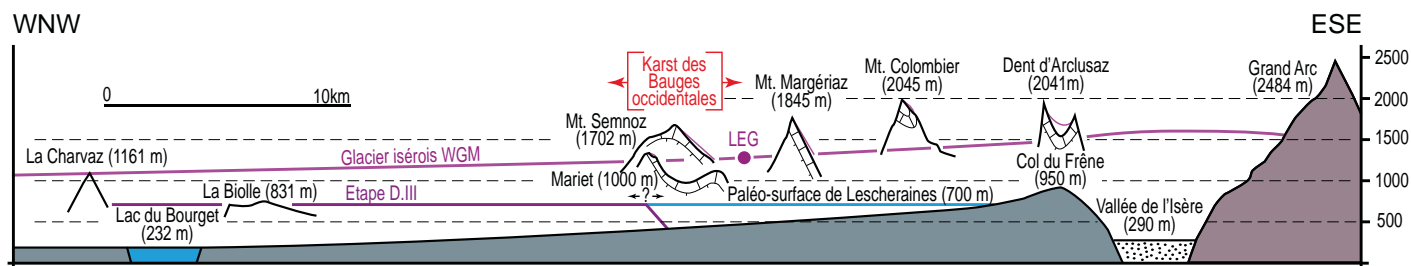
Through the western Bauges karst and glacier influence at the end of the Quaternary era, it is possible to understand how karst (Prépoulain, Prérouge, Bange and Eaux-Mortes systems), reacts to those glacier invasions. Immediate endokarstic reorganization or later ones (incisions or deposits) lead to different morphologies according to their altitudes and can be considered to a new proxy to study the last Quaternary glaciation in the northern French Alps.

KEYWORDS: KARST, GLACIER INHERITANCES, WÜRM, BAUGES MASSIF, NORTHERN FRENCH ALPS.

Figure 1 : Englacement maximum wurmien dans les Alpes françaises du Nord et flux glaciaires identifiés [extrait COUTTERAND, 2010]. Localisation du secteur étudié sur la bordure occidentale des Bauges (rectangle rouge).

Würm Glacial Maximum (WGM) stage in the northern french Alps and glacier flows [COUTTERAND 2010]. Location of the studied site on the western Bauges massif.





Introduction

Dès 1912, Combaz avait montré l'importance des glaciations anciennes quaternaires dans la région de Chambéry et en Bauges [COMBAZ, 1912]. Un siècle plus tard, Coutterand [2010] propose une synthèse cartographique détaillée de l'englacement maximal würmien des Alpes du Nord (figure 1). Il discute notamment le problème des retraits et avancées glaciaires sur les bassins du Rhône, de l'Arve, de l'Isère au cours du Würm. Mais les modèles d'évolution proposés en Suisse et en France ne convergent pas [IVY-OCHS et al., 2008]. En Suisse, les datations réalisées par luminescence ou ^{14}C militent pour une extension maximale würmienne au dernier maximum de froid, c'est-à-dire au Würm récent (22-25 kA, MIS 2, Marine Isotopique Stage 2) [SCHLÜCHTER, 2004]. Dans les Alpes françaises du Nord (Alpes occidentales), l'extension maximale würmienne est attribuée à un Würm plus ancien (supérieur à 40 kA) [MONJUVENT et NICOU, 1988]. Le problème d'une extension maximale würmienne non synchrone est depuis débattu. Schoeneich [1998] a proposé une revue des arguments et discuté le problème et Triganon et al. [2005] ont proposé une chronologie würmienne pour le glacier du Rhône. Sur la base d'une analyse pétrographique (identification des blocs erratiques et reconnaissance de minéraux lourds), Coutterand [2010] a pu démontrer que l'ensemble des flux glaciaires allochtones qui traversent le massif des Bauges est isérois. De fait, il montre ainsi qu'une part importante du lobe lyonnais (médiane et septentrionale) est alimentée par le bassin glaciaire de l'Isère [COUTTERAND et al., 2009] (figure 1).

Le massif des Bauges occupe une position centrale stratégique pour résoudre cette controverse. En effet, selon l'altitude des glaciers quaternaires isérois, les glaces envahissent ou non ce massif par des cols dont chacun constitue un seuil à la pénétration extérieure. Appartenant aux Préalpes, les Bauges ne recèlent, à part quelques éléments molassiques, que des éléments carbonatés. Tous les dépôts cristallins, tous les blocs erratiques non sédimentaires, en particulier en altitude constituent ainsi des témoins potentiels de ces invasions glaciaires.

La difficulté à identifier de nouvelles cibles (indigence des dépôts glaciaires) et la limite des

datations ^{14}C à ~45 ka incite à rechercher une nouvelle approche pour éclairer cette problématique. Dans cette perspective, le karst constitue un objet à très fort potentiel [AUDRA et al., 2007]. Connu pour être un enregistreur exceptionnel des variations environnementales [PALMER, 2007], il est sollicité aujourd'hui pour des approches variées, depuis des reconstitutions paléogéographiques sur du temps long comme pour des analyses paléo-environnementales sur des échelles plurimillénaires à saisonnières. Tantôt analysées pour ses formes souterraines [SLABE, 1995], tantôt pour ses dépôts qu'ils soient détritiques ou chimiques [KLIMCHOUK et al., 2000], il constitue une archive précieuse, souvent complémentaire, parfois unique. Les relations entre karstification et influence glaciaire ont déjà été analysées avec succès en Italie [BINI et al., 1998], en Suisse [HÄUSELMANN, 2002], dans le Jura [LIGNIER et DESMET, 2002], en Patagonie chilienne [JAILLET et al., 2008] ou plus récemment en Espagne [BALLESTEROS et al., 2017] pour ne citer que quelques cas. Dans les Préalpes calcaires, le karst a enregistré les invasions glaciaires, notamment dans le Vercors et en Chartreuse [AUDRA, 1994; DELANNOY, 1984 et 2002]. À la grotte Vallier (Vercors), le paléomagnétisme a montré des aimantations inverses, ce qui repousse à plus de 700 ka l'âge des concrétions scellant ici des dépôts associés au glaciaire [AUDRA et ROCHETTE, 1993].

Le karst des Bauges occidentales compte parmi les plus importants ensembles spéléologiques de France [CDS 73, 1993; BIGOT, 2004]. Un demi-siècle d'exploration spéléologique a permis la découverte et la cartographie de très grands réseaux souterrains. Ils appartiennent à trois ensembles hydrokarstiques majeurs se développant dans les calcaires urgoniens, du sud au nord : (i) le système de la Doria totalisant 371 phénomènes karstiques et 82 km de conduits dont 48 km pour le réseau Garde/Cavale/Perrin et 21 km pour le réseau Doria/Pleurachat [DURAND, 2015; BOURGEOIS, ce volume], (ii) le système de Préroutge totalisant 70 km sur 171 cavités, dont 55 km pour le seul réseau de Préroutge/Bange/Prépoulain [BOURGEOIS, ce volume] et (iii) le système des Eaux Mortes totalisant 9 km dont 5 km pour le seul réseau Bange-Eaux-Mortes [LANET,

Figure 2 : Coupe de synthèse du massif des Bauges entre la vallée de l'Isère au droit d'Albertville et la vallée de la Rhône au droit de Belley. L'englacement maximum laisse quelques nunataks dans le massif des Bauges. Le karst des Bauges occidentales est en position stratégique, au droit de la ligne d'équilibre glaciaire (LEG à 1 250 m NGF), en partie sous la glace au WGM.

Synthetic cross-section of the Bauges massif near Albertville city, between the Rhône valley and the Isère valley. During the WGM, only a few nunataks were visible inside the Bauges massif. Its karst is strategic because it is positioned directly under the glacier equilibrium line (LEG), near 1 250 m a.s.l.

2013]. Cet ensemble spéléologique s'étend sur 30 km et sur une surface d'environ 100 km² ce qui donne une densité approximative de l'ordre de 1,5 km de galeries par km² et ceci sur un espace assez considérable.

À l'échelle du massif des Bauges, en ajoutant l'ensemble des conduits connus dans les calcaires valangiens, l'ensemble spéléologique du Margériaz et les autres massifs plus modestes, 1271 phénomènes souterrains et 266 km de conduits sont aujourd'hui reconnus [BOURGEOIS, ce volume; Robert Durand, communication personnelle].

Cet ensemble karstique, organisé selon un axe NNE-SSW s'étage en outre sur plus de 1000 m de dénivellation (globalement entre 500 m et 1600 m NGF). Or, les flux glaciaires, eux, s'écoulaient d'est en ouest, dans des gammes altitudinales similaires (figure 2). Au WGM (Würm Glacial Maximum), la ligne d'équilibre glaciaire est évaluée à 1250 m NGF [COUTTERAND, 2010], ce qui laisse entendre que, dans l'ensemble du secteur, le glacier est tempéré et que les écoulements karstiques sous-glaciaires sont toujours possibles. Cette bonne connaissance des extensions glaciaires et du potentiel spéléologique est une opportunité. Il y a là une possibilité de croiser ces

deux objets (karstique et glaciaire) pour chercher à contraindre l'évolution fini-quaternaire de ce secteur (figure 2). C'est l'objet du présent article qui se veut une analyse des objets karstiques et des enregistrements glaciaires des Bauges occidentales. Au sud de cet ensemble, à propos du karst de la Doria, Wilhelm [2007] mentionne le rôle des glaciers dans l'évolution du réseau. Plus au nord, pour le système de Préroutge, Mugnier [1965 et 1979] et Hobléa [1999] mentionnent des empreintes glaciaires dans le Trou des Casses (dépression du Mariet). La question des héritages glaciaires dans le karst de la cluse du Chéran est abordée par Jaillet [2013] mais sans contrainte chronologique. Il semble donc temps de réinterroger cette question en cherchant à obtenir de nouvelles données de terrain.

Après (partie I) une présentation du karst de la bordure occidentale des Bauges (limité pour la présente étude aux deux systèmes de Préroutge et des Eaux mortes, encadrant la cluse du Chéran), nous ordonnerons les marqueurs karstiques de l'englacement selon une grille altitudinale (partie II). Les éléments du réajustement karstique postglaciaire seront analysés (partie III) et un modèle d'évolution du secteur sera proposé (partie IV).

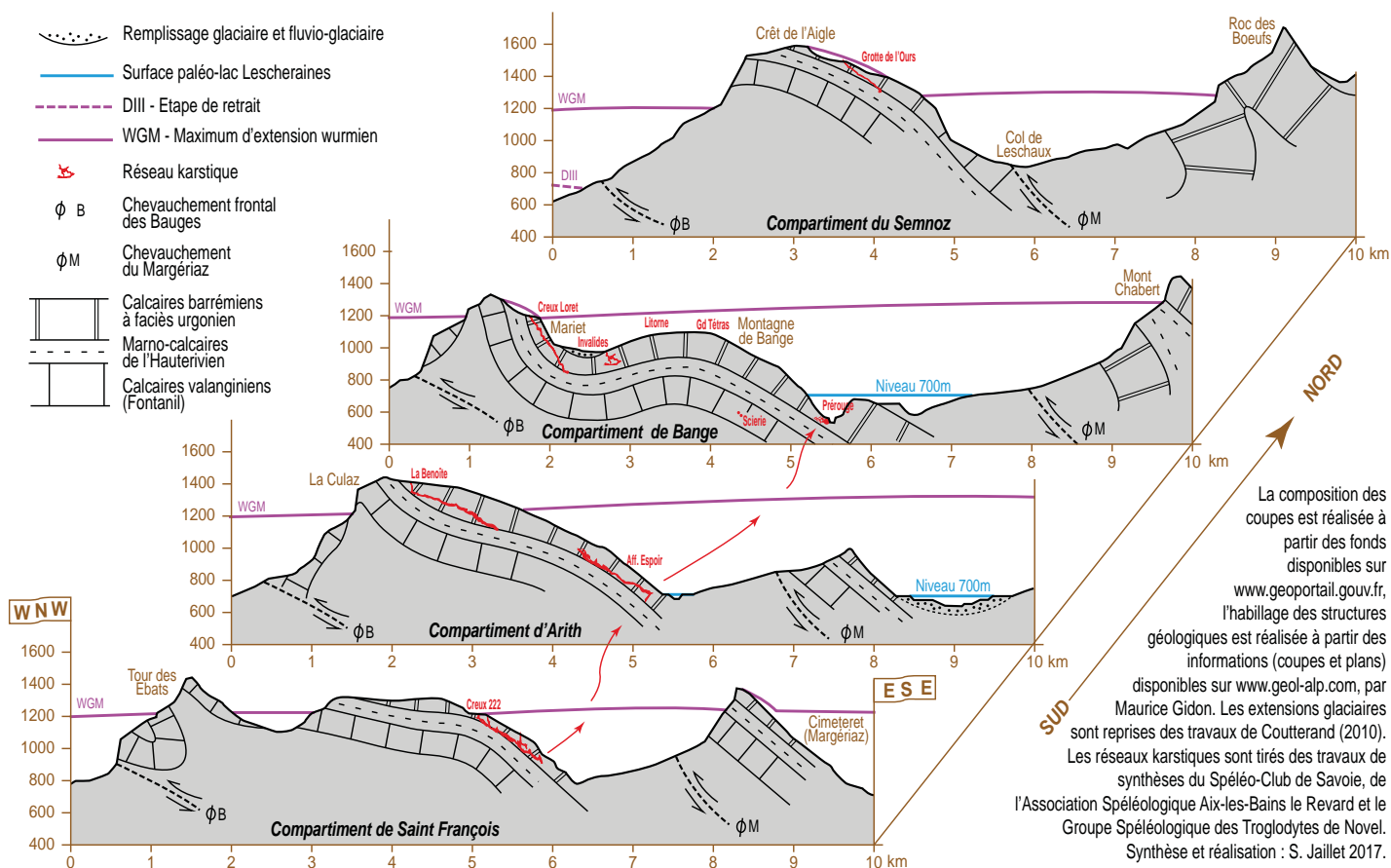


Figure 3 : Coupes synthétiques successives, du sud au nord, des ensembles géologiques de la bordure occidentale des Bauges. Les systèmes karstiques étudiés se développent essentiellement dans les ensembles carbonatés de l'Urgonien et ont subi l'influence de l'englacement maximal (WGM) et des épisodes fluvio-lacustres associés à la déglaciation.

Synthetic cross-sections of the western Bauges massif. Karstic systems are essentially developed inside the urgonian limestone and have been affected by the Würm Glacial Maximum (WGM) and the fluvio-lacustrine phases linked to deglaciation.

I. Le karst de la bordure occidentale des Bauges

Le karst se développe essentiellement dans les calcaires urgoniens et pour partie dans les calcaires valanginiens. Le relief est conforme et commandé ici par la structure anticlinale de la bordure occidentale des Bauges [LANSIGU et HOBLÉA, ce volume]. L'organisation des écoulements karstiques est structurée par ce canevas tectonique et par le niveau de base que constitue ici le Chéran.

A. Données géologiques et géomorphologiques

Le massif des Bauges appartient aux chaînes subalpines plissées. La partie occidentale, présentée ici, est essentiellement organisée à la faveur d'un important anticlinal : l'anticlinal Bange/Semnoz. Celui-ci est compliqué localement par le synclinal du Mariet, conséquence de l'anticlinal de rampe [HUGOT, 2012]. L'ensemble de cette structure chevauche et domine la dépression molassique de l'Albanais située plus de 1 000 m en contrebas, vers l'ouest [DOUDOUX et *al.*, 1982]. Le chevauchement frontal des Bauges marque la limite géologique entre les deux unités (figure 3). Vers l'est, le chevauchement du Margérian marque la limite orientale de cette unité géologique. Ce lourd anticlinal Bange/Semnoz commande un relief conforme typique. Le Semnoz, comme la montagne de Bange, est un mont, la cuvette du Mariet un val. Vers le sud, la structure se complexifie et les reliefs structuraux sont moins clairs.

Deux failles importantes et la vallée du Chéran séparent cette unité morpho-structurale en quatre compartiments distincts (figures 3 & 4). Au sud, le compartiment de Saint-François est une unité pentée vers l'est. La dalle calcaire urgonienne proprement dite y accueille un réseau exploré récemment : le creux 222 [COLLECTIF ASAR, 2018]. Cette unité est limitée au nord par la faille de Prépoulain. Celle-ci est un décrochement dextre orienté est-ouest marqué dans le paysage par un escarpement de ligne de faille caractéristique (figure 4). Au nord de cette faille, le compartiment d'Arith (appelé parfois dalle de Prépoulain) offre une surface structurale pentée vers l'est et dans laquelle se développe une part importante du réseau de Préroutge (branche dite Prépoulain ou Hésperides). Cette unité est limitée au nord par la faille de Montagny. Celle-ci, comme la faille de Prépoulain, est un décrochement dextre orienté WSW-ENE marqué aussi dans le paysage par un important escarpement. Au droit de cette faille se développe la fameuse salle Fitoja. Cette faille est la limite sud du troisième compartiment structural présenté ici : le compartiment de Bange (figures 3 & 4), caractérisé par l'anticlinal

de Bange et le synclinal du Mariet qui commande un relief structural magnifique. C'est dans cet ensemble que se développe une partie importante du réseau de Préroutge (branche de Bange ou des Argonautes). Le synclinal du Mariet n'est pas reconnu au sud, décalé d'une part par le décrochement de Montagny et surtout évasé par une terminaison péri-synclinale identifiable dans le compartiment d'Arith (figure 3). C'est dans ces deux compartiments de Bange et d'Arith que le développement spéléologique est maximal.

Au nord, la vallée du Chéran recoupe la structure anticlinale Semnoz/Bange en une cluse éloquente de 6 km de long et de 1,4 km de large dans sa zone étroite. Au nord de cette cluse se développe le compartiment du Semnoz (figures 3 & 4). Comme précédemment, le vaste anticlinal structure le relief et c'est sur le flanc oriental, le mieux conservé que se développent des cavités comme la grotte de l'Ours ou le gouffre Germinal.

Les données structurales commandent ainsi la nature des reliefs et la géométrie des compartiments calcaires dans lesquels se développent les réseaux souterrains. Les écoulements karstiques obéissent à cette organisation avec quelques complexités locales.

B. Une organisation des écoulements souterrains

L'organisation hydrogéologique est structurée de part et d'autre de la cluse du Chéran en deux systèmes principaux dans les calcaires urgoniens et un système dans les calcaires valanginiens. Étudiées dès les années 1970 [LEPILLER, 1976; Lemordant, 1977], on estime aujourd'hui que ces unités se caractérisent ainsi [DENAVIT, 2005; HOBLÉA, 1999 et 2013] :

(i) **Système des Eaux mortes.** Il sourd à l'étiage à 600 m NGF au Nant de la Combe et en crue à 650 m NGF à la grotte des Eaux Mortes. Il draine les calcaires urgoniens de la rive droite du Chéran. Le bassin d'alimentation karstique est estimé à 12,3 km²;

(ii) **Système de Préroutge.** Il sourd à 577 m à la source du Moulin et à la grotte de Préroutge (580 m NGF) en crue. Il draine les calcaires urgoniens de la rive gauche du Chéran. Le bassin d'alimentation karstique est estimé à 20,7 km².

(iii) **Système de Bourbouillon.** Il sourd au Pont de l'Île (555 m NGF) et à Bourbouillon (556 m NGF). Il draine les calcaires valanginiens de la rive gauche du Chéran et, nous allons le voir, une partie des calcaires urgoniens de cette même rive. Le bassin d'alimentation karstique est estimé à 34,3 km².

En rive droite, le système Bange/Eaux Mortes est essentiellement connu par le réseau de la

grotte de Bange (5 km) (à ne pas confondre avec la montagne de Bange qui se présente en face, en rive gauche). Les développements spéléologiques sont essentiellement reconnus par exploration en plongée ou en post-siphon [GROUPES D'ÉTUDES HYDROLOGIQUES DU SEMNOZ, 1984]. Étudié pour l'hydrogéologie dès les années 1970 [LEPILLER, 1976 et 1980; MATHEVET, 2002; MATHEVET et al., 2004 et 2008], le système est l'objet d'explorations récentes [LANET, 2013]. Des écoulements en zone noyée et épinoyée y sont identifiés. Sur le plateau, aucune cavité à développement vertical, provenant du Semnoz ne jonctionne avec l'aval du système malgré les explorations importantes menées depuis la fin des années 1960 [COLLECTIF, 2011]. Plus récemment, l'exploration du gouffre Germinal est venue compléter la connaissance du secteur [MANIGLIER et LESAULNIER, 2015]. Le collecteur du système se développe sur deux niveaux, l'un calé à la côte de la grotte des Eaux Mortes et l'autre une quarantaine de mètres en contre-haut, calé au niveau de l'entrée sud de la grotte de Bange. Notons qu'il existe aussi coté Prérouge un dispositif similaire avec une dénivellation importante entre le S10 perché et le S9 situé en contrebas de 70 m environ. Nous y reviendrons.

En rive gauche, le système Prérouge/Prépoulain est en quelque sorte le « karst symétrique » du système Bange/Eaux Mortes, mais bien plus complexe et bien plus important en développement. Il est intégralement organisé sur deux compartiments urgoniens à pendage est (figure 3), vers la vallée du Chéran et la dépression de Lescheraines [HOBLÉA, 1999; JAILLET, 2013]. Le panneau Prépoulain avec les cavités de la Benoite et du Goliath, mais aussi la branche Hespérides de Prérouge constitue une unité importante. Le panneau de

la montagne de Bange avec les cavités de la Li-torne, du Pic Noir, des Invalides et du Grand Tétraz constitue l'autre branche, plus au nord (figure 4). Ces deux unités sont, on l'a dit, séparées par la faille de Montagny, important accident affectant l'anticlinal Bange/Semnoz. Ces deux ensembles hydrographiques souterrains hiérarchisés confluent à l'aval de la salle Fitoja pour rejoindre l'exutoire du système: la grotte de Prérouge. Une grande partie des écoulements provient de l'alimentation par infiltration dans les fissures du lapiaz (montagne de Bange et bois de Prépoulain), tandis que sur les amonts extrêmes du système, on note une alimentation par des pertes (Reguéraz, Benoite...) ce qui confère à ce karst un caractère binaire [HOBLÉA, 1999]. Le passage de la faille et de la salle de Fitoja mérite attention. En effet, le décrochement affecte une série plissée. De fait, le décrochement, faille à composante horizontale, met en connexion les séries calcaires de chacun des deux compartiments (figure 6). Il se produit alors un phénomène étonnant de « croisement hydrogéologique » assez rare dans la nature (figure 4). En effet, les eaux qui s'infiltrent dans les calcaires urgoniens du compartiment de Bange, cherchent à rejoindre la base de ces calcaires et filent vers le sud (direction générale qu'imposent le pendage et la gouttière du synclinal du Mariet). Ces écoulements souterrains butent sur la faille de Montagny qui met localement en contact les marno-calcaires de l'Hauterivien (compartiment de Bange au nord) et les calcaires urgoniens (compartiment de Prépoulain au sud). Les eaux profitent de ce contact pour passer dans le compartiment le plus au sud et continuent ainsi leur cheminement, toujours dans les calcaires urgoniens, en direction de la grotte-émergence

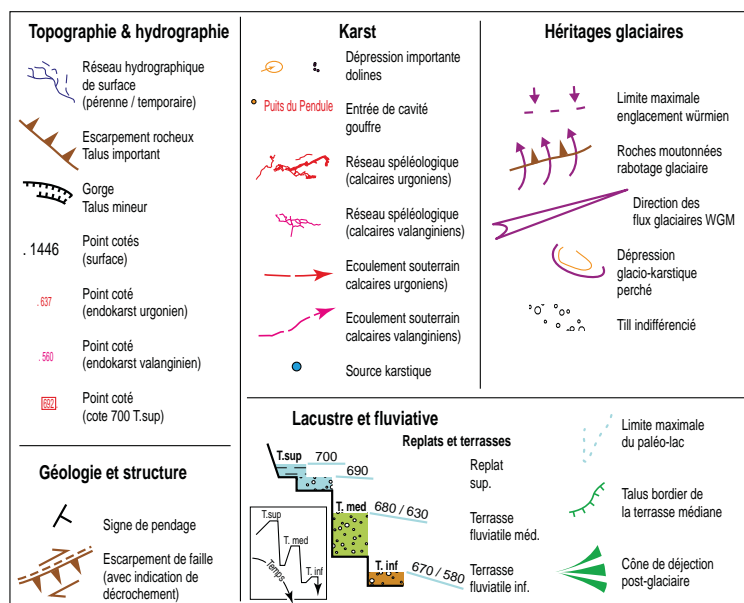


Figure 5 : Légende de la carte de synthèse (fig. 4).
Synthetic map legend (fig. 4)

Figure 4 : Carte de synthèse du secteur étudié, présentant notamment le relief, les morphologies structurales et glaciaires, les réseaux karstiques et les replats fluvio-lacustres. Voir légende figure suivante. Le fond raster en niveau de gris provient du modèle numérique de terrain de l'IGN. Les réseaux hydrographiques sont reproduits à partir de la carte IGN 1/25 000. Les pendages, les failles et les limites des dépôts glaciaires sont repris de la carte géologique 1/50 000. Les limites d'englacement proviennent des cartographies de Coutterand [2010]. La topographie du système Eaux Mortes est celle synthétisée par Olivier Lanet [2013]. Le système de la Benoite et les cavités de la montagne de Bange sont repris de la synthèse de Denys Bourgeois [Spéleo-Club de Savoie, 2011], complété pour le post S10 par les données de S. Lips et M. Tessanne. Le pointage des cavités sur Bange/Prépoulain est repris de la synthèse de G. & M. Yoccoz [1991]. Le pointage des cavités sur Semnoz est repris de Speleo-Drack [COLLECTIF, 1971]. La grotte de l'Ours et Germinal sont repris des publications du GSTN [1986 et MANIGLIER & LESAULNIER, 2015]. Le creux 222 est repris des données de l'ASAR [2018].

Synthetic map of the studied sector. Topography, structural and glacier morphologies, karstic systems, fluvial and lake deposits can be seen on the maps. Raster shaded map comes from IGN Digital Elevation Model (DEM), hydrographical systems come from IGN 1/25 000 geographical map, structural and geological data come from 1/50 000 BRGM geological map. Englacing limits come from Coutterand [2010] cartographies. Eau-Morte system topography: Olivier Lanet [2013]. Benoite system, Bange system: Denys Bourgeois [SPELEO-CLUB DE SAVOIE, 2011]. Post S10 data: Lips and Tessanne. Bange/Prépoulain geolocalisation: G. & M. Yoccoz [1991]. Semnoz caves geolocalisation: Speleo-Drack [1971]. Ours and Germinal caves: GSTN publication [1986 and 2015]. Creux 222: ASAR data [2018].

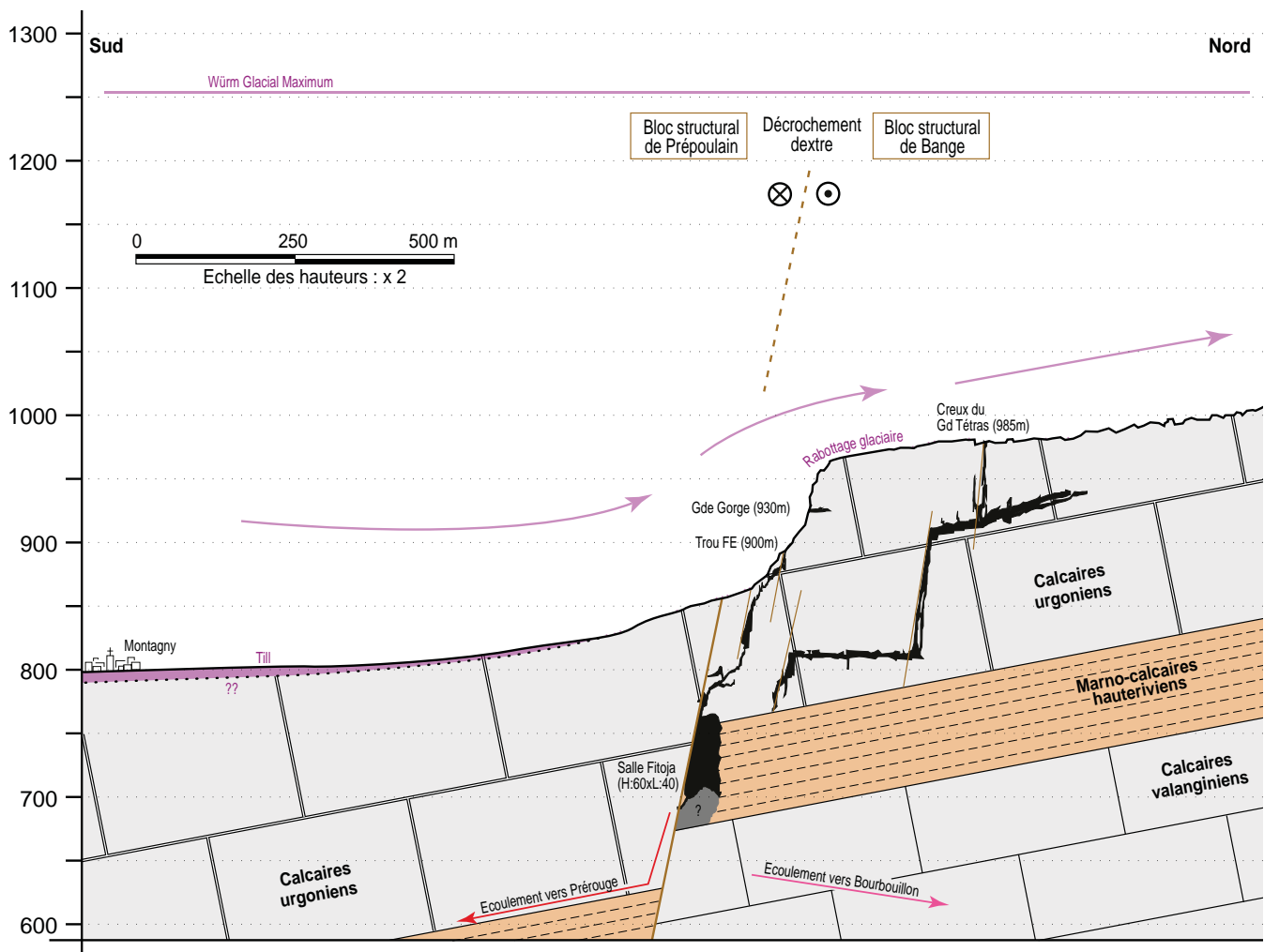


Figure 6 : La faille de Montagny est un important dérochement dextre séparant le compartiment de Bange du compartiment de Prépoulain. La structure étant plissée, les ensembles calcaires urgonien et valangien se retrouvent en contact. La totalité des écoulements de l'ensemble Mariet/Bange franchit cette faille au droit de la salle de Fitoja dont les dimensions s'expliquent par l'affouillement des marno-calcaires de l'Hauterivien. À l'inverse, plus à l'ouest de la coupe présentée ici, des écoulements dans les calcaires urgoniens de la dalle de Prépoulain se perdent dans les calcaires valanginiens et rejoignent le système de Bourbouillon. Coupe réalisée à partir des données de la carte géologique [GIDON et al., 1970] et des topographies spéléologiques de Fantoli [1982], CDS 73 [1993], Nant [2016] et Siegel [2016].

Montagny fault is a major dexter detachment separating Bange bloc from Prépoulain bloc. The folded structure and the urgonian and valanginian limestone are put into contact by the fault. The entire hydrographic system of the Mariet depression goes through that fault near the huge Fitoja room. On the western part of the cut, water flow goes from urgonian limestone to valanginian one (Bourbouillon system). That cross-section was made using geological data [GIDON et al., 1970], speleological data from Fantoli [1982], CDS73 [1993], Nant [2016] and Siegel [2016].

de Prérrouge. Ces eaux proviennent essentiellement des écoulements souterrains de la cuvette du Mariet (figure 4) et du flanc sud de la montagne de Bange avec comme cavité importante le Grand Tétrás [FANTOLI, 1982 et 1986]. Ce faisant, au passage de la faille, un formidable affouillement est rendu possible (figure 6). Cet affouillement affecte les marno-calcaires de l'Hauterivien et explique la genèse de la plus grande salle souterraine de Savoie, la salle Fitoja, explorée en 1980 depuis le creux de la Litorne [NANT, 2016]. La découverte et l'exploration du gouffre FE (Fitoja Express) autorisent aujourd'hui un accès plus aisé [SIÉGEL, 2016]. Ainsi la totalité des écoulements du compartiment septentrional passe au sud, par cette faille et au droit de la salle Fitoja. Aux dimensions importantes de cette salle (largeur: 40 m, hauteur: 60 m, longueur: 400 m), s'oppose le gabarit modeste des conduits qui engouffrent les eaux à l'aval. Celles-ci s'enfoncent sous la salle, contre la faille, dans un secteur très éboulé et

passent par un secteur de gabarit métrique tout au plus.

Plus à l'ouest, le phénomène inverse se produit. Des écoulements souterrains du compartiment méridional (Prépoulain) passent dans le compartiment septentrional (Bange). En effet, des colorations injectées dans des pertes au contact des calcaires urgoniens et des marno-calcaires hauteriviens résergent dans les calcaires valanginiens, à la source de Bourbouillon, dans la vallée du Chéran (figure 4). C'est le cas des pertes du secteur Creusates, Teppe de la Cha [LEMORDANT, 1977; NAJIB, 2000] ou de la perte de la Benoite [LEPILLER, in CDS 73, 1993]. La faille de Montagny, met en effet en contact les calcaires urgoniens du compartiment de Prépoulain avec les calcaires valanginiens du compartiment de Bange et autorise ainsi cette connexion étonnante (figure 6). Ainsi une partie des écoulements du compartiment de Prépoulain échappe au système de Prérrouge, au moins à l'étiage et rejoint les calcaires

valanginiens et le collecteur de Bourbouillon, à la faveur de la faille de Montagny [LEPILLER, *in* CDS, 1993; HOBLÉA, 1999 et 2013; HOBLÉA *et al.*, 2008], Pourtant, spéléologiquement, les creux de la Benoite et du Goliath sont des cavités connectées à la grotte de Prérouge et se développent entièrement dans les calcaires urgoniens. Sur la figure 4, on distingue les réseaux spéléologiques appartenant aux calcaires urgoniens (en rouge) des réseaux spéléologiques des calcaires valanginiens (en rose). De même, les écoulements karstiques rejoignant un exutoire dans l'Urgonien (Prérouge) sont indiqués en flèche rouge alors que les écoulements rejoignant un exutoire dans le Valanginien (Bourbouillon) sont indiqués en flèche rose (figure 5). Ainsi, les réseaux Benoite/Goliath sont représentés en rouge mais avec des flèches roses (figure 4).

L'ensemble des trois systèmes karstiques présentés ici drainent vers la cluse du Chéran les calcaires urgoniens et valanginiens de la bordure occidentale des Bauges. La complexité des compartiments structuraux et des pendages guidant ces écoulements et les contacts par faille rendent délicate la délimitation des unités hydrogéologiques et sans doute en ce domaine des travaux complémentaires restent à conduire.

C. Les héritages glaciaires dans les Bauges

En position centrale dans la diffluence iséroise du dernier maximum würmien, le massif des Bauges occupe une place stratégique pour étudier l'englacement alpin. En effet, Coutterand [2010] a pu démontrer, par des analyses de minéraux lourds et des reconnaissances pétrographiques de blocs erratiques, que la totalité des

glaces allochtones transitant au nord, au sud et au sein du massif des Bauges était alimentée par les flux isérois (figure 1). À ce titre, et dans la mesure où le massif subalpin des Bauges est sédimentaire, tout dépôt originaire des Alpes internes signe potentiellement une invasion glaciaire. Dans la mesure où le massif est ceinturé de crêtes et de cols aux altitudes connues, ces cols constituent des seuils permettant ou non l'invasion glaciaire selon l'altitude du glacier isérois.

Coutterand [2010] distingue deux interprétations dans la littérature: des auteurs partisans de puissantes diffluences alpines et des auteurs partisans de diffluences limitées. Perrier [1960] considère que la vallée du Noyer, située au nord du col de Plainpalais (1 173 m), aurait été le siège d'une diffluence du glacier alpin à l'intérieur des Bauges (figure 7). De même Gidon *et al.* [1969] remarque la présence d'une moraine fraîche, avec blocs cristallins, entre 1 250 et 1 280 m d'altitude sous la Tour des Ébats au Revard (figure 3). Pour Zamolo [1980], les glaces « alpines » würmiennes ont atteint dans la région de Chambéry une altitude maximale « proche de 1 200 m » ce qui « implique un débordement du glacier par les cols du Marocaz et des Prés », confirmé par des moraines à éléments cristallins au col des Prés (1 135 m) (figure 7). Dans les Bauges orientales, des placages morainiques à plus de 15 % d'éléments alpins ont été identifiés jusqu'à 1 200 mètres d'altitude [DURAND, 1988; DUSSEAU, 1992]. BEAUDEVIN [2001] envisage dans sa reconstitution paléogéographique du bassin de l'Isère que la surface du glacier würmien a pu atteindre l'altitude de 1 750-1 800 m sur Albertville. Selon Dusseau, si les dépôts contemporains de cette diffluence iséroise par la très haute vallée du Chéran ne sont plus visibles, c'est parce qu'ils ont été entièrement repris par

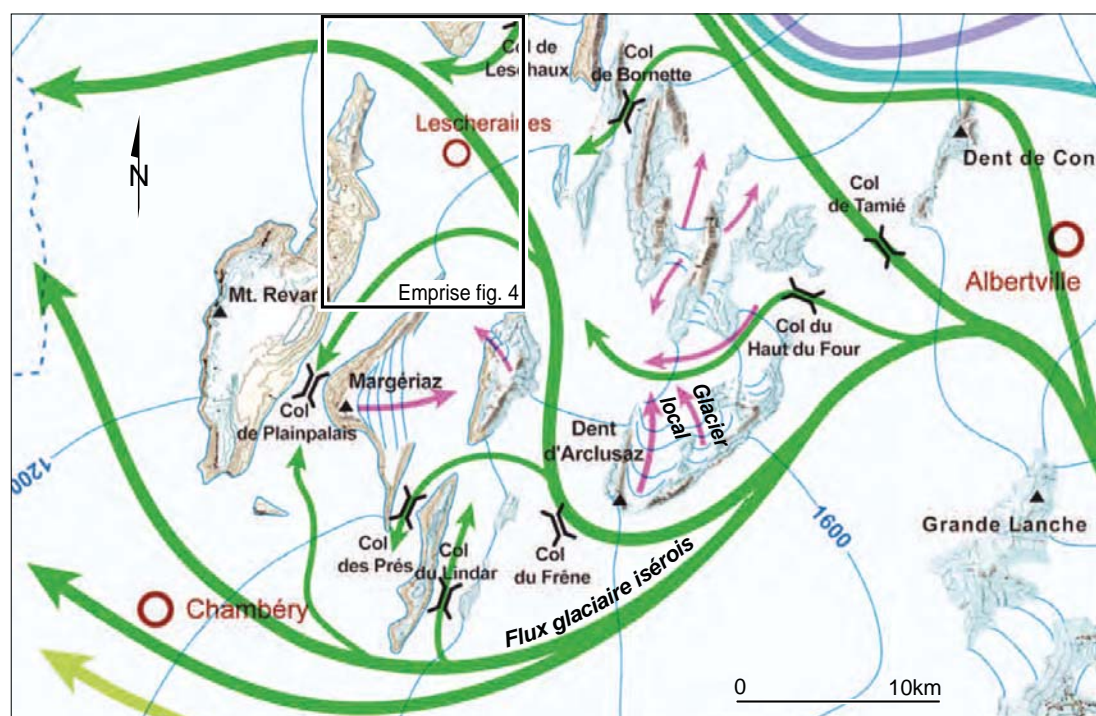


Figure 7 : Transfluences et diffluences du glacier isérois au WGM, dans le massif des Bauges, par les cols méridionaux, d'après les données de Nicoud [1973], Hobléa [1986], Dusseau [1992] et Doudoux *et al.* [1999]. Compléments et synthèse, Coutterand [2010]. *Transfluences and diffluences of the Isère glacier that invade the Bauges massif by low mountain passes during the WGM phase. Data from Revil [1913], Nicoud [1973], Hobléa [1986], Dusseau [1992] and Doudoux *et al.*, [1999]. Synthesis and adds: Coutterand [2010].*

le glacier local du haut Chéran au Würm récent. Seul un témoin aurait été conservé à 990 m d'altitude au lieu-dit les Jarses, révélé par l'ouverture de la piste menant dans le val d'Arclusaz au début des années 1990.

D'autres auteurs sont partisans de diffusions limitées des glaciers alpins. Nicoud [1973] parle des dépôts alpins würmiens issus du col du Frêne (950 m) (figure 2 & 8), la glace alpine n'ayant pas dépassé selon lui, les 1 100 m d'altitude. Pour Doudoux et *al.* [1998] et Nicoud et *al.* [1993] les glaciers « alpins » sont restés, au cours de la dernière glaciation, cantonnés dans les vallées

périphériques: vallée de l'Isère, cluse d'Annecy. De ce fait, l'intérieur du massif des Bauges aurait connu uniquement une glaciation würmienne autochtone. Les glaciers locaux, tels ceux du haut Chéran, sont estimés comme « relativement puissants ». Seules, deux langues de glace alpines (glacier de l'Arve?) auraient pénétré dans les Bauges occidentales, via le col de Leschaux (897 m) au-dessus du bassin annécien, et dans la basse vallée du Chéran depuis l'Albanais (figure 7). Ici les auteurs n'ont pris en compte que des éléments de la déglaciation finale.

II. Les marqueurs karstiques des invasions glaciaires

Fort de ces éléments, on comprend combien il semble opportun de rechercher dans les Bauges, les marques de ces différentes invasions et phases glaciaires. Ces éléments, recherchés dans la bordure occidentale des Bauges s'expriment sous la forme de morphologies de surface (figure 9) et souterraines, mais aussi de dépôts.

A. La dépression glaciokarstique du Mariet

Vers 1 000 m NGF, la dépression du Mariet compte parmi les plus vastes dépressions topographiques en contexte calcaire des Préalpes françaises. D'une largeur de moins d'un kilomètre d'est en ouest, elle s'étend sur une longueur d'environ deux kilomètres du nord au sud. La surface du bassin-versant endoréique est évaluée à 6,5 km², c'est-à-dire environ un tiers de la surface du bassin d'alimentation de Prérouge, et donc la quasi-totalité du compartiment structural de Bange, au nord de la faille de Montagny. L'intérêt de cette dépression, est qu'elle conserve entre 1 500 et 1 000 m NGF les formes et les dépôts associés autant aux héritages glaciaires qu'à la dynamique karstique.

Vers 1 500 m NGF, au sommet du versant occidental de la cuvette, on identifie une série de dépressions perchées, semi-circulaires, de quelques centaines de mètres d'extension et qui pourraient constituer d'anciens cirques glaciaires (figure 10). Bien que les indices de terrain restent indigents (rabotage glaciaire inexistant du fait de la lithologie, moraine frontale non identifiée), la géométrie des formes et leur raccordement à l'altitude maximale du dernier maximum würmien (WGM), milite en ce sens. Ces dépressions perchées se développent dans les marno-calcaires de l'Hauterivien, sous les calcaires urgoniens, la série présentant ici un pendage est, de l'ordre de 30°. Le drainage actuel de ces dépressions est assuré, vers l'est, par des écoulements sporadiques sur ces marno-calcaires. Au contact des calcaires

sus-jacents, ces écoulements se perdent pour rejoindre le système karstique de Prérouge, 1 000 m plus bas. Dans un cas uniquement, une cavité a pu être explorée: le Creux du Loret. D'un développement de 2 410 m et d'une profondeur de 434 m [Yoccoz et Yoccoz, 1988], le gouffre s'organise à l'aval de la perte selon la direction du pendage. Il est possible, mais non démontré pour l'heure, que cette cavité ait été active lors de la phase glaciaire et qu'elle ait drainé, pour partie, les écoulements s'organisant sous le (ou au front du) glacier perché.

Les deux versants est et ouest de la cuvette présentent des surfaces structurales dégradées, en partie démantelées par le rabotage glaciaire et la dissolution des calcaires en surface. Sur une dénivellation de l'ordre de 300 m, ces deux versants raccordent les points hauts aux points bas de la dépression avec un cortège de morphologies karstiques de surface éloquentes: lapiaz nu, lapiaz sous couvert forestier, karst à banquettes, banquettes karstiques avec blocs déplacés, ruelles karstiques démantelées (figure 10). Ces dernières peuvent parfois être rattachées à des conduits spéléologiques rabotés dont il ne subsisterait que la semelle des tronçons déconnectés. C'est le cas par exemple du conduit principal du creux de la Pierre du Frère, sous la montagne de Bange. Dans d'autres cas plus spectaculaires, ce sont de véritables sillons sous glaciaires aujourd'hui remodelés en ruelles karstiques qui sont identifiés, ici dans la partie nord et la partie sud de la cuvette (figure 10). Ces ruelles comblées d'un placage de matériel allochtone témoignent de l'invasion glaciaire iséroise dans la cuvette.

Vers 1 000 m NGF, dans la partie orientale de la cuvette, s'étend un replat karstique très démantelé. Sur le terrain, il ne s'agit que d'un ensemble de lapiés sous forêt, plus ou moins empâtés par des dépôts détritiques. Ceux-ci peuvent être d'origine glaciaire (allochtone) ou être le produit d'altération des calcaires urgoniens. Cette surface mal conservée n'en constitue pas moins un replat plus ou moins continu, difficile à suivre sur

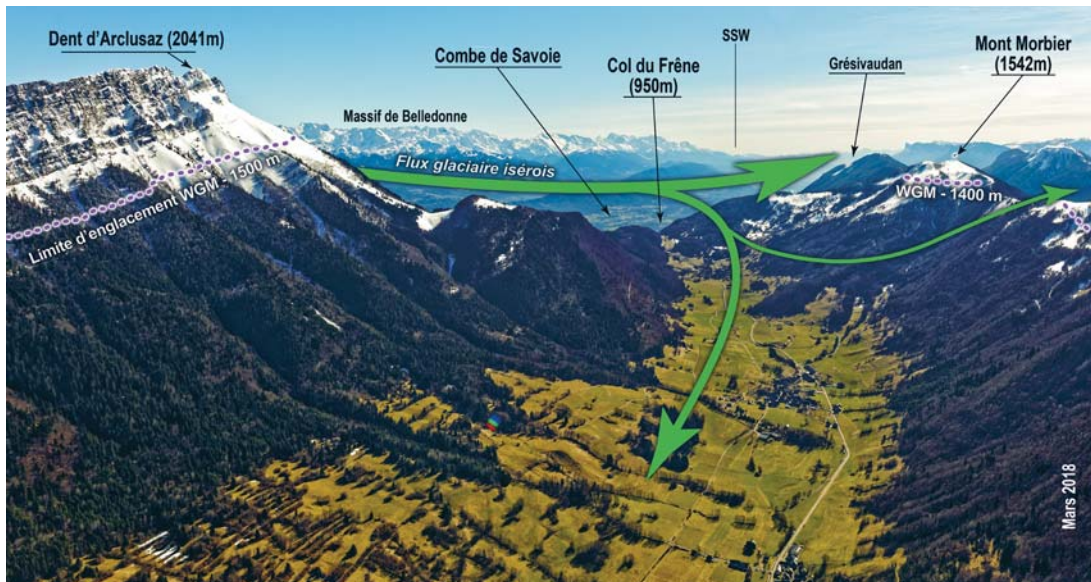


Figure 8 : La transfluence du col du Frêne permet au glacier isérois (dans la Combe de Savoie) de déborder dans les Bauges (ici le tronçon de vallée de Sainte Reine à Ecole). Pour autant les dépôts glaciaires alloctones restent difficiles à identifier, recouverts par les formations de pente postglaciaires. Limite d'englacement WGM, d'après Cutterand, 2010. Photo S. Jaillet. *The transfluence of the Frêne pass allows the Isérois glacier (from the Combe de Savoie) to overflow into the Bauges (here the stretch of valley from Sainte Reine to Ecole). Nonetheless, allocthonous glacial deposits remain difficult to identify, covered by postglacial slope formations. WGM limit, after Cutterand, 2010.*

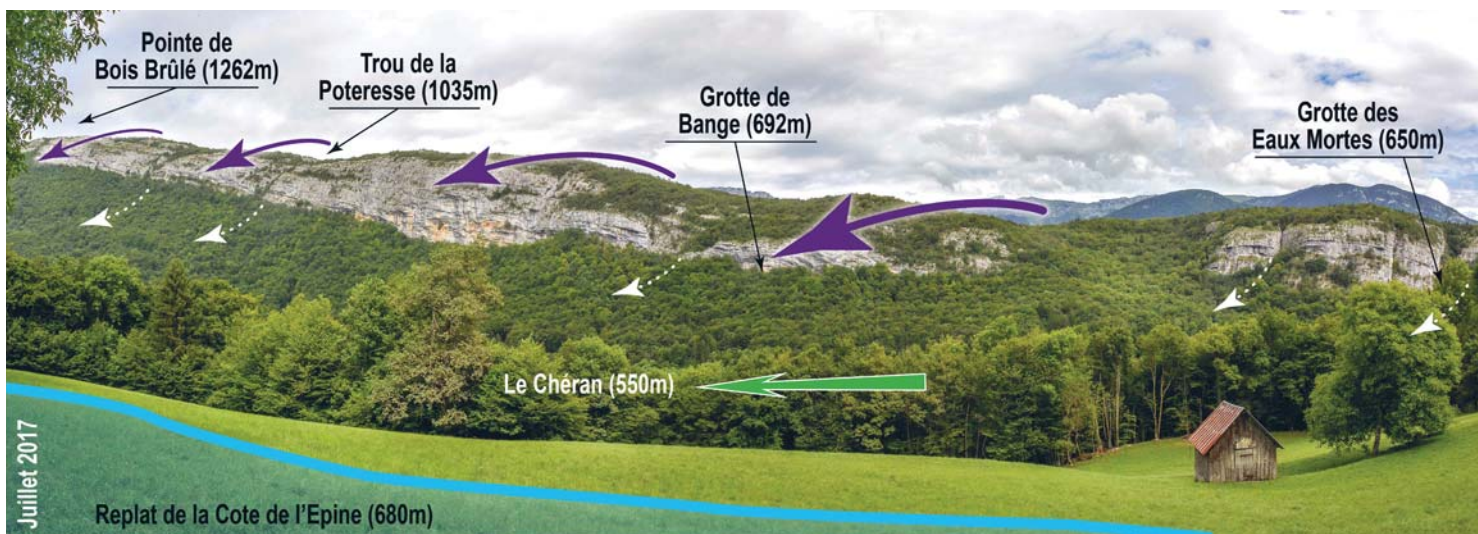


Figure 9 : La rive droite de la cuse du Chéran présente des morphologies de rabotage glaciaire éloquentes. Ces formes moutonnées affectent les surfaces calcaires jusque vers 1300 m d'altitude. À la faveur d'accident structuraux, on note une série de sillons sous-glaciaires (flèches pointillées blanches). Au pied de l'escarpement urgonien, au toit des marmo-calcaires de l'Hauterivien, se développent les grottes de Bange et de l'Eau-Mortes. Photo S. Jaillet. *The right side of the cuse du Chéran reveals glacier abrasion morphologies which can be seen on the limestone surfaces near 1300 m a.s.l. Near the tectonic marks, subglacial incisions are visible in the landscape. The Bange and Eau-Morte springs are located at the bottom of the urgonian limestone cliff.*

le terrain, mais qui est reconnaissable, sur MNT ou carte détaillée. Cette surface est très karstifiée et plusieurs cavités ont pu y être explorées. Sans preuve formelle, il serait possible de rattacher cette géométrie à un paléo-poljé. Il correspondrait alors à un paléo-fonctionnement de la dépression, à une époque ancienne, possiblement préglaciaire.

Le cœur de la cuvette est, entre 985 et 1 050 m NGF, un espace où se concentrent les dépôts imperméables et où de fait, s'organisent les écoulements de surface (figure 10). C'est dans ce secteur que se concentrent les activités agricoles et les chalets d'alpage. La cartographie détaillée permet de montrer l'existence de replats étagés au sein de cette cuvette. Ils s'organisent en 3 ensembles principaux: (i) un ensemble supérieur, dans la partie occidentale et se développant vers 1 030 m NGF, (ii) un ensemble médian, dans la partie centrale vers 1 015 m NGF et enfin un ensemble inférieur, vers 1 000 m NGF. Vers 985 m NGF, dans la partie orientale du cœur de la dépression, le fond de la cuvette constitue une zone humide. L'ensemble de cet espace constitue un ombilic glaciaire d'environ 400 à 500 m de large

et d'un kilomètre de long. Les dépôts identifiés en surface vont des argiles aux blocs, ces derniers pouvant être métriques, et se concentrent dans les points bas de la cuvette. Le réseau hydrographique est orienté d'ouest en est. En partie anthropisé sur certains tronçons, il rejoint une vingtaine de pertes et dolines alignées sur un axe nord sud sur une distance de 650 m.

Des profils tomographiques [JAILLET et al., soumis] ont permis de mieux contraindre la géométrie du corps sédimentaire qui occupe la dépression. Le cœur de la dépression accuse une accumulation importante plus épaisse au nord qu'au sud. Au nord, elle doit atteindre une soixantaine de mètres et au sud, une trentaine de mètres au maximum. En l'absence de forage, il est difficile d'identifier les types de matériaux constituant ce remplissage et considérons ici l'ensemble comme un remplissage glaciaire et postglaciaire indifférencié. Cependant, eu égard à la cartographie réalisée en surface et aux résultats des profils ERT, il pourrait être possible, à terme, de distinguer les unités glaciaires des unités postglaciaires [JAILLET et al., soumis].

Sous la cuvette du Mariet, les formes souter-

raines prennent le relais et sont marquées à la fois par des dynamiques strictement karstiques et des influences glaciaires.

B. Deux cavités ayant enregistré les invasions glaciaires dans la cuvette du Mariet

Au droit de la cuvette, les cavités se développent à partir des pertes décrites précédemment. Si, d'un point de vue spéléologique, il ne s'agit que de deux cavités connues (trou des Casses et gouffre des Invalides), d'un point de vue karstique, à chaque doline ou perte, correspond bel et bien un drain qui rejoint un collecteur plus important (figure 10). D'ailleurs, l'exploration spéléologique du gouffre des Invalides permet de remonter les affluents depuis le drain collecteur et ceux-ci buttent sous les dolines, ou à proximité immédiate. Plus au sud, le trou des Moines est un puits effondré (tronqué), recoupant un méandre. Il est pour l'heure, non connecté à ce système de dolines. Ces cavités présentent toutes un dispositif de drainage original. Elles se développent d'abord vers le nord puis les écoulements oblique et repartent en direction du sud vers la faille de Montagny et ensuite le système de Prérouge (figure 4). Dans la partie méridionale de la dépression du Mariet, ce sont des méandres spéléologiques, c'est-à-dire des galeries généralement étroites et hautes avec écoulements à surface libre et incision fluviale linéaire dans la masse calcaire. Ces méandres se développent entre 950 et 800 m d'altitude environ. Deux cavités principales ont été explorées et ont permis

de reconnaître plusieurs kilomètres de conduits souterrains : les creux de la Litorne et du Pic Noir [CDS 73, 1993]. Ces deux cavités rejoignent le collecteur principal des Etiornaux. Celui-ci franchit la faille de Montagny (figure 6), générant la salle Fitoja à 700 m NGF. Enfin, les écoulements rejoignent le système épinoyé de Prérouge et l'exutoire du système à 580 m NGF.

À 983 m NGF, au nord du lac du Mariet, s'ouvre le trou des Casses (figure 10). L'entrée est un effondrement de quelques mètres de diamètre recoupant un méandre spéléologique s'écoulant d'est en ouest. Le conduit s'enfonce sous la dépression du Mariet en suivant le pendage (ici de l'ordre 30°) vers l'ouest. Des nappes de galets injectés dans le karst sont reconnues dans le conduit. Ces nappes sont elles-mêmes recouvertes par une séquence argilo-limoneuse possiblement varvée. En deux endroits du réseau, ces dépôts détritiques scellent des dépôts chimiques (concrétions ou coulées stalagmitiques). Ils sont attribués à des phases glaciaires [MUGNIER, 1965 ; HOBLÉA, 1999]. La coupe 1 est identifiée au droit du carrefour principal de la cavité (figures 11 & 12). Le conduit (à 30 m de profondeur), provient possiblement d'une paléo-perte aujourd'hui scellée par le remplissage qui occupe la cuvette du Mariet. Cette coupe avait fait l'objet d'une datation par la méthode U-Th (alpha, CERAK, Mons) et avait donné un âge *ante quem* à ces dépôts détritiques de $65,8 \text{ ka} \pm 3,3$ [HOBLÉA, 1999]. Dans le contexte général des synthèses sur l'englacement alpin, cette unique date U-Th sur coulée stalagmitique revêtait un enjeu important et bien que jugée correcte, il paraissait nécessaire de la

Figure 10 : Carte géomorphologique à 1/10.000 de la dépression du Mariet. Le fond topographique est repris de la carte de course d'orientation (FFCO) et du MNT IGN 25 m, les contours géologiques de la carte géologique n° 701. Les réseaux karstiques et les entrées de cavités sont repris de la synthèse spéléologique du Comité départemental de spéléologie de la Savoie (CDS 73). La légende est inspirée de la RCP77.
Geomorphological map at 1/10,000 of the Mariet depression. The topographical background is taken from the Orienteering Map (FFCO) and the DEM IGN 25 m, the geological contours of the geological map n° 701. The karstic networks and the entrances of cavities are taken from the speleological synthesis of the CDS73. The legend is inspired by the RCP77.



Figure 11 : Dans le trou des Casses vers 30 mètres de profondeur, un conduit latéral est en connexion avec le fond du surcreusement glaciaire de l'ombilic du Mariet. Ce conduit a reçu des écoulements fluvio-glaciaires (sous ou postglaciaires) se traduisant par la pénétration de nappes de galets (1 & 3) encadrant ici un ensemble stalagmitique (2) datée 63-65 ka. Photo S. Jaillet.
Inside the Trou des Casses, at about 30 m depth, a lateral drain is connected with the bottom of the glacier digging of the Mariet depression. That drain has been filled with two fluvio-glacial deposits (shingles) that are sealed and separated by calcite deposits dated around 63-65 ka.

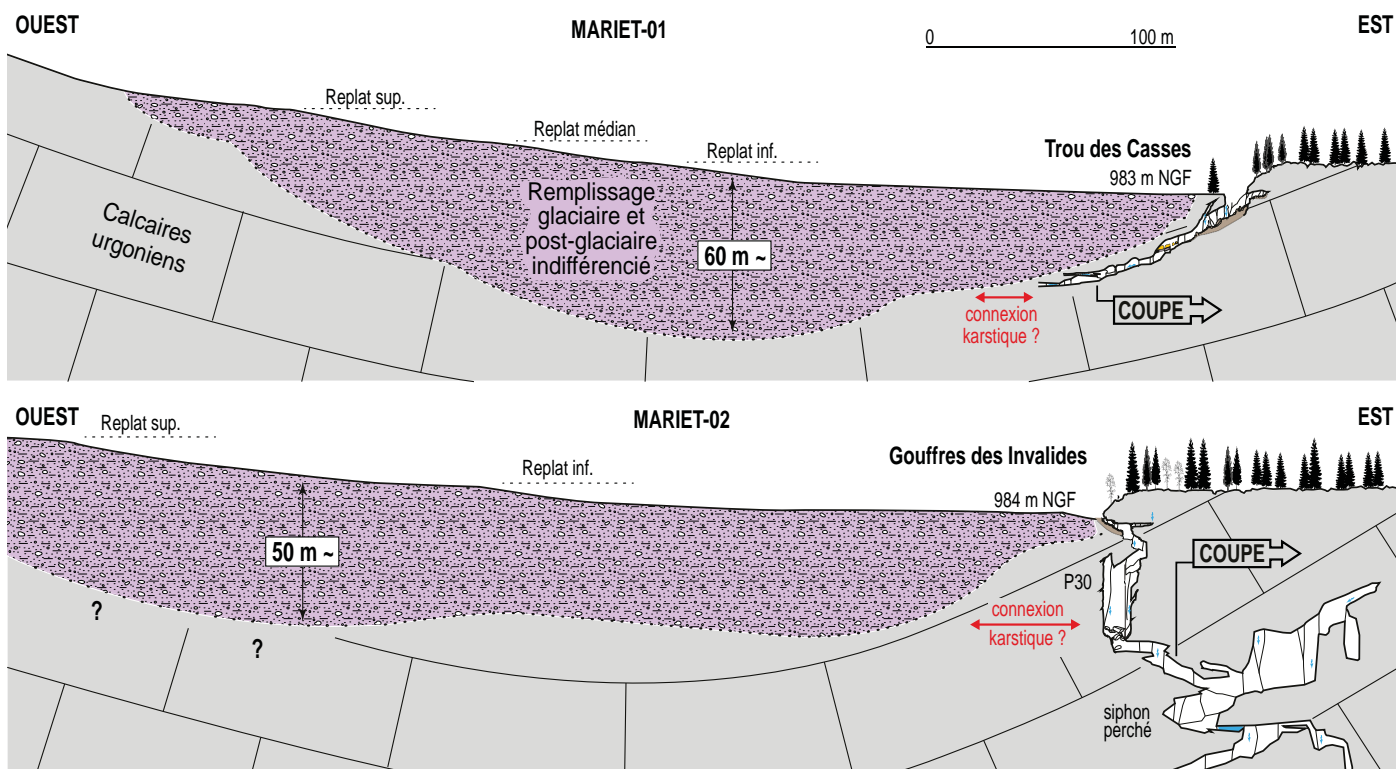


Figure 12 : Coupes est-ouest de l'ombilic glaciokarstique du Mariet, au droit du trou des Casses et du gouffre des Invalides. Deux coupes réalisées dans chacune des deux cavités permettent de montrer l'existence de nappes de galets encadrant des planchers stalagmitiques. Les planchers scellés par les galets sont datés ici < 44 ka et 65 ka. La morphologie du remplissage de la cuvette est déduite des profils ERT [JAILLET et al., soumis]. La topographie du gouffre des Invalides est reprise des données topographiques (Lips, Tessanne, Lesaulnier). *Est-West cross-sections of the Mariet depression, at the Trou des Casses level and at the gouffre des Invalides one. The two cross-sections reveal the shingle deposits sealed by calcite, dated from < 40 ka and 65 ka. The morphologies of the deposits inside the Mariet depression was deduced from the ERT profiles [JAILLET et al., submitted]. The topography of the gouffre des Invalides comes from topographical data (Lips, Tessanne, Lesaulnier).*

reprendre. Il s'agit d'une coulée stalagmitique, blanche compacte et finement laminée, scellant un dépôt détritique et scellée par une seconde nappe de galets. La première nappe est composée de galets centimétriques dans une matrice argilo-limoneuse. Le cortège des galets est clairement allochtone. La seconde nappe est composée de galets plus grossiers (décimétriques) avec un cortège paraissant plus autochtone (calcaires dominants). L'ensemble de cette coupe est trépané par les écoulements actuels. Deux échantillons de calcite ont été prélevés pour datations par la méthode U-Th (MC-ICPMS): l'un (CASS-2015-A) au droit du prélèvement des années 1990 (figure 11), en rive droite, qui a donné la date de $65,1 \pm 0,4$ ka, le second (CASS-2015-B) en rive gauche qui a donné deux âges de $63,6 \pm 0,5$ ka et $63,3 \pm 0,8$ ka [JAILLET et al., soumis] (les incertitudes sont données à 2 sigma). La qualité de la calcite, les résultats d'analyses corrects et les barres d'erreurs faibles donnent à ces âges un excellent niveau de fiabilité. En fond de méandre, une calcite corrodée et très détritique n'a pas pu faire l'objet d'une datation.

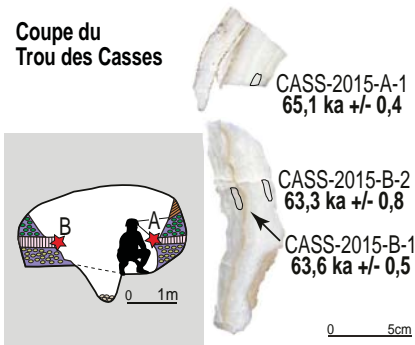
Découvert récemment, à 984 m NGF, le gouffre des Invalides (figure 12) est une cavité majeure de la cuvette du Mariet. À la faveur d'une désobstruction conduite dans une des dolines de l'alignement des dolines orientales, une série de puits, dont le principal d'une trentaine de mètres de hauteur, permet de prendre pied à -50 m dans un drain collecteur. Celui-ci, orienté vers le nord, reçoit des affluents correspondant aux différentes dolines et pertes et ceci jusqu'au trou des Casses 250 m plus au nord. Depuis la base des puits jusqu'au premier siphon, plusieurs dépôts détritiques, scellant ou scellés par des concrétions sont identifiés. La séquence des dépôts est

la suivante: (i) mise en place d'un plancher stalagmitique de fond de rivière souterraine sur une nappe de galets aujourd'hui absente; (ii) invasion par une nappe de galets très probablement fluvio-glaciaire et comprenant un cortège varié (les éléments centimétriques étant allochtones et les plus grands, décimétriques, étant autochtones); (iii) scellement de cette nappe de galets par un fin film stalagmitique ou une faible pénétration de calcite dans la partie supérieure de la nappe des galets; (iv) incision de l'ensemble des dépôts et surcreusement du drain collecteur. Il ne reste aujourd'hui plus que quelques éléments sporadiques de ces dépôts sous forme de placages pariétaux ou de planchers de galets suspendus. Seul le premier dépôt stalagmitique, le plus ancien, a fait l'objet d'une série de prélèvements (INV-2016-B-D-E). Tous ont donné des âges peu fiables [JAILLET et al., soumis], la calcite contenant trop de pollutions détritiques. Cependant, en prenant les âges non corrigés, il est possible de considérer ces résultats comme des âges maximaux. Les dates non corrigées obtenues sur cet ensemble stalagmitique sont respectivement d'amont en aval: 57,1 ka, 44,4 ka et 52,3 ka maxi (figure 12).

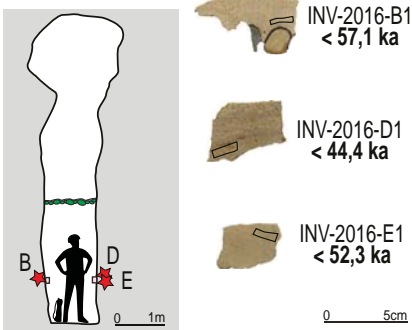
C. La grotte des Rochettes, une cavité ayant enregistré le flux glaciaire dans la cluse du Chéran

À 880 m NGF, en rive gauche de la cluse du Chéran s'ouvre la grotte des Rochettes (ou grotte de Balmétain) (figure 4). La cavité, de dimension modeste, s'ouvre au toit des calcaires du Valanginien. Une entrée étroite donne accès à un conduit pouvant atteindre localement 2 à 3 m de section. Il est rapidement comblé et une désobstruction

Coupe du Trou des Casses



Coupe du gouffre des Invalides

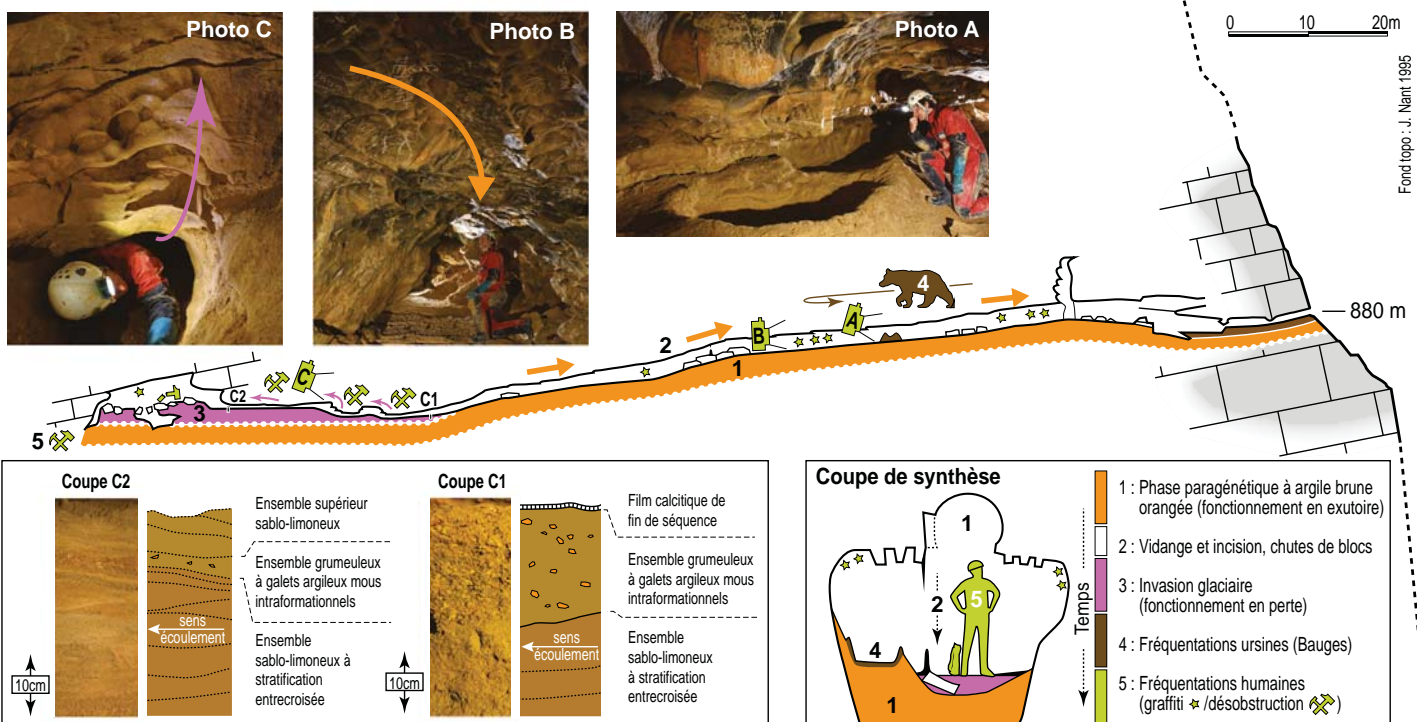


du Spéléo Club de Savoie a permis de reconnaître une petite salle terminale sans suite évidente (cf. topo de 1961 dans ce volume *in* Maury & Gauthon, figure). Sur un développement total de 255 m, on identifie un certain nombre de traces: morphologies noyées, sens de circulation contradictoires, dépôts argileux, sablonneux et stalagmitiques. Des graffitis nombreux attestent que la grotte a très certainement fait l'objet d'une fréquentation importante par des touristes guidés au début du XXe siècle. On sait que ce type de fréquentation, connu pour la grotte de Bange et

de Prérouge [GAUCHON, 2013], est associé au développement d'un tourisme thermal, mais on ne peut qu'être étonné d'un tel choix lorsqu'on voit combien l'accès à la grotte est malaisé. Autre élément intéressant, il a été possible d'identifier une bauge à ours en excellent état de conservation. Celle-ci, sur le côté du cheminement principal n'a été qu'à peine piétinée par la fréquentation historique.

À partir de ces éléments disparates en apparence, nous avons réalisé une coupe de synthèse (figure 13) sur la base du profil topographique en long (topographie J. Nant, SCS). Cette figure permet de visualiser les cinq phases majeures qui ont structuré la genèse et l'évolution de la cavité. La phase 1 est marquée par une paragenèse caractéristique. Un important chenal de voûte et de manière plus discontinue, des restes de lapiaz de voûte, témoignent d'un fonctionnement à régime noyé permanent associé à un dépôt argileux brun aujourd'hui largement évité (figure 13, photo B). Cette phase témoigne d'un fonctionnement de la cavité en exutoire (ici du sud vers le nord). La position altitudinale de la cavité (880 m NGF) et la localisation au toit de la série calcaire, militent pour une genèse assez ancienne, associée à la mise en place du réseau hydrographique (ici plus de 300 m en contrebas) et sans doute dans une dynamique de karst captif (sous recouvrement de la série hauterivienne et urgonienne). L'incision du Chéran implique un abaissement des niveaux de base, la libération de ce paléo-aquifère captif et la verticalisation du drainage. Cette phase 2 se traduit sous terre par le dénoyage du système, la vidange des argiles paragenétiques et une détente mécanique que marque la chute de blocs ou la déstabilisation partielle des parois du volume souterrain.

Figure 13 : La grotte des Rochettes (Balmétain) est un paléo-exutoire perché à 880 m NGF au toit des calcaires valanginiens. Après un fonctionnement en émergence (paragenétisme, photo B), la cavité a fonctionné ponctuellement en perte juxtaglaciaire (photo C). A la suite, on identifie des fréquentations ursines (bauge en excellent état de conservation, photo A) puis anthropiques. Photos S. Jaillet.
The Grotte des Rochettes (Balmétain) is a paleo spring perched at 880 m a.s.l. at the top of the valanginian limestone. The cave was firstly generated by paragenetism (photograph B), the cavity was partially reused by flows as a juxtaglacial karst entrance (photograph C); In the end, bear occupation was identified (bear wallows in very good conservation state, photograph A), and anthropic one after that.



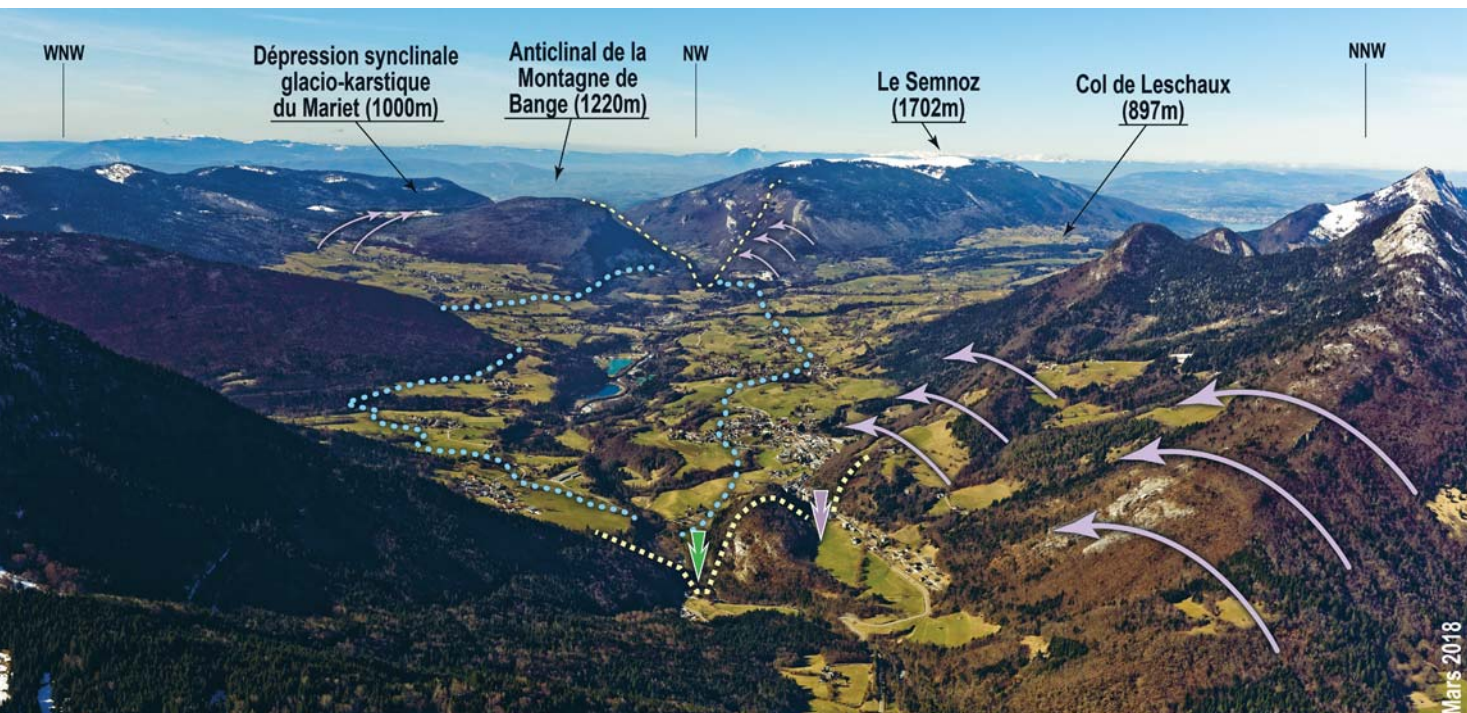


Figure 14 : Vue sur la dépression de Lescheraines que traverse la vallée du Chéran d'est en ouest. Au fond, le mont de Bange et du Semnoz, recoupé par la cluse du Chéran. Dans la dépression, les replats sont étagés entre 700 m NGF (pointillé bleu) et le fond du Chéran à 580 m. Au premier plan, le verrou du Châtelard et sa double incision. Photo S. Jaillet. *View of the Lescheraines depression which the Chéran Valley cross from east to west. At the west, the mountain of Bange and Semnoz, separated by the cluse of Chéran. In the depression, the terraces are storied between 700 m NGF (blue dotted) and the bottom of Chéran at 580 m. In the foreground, Chatelard's rock sill and double incision.*

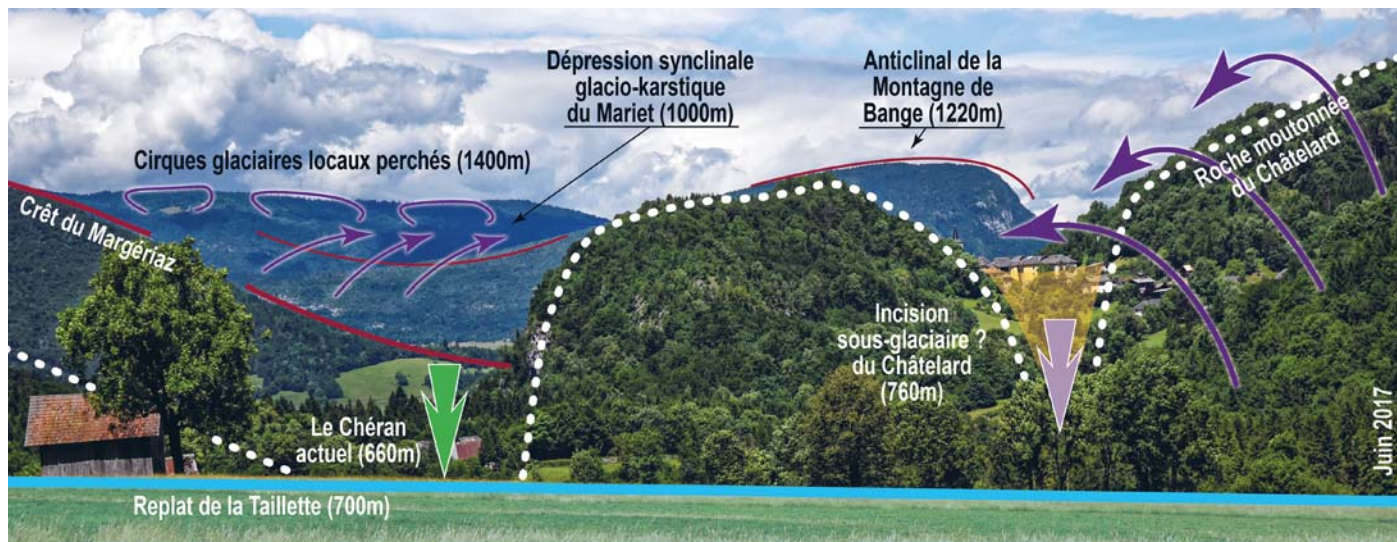
La cavité connaît alors une invasion de matériel détritico allochtone (phase 3, figure 13). Ce matériel recouvre à la fois les niveaux argileux précédemment décrits (phase 1) et les blocs (phase 2). Il est identifié en zone profonde et largement lessivé dans les zones d'entrée. Deux coupes (C1 & C2, figure 13) permettent d'identifier plusieurs ensembles stratifiés où l'on reconnaît des sables et des limons à stratifications fluviales entrecroisées et parfois des galets argileux mous intraformationnels. Il s'agit des argiles brunes de la phase 1, arrachées, faiblement transportées et redéposées plus loin dans le système. Le niveau grumeleux à galets argileux mous intraformationnels semble s'affiner vers le fond de la cavité. En direction du fond, des morphologies fraîches d'érosion au plafond indiquent clairement un sens d'écoulement encore une fois vers le fond. L'ensemble de ces informations montre que cette phase 3 est à rattacher à un fonctionnement en perte de la cavité. L'organisation des formes et des dépôts rappelle ce qui a été décrit sur une cavité plus importante du Bugey: la grotte sous les Sangles [LIGNIER & DESMET, 2002]. Vu l'altitude, le caractère allochtone du matériel et vu les traces d'érosion traduisant des vitesses localement élevées (figure 13, photo C), il semble pertinent de rattacher cette phase à un fonctionnement en perte juxtaglaciaire.

L'abandon de la cavité par les eaux glaciaires libère le volume souterrain. Celui-ci devient accessible aux fréquentations ursines (phase 4), enregistrées ici sous la forme d'une bauge en excellent état de conservation. Cette bauge est forcément postglaciaire car elle ne peut dans cette position, résister à une invasion d'eau juxtaglaciaire associée à une pénétration d'éléments sableux. À la suite, les fréquentations humaines (phase 5, figure 13) se traduisent par des graffitis

assez abondants et des travaux de désobstructions spéléologiques.

La question des fréquentations ursines est intéressante. Elle propose un terminus *post quem* à l'invasion glaciaire à près de 900 m NGF. Contraindre chronologiquement la bauge de la grotte de Balmétain, c'est contraindre, à cette altitude, la dernière phase glaciaire dans la cluse du Chéran. Cependant, sur la base de la morphologie et en l'absence de reste osseux, il n'est pas possible de définir s'il s'agit d'une bauge construite par *Ursus Speleus* ou par *Ursus Arctos*. La proximité de l'entrée milite sans certitude pour la seconde espèce (Michel Philippe & Philippe Fosse, communication personnelle) ce qui élimine la possibilité de définir finement le terminus *ante quem*, *Arctos* ayant disparu des Alpes françaises au début du XX^e siècle.

À travers l'étude de la dépression glaciokarstique du Mariet et de ses cavités, il a été possible de reconnaître quelques marqueurs éloquents des invasions glaciaires dans les Bauges occidentales. Au-delà des formes de surface, les cônes fluvio-glaciaires intrakarstiques identifiés dans le trou des Casses, le gouffre des Invalides et la grotte de Balmétain sont les témoins du (ou des) passage(s) glaciaire(s) et de leurs conséquences souterraines. Les dates obtenues sur les cavités du Mariet et des Invalides permettent de contraindre ces invasions et nous y reviendrons lors de la reconstitution. Les marques de la déglaciation sont, quant à elles, tout aussi éloquentes.



III. Les réajustements karstiques postglaciaires

Le retrait glaciaire libère le paysage de l'invasion des glaces et des écoulements de surface et souterrains se réorganisent, les formes s'émousent et les dépôts s'altèrent. Mais il reste, tant pour l'exokarst que pour l'endokarst, un certain nombre de traces qui signent cette phase du retrait et du réajustement associé des dynamiques. À travers les objets de surface (liés au Chéran) et les objets souterrains (endokarst de Prér rouge et des Eaux Mortes), c'est ce réajustement, toujours en cours, qui est source d'information.

A. Les dépôts glacio-lacustres à fluviaux de la dépression de Lescheraines

Au cœur des Bauges occidentales s'étend une vaste dépression topographique: la dépression de Lescheraines. D'une quinzaine de kilomètres carrés, elle correspond à la vallée du Chéran confluent ici avec les ruisseaux de Saint-François (sud) et de Bellecombe (nord). Elle correspond aussi au chevauchement du Margériaz reliant le col de Lechaux au nord à celui de Plainpalais au sud. À 580 m d'altitude, le Chéran forme ici un point bas topographique qui draine la quasi-totalité du massif des Bauges avant sa traversée vers l'ouest dans la cluse du même nom. C'est dans cette cuvette majeure (figure 4) que se concentre logiquement un ensemble de dépôts glaciaires et postglaciaires mal distingués sur les cartes géologiques. Dans les faits, il s'agit de deux ensembles principaux: (i) un till glaciaire plaqué sur les versants jusque vers 800 m d'altitude et (ii) un ensemble de replats étagés entre 580 et 700 m d'altitude. La cartographie du till est présentée (figure 4) sur la base des limites des quatre cartes géologiques couvrant cette dépression [GIDON et al., 1963 et 1970; DOUDOUX et al., 1992 et 1998] et reprise à petite échelle par Coutterand [2010]. Les

replats étagés s'organisent en trois niveaux principaux (figure 5), dont la cartographie, réalisée sur le terrain est présentée figure 4:

Le replat supérieur s'organise en deux ensembles: un replat glacio-lacustre ou fluviolacustre vers 690 m essentiellement reconnu dans la partie centrale de la cuvette. Aucune coupe n'a pu être relevée. On l'identifie à l'ouest de Lescheraines chez Lovat, à l'est d'Arith chez Combet ou dans la cluse du Chéran au lieu-dit la Côte de l'Épine (figures 4 & 9). À ce dernier point, le replat est à 680 m ce qui dénote une pente faible mais réelle vers l'aval hydrographique. Surmontant ce replat, mais sans lien stratigraphique reconnu, on identifie à 700 m NGF un ensemble majeur de replats horizontaux. D'extension beaucoup plus importante, cet ensemble ceinture à la cote 700 m toute la dépression de Lescheraines (figures 14 & 15). Les éléments les plus éloquents sont à Arith, à Lescheraines, chez Mégoz ou à la Compôte au lieu-dit La Taillette. De ce lieu-dit, (figure 15), il est possible d'identifier la surface de rabotage glaciaire et la double incision sous-glaciaire sous le village, caractérisant le verrou du Châtelard. Identifiées dans l'incision méridionale, ces terrasses font donc bien suite à la phase de rabotage glaciaire. Le replat de 700 m présente une planéité remarquable (figure 4). Vers l'amont il a pu être suivi et cartographié jusqu'à École où il se raccorde au cône de déjection du ruisseau des Grands Clos. Au final, cet ensemble marque à 700 m NGF un niveau de base suffisamment stable pour construire ces édifices. Cet ensemble est attribué par Coutterand [2010] à un lac de barrage glaciaire durant une étape clé de la déglaciation du glacier isérois dans la dépression de l'Albanais et sur laquelle nous reviendrons. La cartographie détaillée des replats de 700 m, présentée ici, a permis de montrer l'importance de ce niveau de base et son extension non limitée à la cuvette de Lescheraines *sensu stricto*.

Figure 15 : Panorama habillé de la double incision du verrou du Châtelard. Vue depuis le site de la Taillette (La Compôte). Au plan principal, on note l'incision possible sous-glaciaire du Châtelard bordée rive droite de roche moutonnée. A gauche, le Chéran a ré-incisé les calcaires jusqu'à son niveau actuel. Au fond, on identifie la dépression synclinale du Mariet, envahie par les glaces iséroises du dernier maximum würmien. A sa droite, l'anticlinal de la Montagne de Bange en limite d'englacement et à sa gauche les glaciers locaux perchés qui se raccordaient à cet englacement WGM. Au premier plan, le replat de la Taillette à 700 m NGF. Photo S. Jaillet. *The double incision of the Châtelard. Viewpoint from the Taillette site (the Compôte). On the main plan, we can see a potential sub-glacial incision near the Châtelard village, surrounded on the right side by erosion marks made by the glacier. On the left side, the Chéran river dug limestone until it reached its current base level. On the last plan, we can see the Mariet depression that was invaded by Isère glacier during the WGM. On the right side, the Bange anticlinal. On the left side, marks of local glaciers which were probably feeding the Isère glacier during the WGM. On the first plan, the terrace of the Taillette at 700 m a.s.l.*

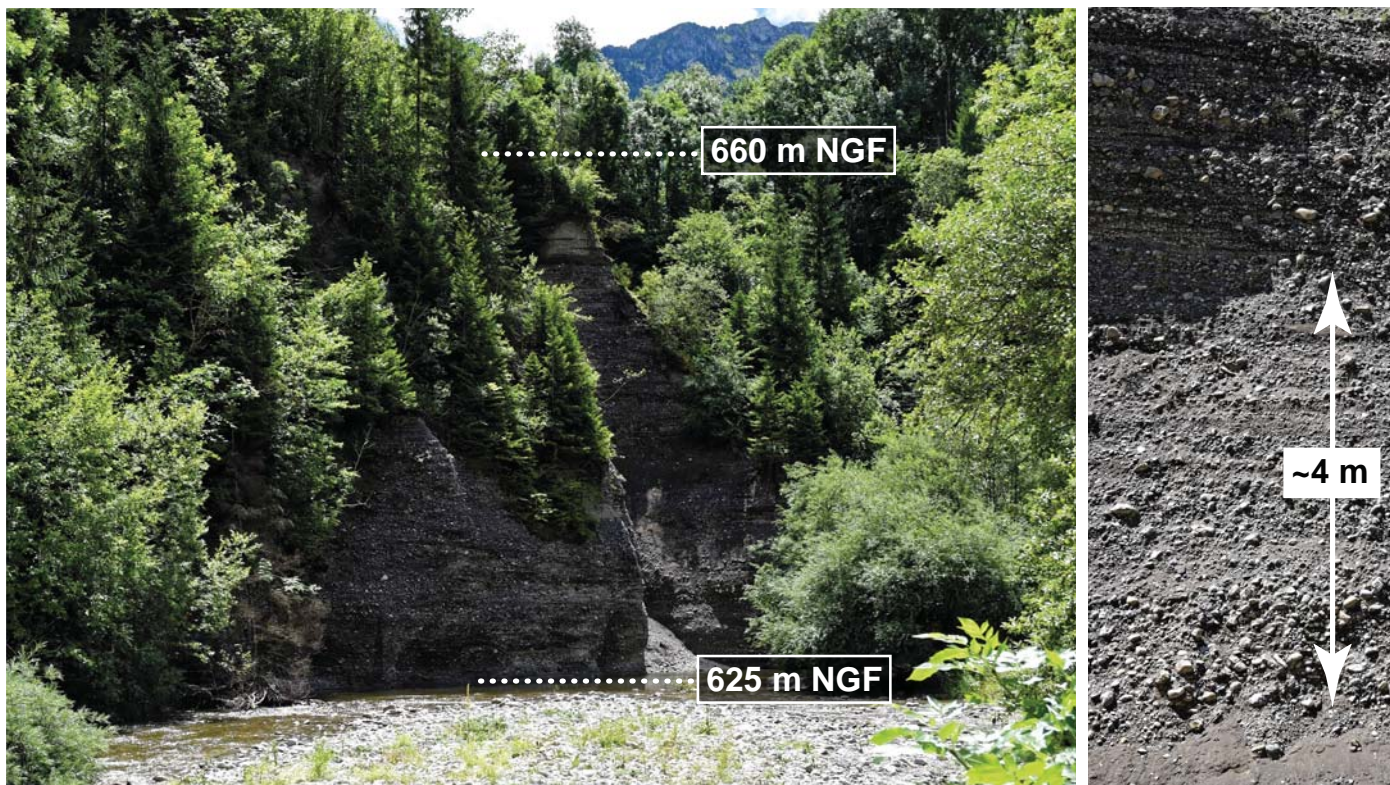


Figure 16 : Les terrasses du Chéran et du Nant d'Aillon, au droit d'Attily constituent des dépôts fluviatiles (ici du Nant d'Aillon) aujourd'hui ré-incisés. Ces replats (ici le replat médian dont le top est à 680 m NGF) marqueraient alors un contexte de sédimentation aggradant sur une cinquantaine de mètres de dénivellation. Photos S. Jaillet.
The fluvial deposits of the Chéran and Aillon river, near Attily village, are possibly older pro-glacial deltas that are dug today by the rivers. Those deposits (Here the middle one, reaching 680 m a.s.l.) could be the mark of a glacial and lake context that would grow on about 50 m drop.

La terrasse médiane est une surface aisément repérable dans le paysage, que l'on peut suivre depuis 680 m à l'amont jusqu'à 630 m à l'aval (figures 4 & 5). Cet ensemble est inscrit dans l'objet précédent et les replats les plus éloquents sont ceux d'Attily et le Villaret à la confluence du Chéran et du Nant d'Aillon, le Mollard ou les Dalphins à la Motte-en-Bauges, ou la Pallud et les Bialles au nord de Lescheraines. Ils forment une surface assez continue, pentée vers l'aval et recoupée par l'incision du Chéran et de ses affluents. Cette incision importante est de 10 m à l'amont dans le secteur de la Compôte et de 50 m environ à l'aval au droit du Pont de Lescheraines. Ceci montre que la pente du Chéran va en augmentant selon les différents stades d'incision (figure 5). Dans le secteur d'Attily, le recoupement des terrasses est important et permet de reconnaître la séquence sur une trentaine de mètres de dénivellation (figure 16). Le matériel grossier, plus ou moins trié, organisé en lits aggradants peu pentés milite pour un delta fluviatile [CAMPY et MACAIRE, 1992] qui serait alimenté par le Nant d'Aillon et se raccorderait à un niveau fluviatile commandé par le Chéran dont la cote reste à définir précisément, sans doute aux alentours de 650-680 m NGF. Le matériel présente une bonne cohésion autorisant des talus quasiment verticaux. Ceci pose la question d'une compaction possible du dépôt, postérieure à sa mise en place et antérieure à son incision.

Enfin, proche du niveau actuel du Chéran, se développe la terrasse inférieure. Inscrite dans le niveau précédent, elle s'étend de la cote 670 m à l'amont vers la Compôte, à la cote de 580 m à l'aval vers le Pont de Lescheraines. Il s'agit ici de la basse terrasse du Chéran, très certainement at-

tribuable à des processus strictement fluviatiles. Aucune coupe n'a été relevée dans le cadre de la présente étude. Cependant, vers l'aval, le Chéran incise son lit et le bed-rock. Il est donc très probable que cette terrasse inférieure est emboîtée dans les dépôts de la terrasse médiane dans la partie amont du Chéran et étagée dans la partie aval du Chéran. À l'aval de Lescheraines et peu en amont de la grotte de Préroug, le Chéran incise la retombée orientale de l'anticlinal du Semnoz en un canyon de 500 m de longueur : les gorges de la Charnia. Sur la partie aval de ce parcours, il a été possible de retrouver la terrasse inférieure et de montrer les modalités de l'incision du Chéran. Quatre coupes sériées montrent l'organisation des objets entre eux (figure 17). De l'amont à l'aval, on identifie ainsi deux phases d'incision. La première est scellée par la terrasse inférieure, mais vers l'amont cette incision n'est qu'un étroit canyon d'une largeur tout juste métrique. La seconde par épigénie d'aggradation a surcreusé plus largement et plus profondément le canyon vers le sud. Celle-ci est toujours active actuellement. Ce dispositif éloquent et présent ici sur une courte distance montre qu'avant la mise en place de la terrasse inférieure, le Chéran a connu une phase d'incision importante qui par érosion régressive est venue inciser les calcaires urgoniens de la bordure orientale de l'anticlinal jusqu'à la dépression de Lescheraines et donne ainsi une altitude repère minimale à cette phase d'incision et d'érosion régressive précédant la terrasse inférieure.

Le Chéran a donc connu des phases d'incision et de remblaiement postglaciaires assez complexes que le détail de la cartographie des replats a permis pour partie de démêler. Au côté de ces

terrasses et de ces replats étagés, les objets souterrains apportent un éclairage complémentaire précieux et ceci dans une gamme altitudinale similaire (580 m/700 m NGF), au premier rang desquels on compte la grotte de Bange.

B. La grotte de Bange

À 692 m NGF s'ouvre la grotte de Bange. Le toponyme prête parfois à confusion car elle ne s'ouvre pas dans le massif de Bange, mais en face de celui-ci, en rive droite du Chéran. Deux porches (nord et sud) permettent de reconnaître un conduit confortable descendant le long du pendage au contact des calcaires urgoniens à proximité du contact avec les marno-calcaires de l'Hauterivien et ceci sur une dénivellation de 72 m. Là, à la cote 620 m NGF, le niveau des écoulements actuels est reconnu. Vers l'aval (au sud), le lac des Touristes rejoint par une série de trois siphons la grotte des Eaux Mortes et le Nant de la Combe. Vers l'amont (au nord) les explorations ont été conduites en plongée et donnent aujourd'hui accès à un réseau de cinq kilomètres de développement [GROUPE D'ÉTUDES HYDROLOGIQUES DU SEMNOZ, 1984; LANET, 2013]. Le conduit principal de la grotte de Bange recèle un ensemble de formes et de dépôts dont une lecture est proposée ici. Au plafond, des morphologies caractéristiques (chenal de voûte) témoignent d'une genèse ou du moins d'une importante phase génétique en régime noyé permanent avec paragenèse (figure 18). Ces formes, assez altérées par la détente mécanique et les influences externes (gélifraction), témoignent d'un sens d'écoulement du bas de la cavité vers le haut et rendent compte d'un fonctionnement en exutoire, calé donc à la cote altitudinale de 700 m NGF environ. À la suite de cette phase, la cavité a subi toute une série d'étapes que l'on enregistre sous forme de dépôts ou de surfaces d'incision ou de décaissement.

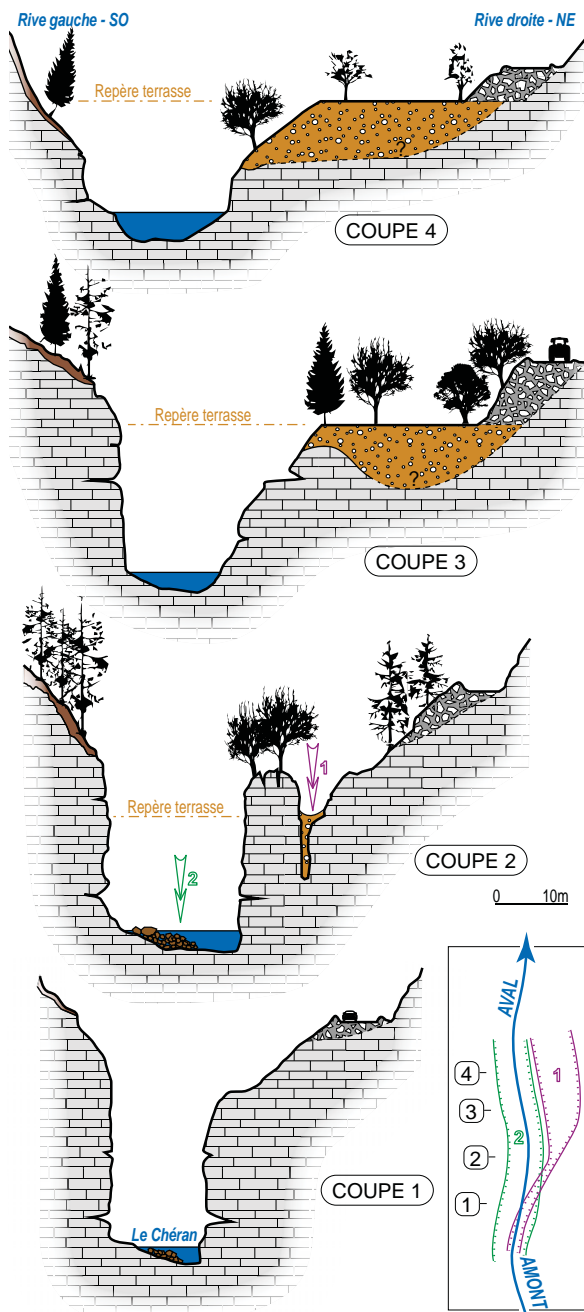


Figure 17 : Le canyon à épigénie d'aggradation de la Charnia montre deux incisions. La première est marquée à l'amont par un étroit surcreusement comblé (coupe 2) qui se prolonge à l'aval par la terrasse fluviale inférieure (coupes 3 et 4). La seconde correspond au surcreusement actuel dans lequel s'écoule le Chéran. *Two incision stages can be seen in the Charnia canyon. The first one is visible on the top of the canyon and marked by an incision that is now filled with deposits. It continues down the river and so the deposit can be identified as the bottom fluvial deposit of the Chéran river. The second one is linked to the last erosion phase in which the Chéran river is currently digging its bed.*

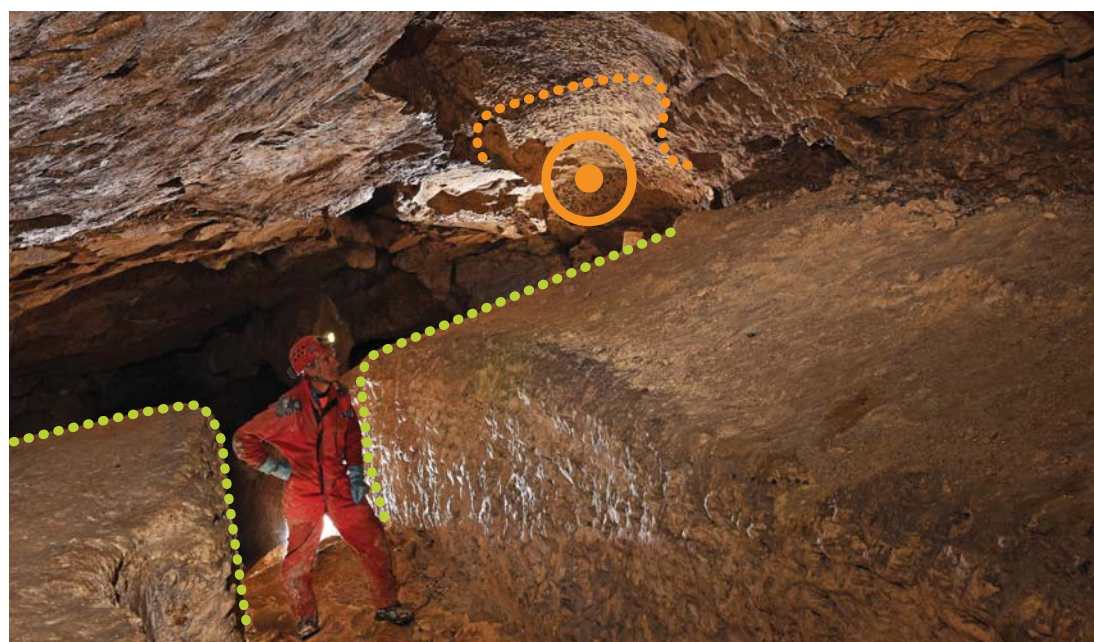


Figure 18 : L'allée royale dans la grotte de Bange est un conduit de 6 à 8 m de large de 3 à 4 m de hauteur, dans lequel on identifie (i) au plafond le chenal de voûte de fin de paragenèse (ici en orange) et impliquant un écoulement de bas en haut, vers la sortie et (ii) une séquence à mondmilch ici décaissée (en vert) dans le cadre de l'exploitation touristique de la cavité fin XIX^e siècle. Photo S. Jailliet. *The royal alley, into the Bange cave, is a 6 to 8 m high and 3 to 4 m wide drain in which i) a vault channel can be identified. It marks the end of the paragenetic stage (Here in orange, which implies a bottom-up flow logic to the external spring and ii) a mondmilch deposit that has been partially excavated (in green) during the touristic exploitation of the cave at the end of the 19th century).*

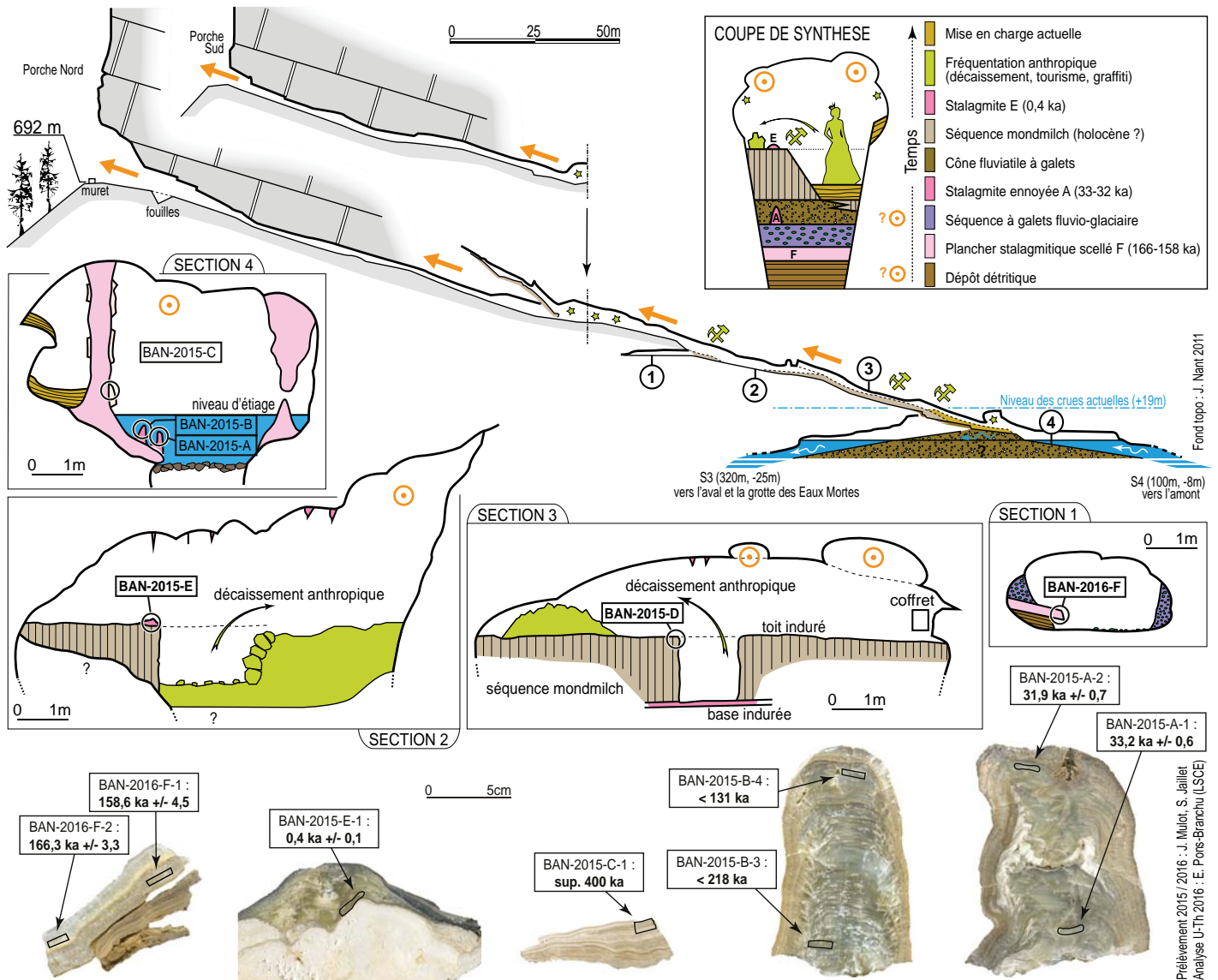


Figure 19 : La grotte de Bange en rive droite du Chéran est perchée à près de 700 m NGF. Son histoire complexe est faite d'envoisements, d'abandons et de concrétionnements. Une importante série de datations a permis de mieux contraindre les étapes de sa mise en place depuis sa genèse probablement en émergence jusqu'à son ré-ennoiement lors des différentes phases glaciaires et à sa mise en tourisme partielle.

The Bange cave is located on the right side of the Chéran river and its spring is perched at 700 m a.s.l. Its history is complex, linked with drowned phases, followed by lowering phases of the base level and calcite growths. A big quantity of datings allowed a better understanding of all the steps of its creation since its genesis. From the numerous glacial phases that probably led to water fillings and unfillings of the cave, to its touristic phase.

Des coupes sériees relevées dans la cavité et des datations absolues réalisées sur plusieurs stalagmites ou planchers stalagmitiques nous ont permis de proposer un schéma d'évolution. Celui-ci est présenté figure 19 et s'appuie sur des observations de terrain (sections) et les analyses des concrétions. Après la phase paragenétique noyée, un dépôt détritique est identifié dans un conduit latéral à la cote -49 (section 1, figure 19). Un mince plancher stalagmitique, lui-même scellé par une séquence détritique fluvio-glaciaire à galets allochtones a permis d'obtenir 2 dates, malheureusement assez peu précises: 158,6 ± 4,5 ka et 166,3 ± 3,3 ka (échantillon BAN 2016-F, figure 19). Cette seconde séquence détritique alluviale témoigne de la remobilisation d'un dépôt glaciaire associé à l'englacement isérois dans les Bauges. Le cortège alpin, l'altitude du dépôt et l'âge du plancher stalagmitique scellé permettent de placer cette invasion au cours du Würm, sans plus de précision pour l'instant. Il est possible, mais non démontré, qu'associé à cette phase, un fonctionnement noyé du conduit génère (ou reprend) les formes de paragenèse décrites précédemment. À la suite de cette étape, des stalagmites se mettent en place au fond de

la cavité dans ce qui n'était pas encore le siphon S4. Deux stalagmites (échantillons BAN 2016-A & B, section 4, figure 19) ont fait l'objet d'un prélèvement et de datations. Les résultats obtenus sur la stalagmite B ne sont pas fiables et ne permettent que de dire que les âges 131 et 218 ka sont des âges maximaux (âges non corrigés). La croissance de la stalagmite A a pu être datée entre 33,2 ± 0,6 ka et 31,9 ± 0,7 ka. Un placage stalagmitique sur une colonne a livré une date supérieure à 400 ka (échantillon BAN 2016-C, section 4, figure 19). Les deux stalagmites A et B sont aujourd'hui ennoyées par la remontée des niveaux d'eau.

Nous rattachons cette remontée à l'arrivée d'un cône fluviatile à galets qui, par le drain que l'on emprunte pour rejoindre ce secteur, a apporté cette importante masse détritique (figure 20). Celle-ci est en cours d'incision et sans doute en partie remobilisée dans les siphons à l'aval en direction de la grotte des Eaux Mortes et du Nant de la Combe, exutoire pérenne actuel du système. Il est tentant de rattacher cet épisode d'invasion du cône alluviale intrakarstique à une remontée du niveau de base du Chéran à l'altitude de 650 m minimum.



La cavité connaît alors une évolution en contexte strictement vadose. Une séquence calcitique laminée (mondmilch) importante se met en place dans l'ensemble du conduit, depuis des arrivées identifiées au plafond jusqu'au cône alluvial précédemment décrit et ceci avec une interstratification délicate à démêler vers l'aval (coupe de synthèse, figure 19). Une stalagmite scelle ce dépôt et a livré une date à $0,4 \pm 0,1$ ka (BAN-2015-E). La fin de croissance de cette stalagmite montre des lamines noires très certainement associées à une fréquentation historique de la cavité. Cette fréquentation historique est attestée par des travaux d'aménagement importants: décaissement de la séquence à mondmilch,

construction de murets et de marches, aplanissement, graffiti nombreux... (figure 18; sections 2 & 3, figure 19). Elle est à rattacher à une activité touristique contemporaine du développement du thermalisme dans les Alpes [GAUCHON, 2013].

La grotte de Bange est donc riche d'une épaisse histoire naturelle et anthropique. Les quelques éléments présentés ici permettent de décrypter correctement les étapes génétiques essentielles et de raccorder partiellement ces étapes à l'évolution du Chéran dans des gammes altitudinales similaires aux replats étagés du Chéran. En face, le réseau de Prérrouge propose à ces mêmes altitudes, des informations tout aussi intéressantes.

Figure 20 : Dans la salle terminale de la grotte de Bange, au niveau du lac des Touristes, il est possible d'identifier quelques niveaux-repères et formes clés. Le conduit à gauche est le drain exutoire aujourd'hui abandonné (orange) par lequel on arrive. Au sol, un cône fluviatile à galets (pointillé brun-vert) vient barrer l'écoulement provenant du siphon amont (S4). Des mises en charge, enregistrées sur 19 m de hauteur génèrent le dépôt d'une importante séquence argilo-limoneuse (pointillé jaune). Photo S. Jaillet.
In the last room of the Bange cave, near the touristic lake, it is possible to see some key levels and shapes: the left drain (orange) is currently abandoned by water and is the main touristic access. On the ground, fluvial deposit composed with shingles (maroon-green) are crossing the flow coming from the upper sump (S4). During flood events, some water fillings have reached 19 m high and have been registered thanks to a thin particle deposit (yellow) that can be seen on the borders of the cave after the floods.



Figure 21 : La grotte de Prérrouge connaît des crues spectaculaires qui ennoient une partie importante des drains. Photo M. Thomas.
The Prérrouge cave knows spectacular floods which ennerate a significant part of the drains.

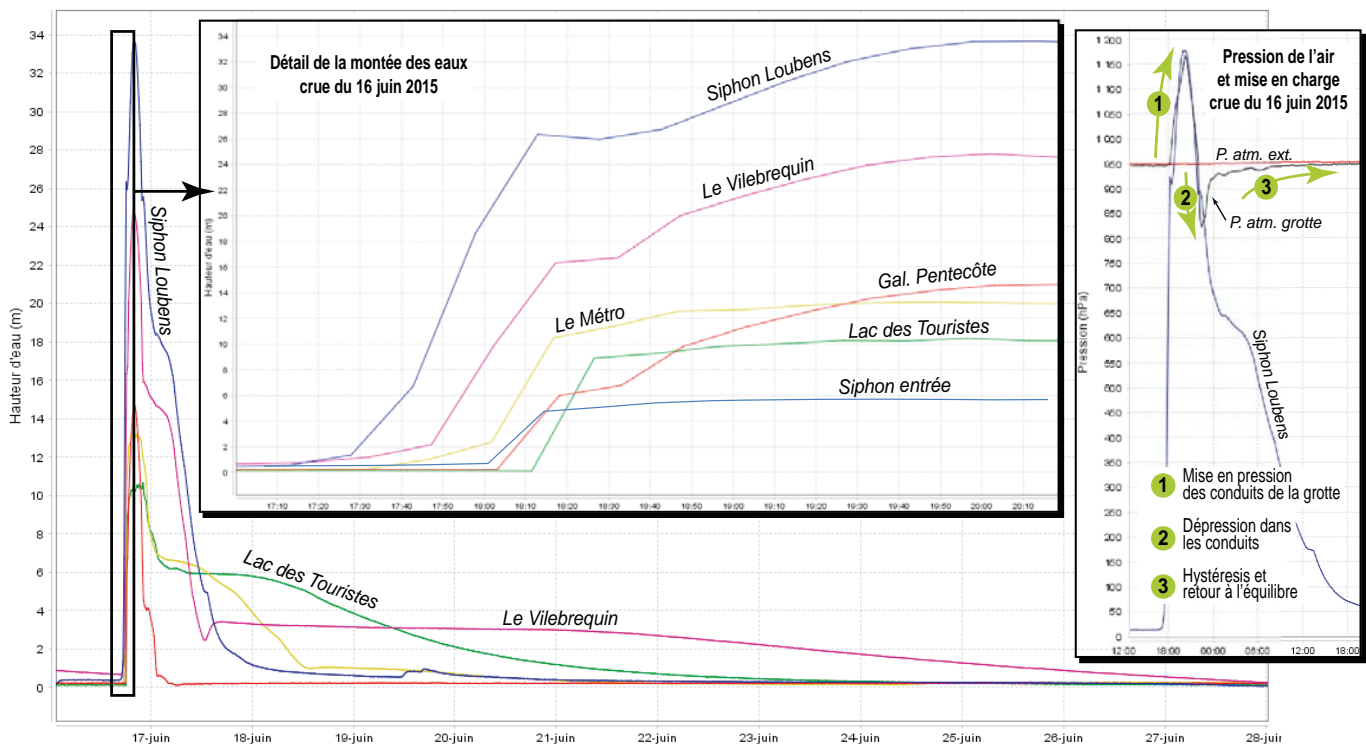
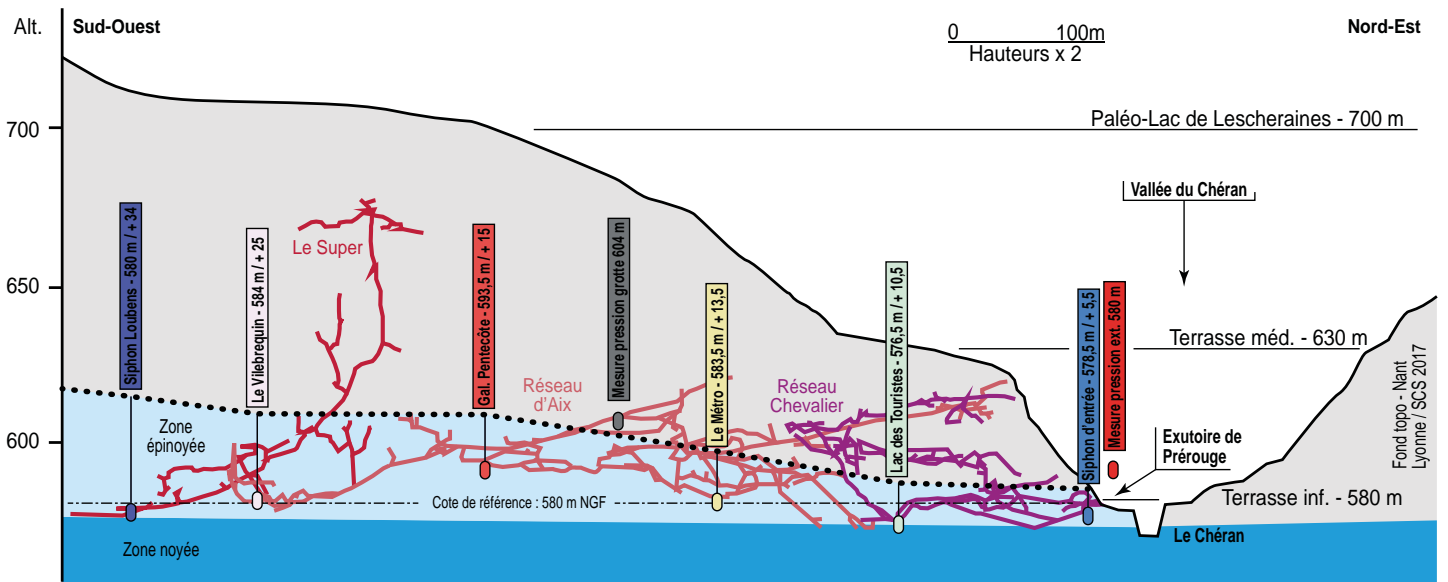


Figure 22 : La zone épinoyée de Prérouté est une série de conduits en montagnes russes étagées. L'enregistrement des variations des hauteurs d'eau en 6 points de mesures permet d'étudier le déversement des eaux dans le conduit et les effets de seuils commandés par différents verrous, ce que la crue du 16 juin 2015 montre clairement.

The epiphreatic zone of the Prérouté karst is composed of numerous stepped drains. The flood water variations have been registered on 6 points that allow to study the effects of the karst morphologies on the water during floods. It is clearly visible on the 2015 flood.

C. La zone épinoyée du karst de Prérouté

La grotte de Prérouté avec ses 54 km de développement compte aujourd'hui parmi les plus longues cavités françaises. Sur une dénivellation de 865 m, le système s'organise depuis des zones d'alimentation (dalle de Prépoulain, montagne de Bange, cuvette du Mariet) jusqu'à l'exutoire de Prérouté à 580 m NGF. Les zones d'alimentation (entre 1000 et 1500 m NGF) et leur relation avec l'englacement ont été analysées précédemment. Il s'agit ici de s'intéresser à la partie aval du système, la zone des conduits de la grotte de Prérouté en aval du siphon Loubens. Ces conduits de dimensions métriques à plurimétriques constituent un labyrinthe dense de galeries de section tubulaire ou aplatie (figure 21). Toutes s'organisent au contact d'un ou plusieurs joints

de stratification commandés ici par la retombee orientale de l'anticlinal de Bange/Semnoz. Sur une trentaine de mètres de dénivellation, les conduits se parcourent jusqu'au siphon Loubens au-delà duquel les explorations ne sont possibles qu'en plongée souterraine.

Explorée et topographiée dès les années 1950, Prérouté a refait depuis peu l'objet d'une certaine attention. Les explorations y sont poussées assez loin au-delà d'une dizaine de siphons. Tout récemment, la grotte a fait l'objet d'un travail de reprise topographique à grande échelle (1/500) ce qui permet désormais d'en étudier plus en détail les différents éléments [NANT & LYONNE, ce volume]. Par ailleurs, dans le cadre des activités du comité départemental de spéléologie de la Savoie, une série de capteurs de pression (Reefnet) a été disposée en différents points de la cavité dans une logique amont - aval. La reprise



topographique a permis de les caler correctement et ils sont présentés ici sur la coupe (figure 22), accompagnés d'une analyse de la crue du 16 juin 2015. À l'amont, le siphon Loubens, à la même cote que l'entrée (580 m NGF) connaît sur cette crue une mise en charge de + 34 m. Plus à l'aval, le Vilebrequin (584 m) présente une mise en charge de + 25 m. À mesure que l'on se déplace vers l'aval, il est ainsi possible de déterminer avec précision cette décroissance du niveau de mise en charge : à la galerie de Pentecôte (593,5 m), il est de + 25 m, au Métro (583,5 m), il est de + 13,5 m, au lac des Touristes (576,5 m), il est de + 10,5 m et enfin à la sortie au siphon (578,5 m), il est de + 5,5 m. En recalant les altitudes respectives de chaque sonde, il est possible de tracer la surface d'ennoiement du système avec un très bon niveau de précision. On constate que cette surface forme une série de marches d'escalier peu marquées, mais significatives (figure 22). Le détail de la montée des eaux de la crue du 16 juin 2015 permet d'analyser le déplacement de l'onde de crue. Moins d'une heure sépare le début de la montée des eaux au siphon Loubens de la montée des eaux à l'aval (siphon d'entrée et lac des Touristes), ce qui donne une idée assez précise des modalités de remplissages des conduits sur une distance en ligne droite de l'ordre de 650 m. De même, on constate que les trois sondes de mesures à l'aval (Métro, Touristes, entrée) connaissent des montées rapides suivies de mises en charge bornées vers le haut par un plateau. C'est la caractéristique de seuils de déversement, seuils qui contrôlent chaque fois ces mises en charge. À l'inverse, les trois sondes pla-

cées à l'amont (Loubens, Vilebrequin, Pentecôte) présentent toutes les trois le même type de signal : une montée rapide suivie d'un plateau et après ce plateau de 15 à 20 minutes, une véritable montée des eaux en cloche plus classique. Cette seconde phase de montée des eaux, commune aux trois sondes amont, semble se déclencher lorsque les seuils à l'aval sont eux-mêmes pleins. On aurait donc ici un système de déversement des eaux de l'amont à l'aval commandé par des seuils altitudinaux, suivi par une remontée des niveaux dans la partie amont, une fois que la partie aval est saturée.

Pour contraindre ce phénomène, en plus de ces six sondes de mesures de hauteurs d'eau, deux sondes ont été placées pour mesurer les variations de la pression de l'air. L'une d'entre elles est à 604 m NGF dans le réseau d'Aix, à l'abri des montées d'eau. L'autre est dans le porche d'entrée à 580 m NGF et mesure la pression de l'air extérieur. Une analyse de la crue du 16 juin 2015 au siphon Loubens (amont) comparée à ces deux enregistrements de la pression atmosphérique est assez éloquent (figure 22). Les données sont présentées en hPa pour les deux sondes dans l'air et en mètres pour la sonde du Loubens. En montée de crue, le niveau d'eau du siphon Loubens s'élève de 34 m à la vitesse de 20 cm/mn. Après un court plateau, marqué par une légère redescende du niveau d'eau (qui dure ici une vingtaine de minutes), la pression remonte à nouveau. Dans le même temps, la pression de l'air dans la cavité augmente. À l'extérieur, la pression atmosphérique ne bouge pas. Ce phénomène s'explique par le verrou liquide que constitue la

Figure 23 : Les conduits de la grotte de Prérrouge sont partiellement comblés par une charge détritifique fluvio-glaciaire pouvant parfois être importante. Cette charge constitue une gêne à l'écoulement des eaux et favorise les mises en charge. Son évacuation et la réorganisation du drainage sont toujours en cours, témoignant ainsi du lent réajustement postglaciaire du système. Photo M. Thomas.

Prérrouge karstic drains are partially filled with fluvio-glacial deposits that can prevent water flows from being correctly evacuated, which leads to big increases of the water level into the karstic system during floods. It testifies that fluvio-glacial evacuation and reorganization is still in progress.

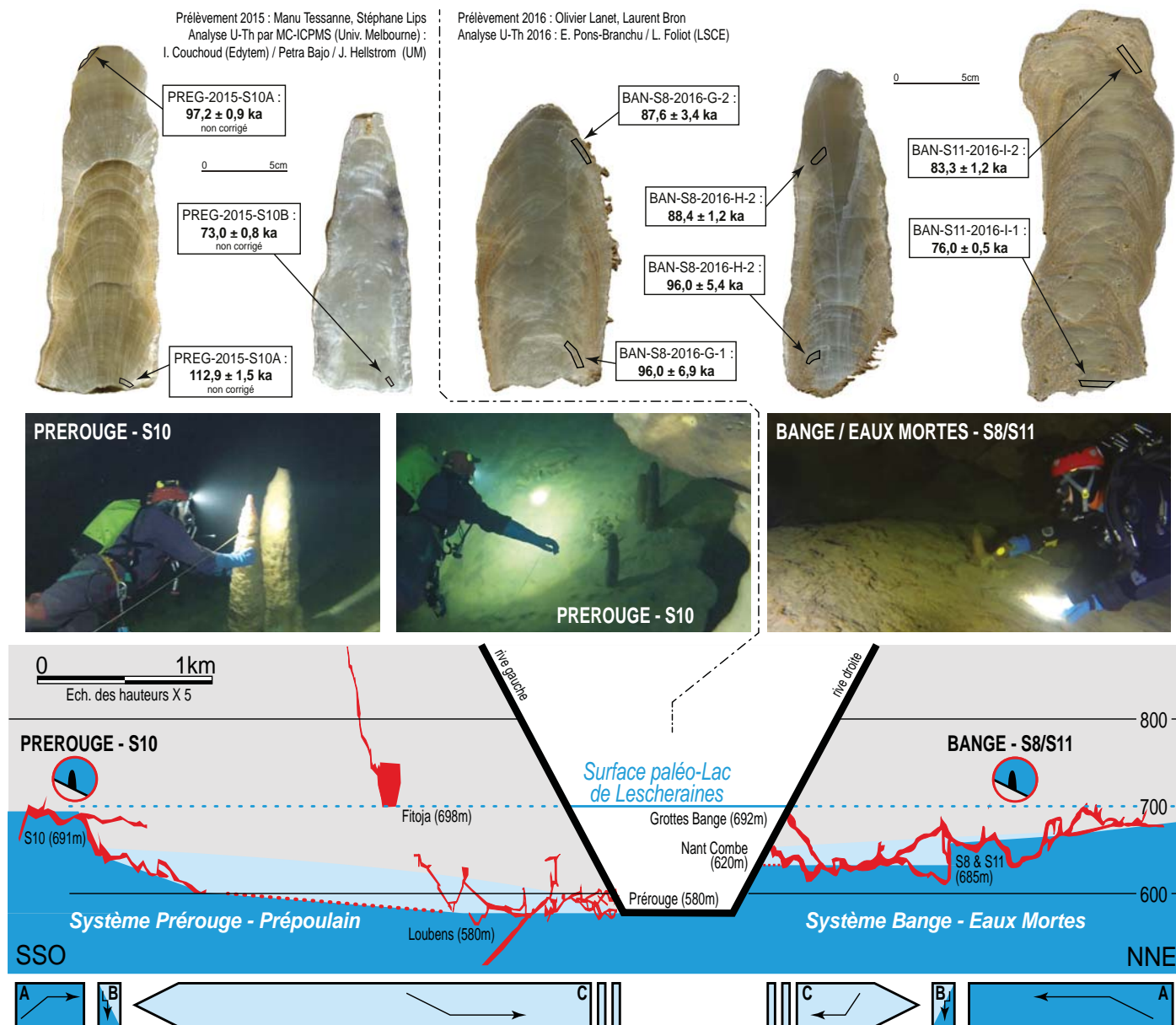


Figure 24 : Coupe en travers du Chéran montrant les deux systèmes karstiques étudiés (Bange - Eaux Mortes en rive droite et Prérouge - Prépoulain en rive gauche). Dans chacun des systèmes, une zone noyée perchée est identifiée. Les siphons S10 (Prérouge) et S8/S11 (Bange) contiennent des concrétions ennoyées. Cinq d'entre elles ont été datées. Elles appartiennent toutes aux stades isotopiques 5a-d. *Chéran cross-section reveals the two studied karstic systems (Bange – Eau Morte on the right side and Prérouge-Prépoulain on the left side). A drowned zone can be seen in each system. S10 (Prérouge) and S8/S11 (Bange) sumps contain drowned concretions that belong to the MIS 5 stage.*

zone aval de Prérouge. En effet, la mise en charge des secteurs Métro et Touristes a atteint le seuil de déversement, les conduits sont noyés et l'air ne peut s'échapper par ces conduits. Passé le pic de crue, le niveau d'eau et le niveau de charge dans l'air commencent à descendre. Mais cette décrue commence à l'amont et va peu à peu se transmettre vers l'aval. De fait, le niveau d'eau dans le Loubens se met à descendre et ce faisant, la pression de l'air dans la grotte diminue. Mais à l'aval, les conduits sont toujours noyés et mettent un certain temps à rattraper leur niveau d'étiage. L'air extérieur ne peut entrer par ces conduits et la pression dans la grotte devient inférieure à la pression externe. La pression qui était passée de 950 à 1175 hPa (phase 1, figure 22) redescend cette fois à 820 hPa (phase 2, figure 22) alors que dans le même temps, la pression extérieure reste stable à 950 hPa. Ensuite, peu à peu la pression interne finit par s'équilibrer avec la pression externe (phase 3, figure 22). L'ensemble du phénomène n'aura pas duré plus de 18 heures.

Cet événement nous apprend en définitive deux choses: (i) Il existe des périodes où la circulation de l'air dans la cavité n'est plus possible par les conduits. Cette circulation s'effectue par le réseau de fissures qui assure, avec moins d'efficacité, l'échange avec l'extérieur. Dans ces phases de pression, dépression et retour à l'équilibre, le volume d'air qui s'échange entre le karst et l'extérieur doit être assez important et il serait d'ailleurs fécond de l'évaluer pour connaître son influence sur l'aérogologie des couvertures pédologiques. Mais cet événement montre surtout que (ii) le drainage est moins efficace à l'aval du système qu'à l'amont. Dans une logique d'organisation croissante du drainage hydrographique, les systèmes à l'aval sont en principe calibrés pour la totalité des situations hydrologiques. Or ici l'aval n'assure pas, en période de crue, sa fonction de transfert et l'amont connaît des mises en charges élevées se traduisant par un profil de la surface piézométrique de crue en marches d'escalier.

Nous rattachons ce phénomène au bourrage

fluvio-glaciaire important qui affecte les drains de la grotte de Prérrouge. Une charge détritique importante comble une partie des drains parfois en totalité. Dans les secteurs où l'eau circule rapidement, cette charge a été évacuée pour partie, mais elle reste très présente dans les conduits abandonnés (zone nord-est du réseau d'Aix notamment) (figure 23). La réorganisation et la genèse de nouveaux conduits en zone aval (zone basse du réseau Chevalier), la difficulté à évacuer la totalité des eaux en période de crue, le maintien sur une longue durée des plans d'eau (Vilbrequin, Touristes, figure 22), la mauvaise connectivité aérologique entre les conduits et la surface pourtant proche, tous ces éléments sont le signe d'un système ayant subi un beurrage important, dans les conduits karstiques mais aussi en placage sur les versants. Cette charge détritique (figure 23) est toujours en cours d'évacuation, et de son évacuation comme de l'agrandissement des conduits à l'aval dépend l'évolution d'un karst calibré pour évacuer, à terme, la totalité des écoulements qu'il draine.

Cette réorganisation du drainage (genèse de nouveaux drains et évacuation des bourrages sédimentaires) dans la zone épinoyée de Prérrouge est enregistrée ici sur la partie aval du système dans des gammes altitudinales calées entre 580 m pour les niveaux bas et 615 m pour les niveaux les plus hauts. Cela correspond à l'espace séparant la basse terrasse de la terrasse médiane (figures 5, 16 & 22). Or on a vu précédemment que la terrasse moyenne était constituée d'un épais remblaiement fluvial. Il est donc cohérent en première approximation de rattacher cette phase de comblement du Chéran au comblement des drains du Prérrouge. La phase d'incision du Chéran (terrasse médiane vers basse terrasse et incision actuelle) correspondrait à la phase, toujours en cours, de vidange du bourrage fluvio-glaciaire et de réorganisation du drainage karstique.

Ce phénomène, pour spectaculaire et révélateur qu'il soit, est présenté ici à l'échelle de la grotte de Prérrouge seule, c'est-à-dire à l'aval du système. Des observations menées dans les siphons les plus éloignés des systèmes de Prérrouge et des Eaux Mortes vont confirmer ces assertions.

D. Les siphons perchés des karsts de Prérrouge et des Eaux Mortes

Les deux systèmes de Prérrouge (rive gauche) et des Eaux Mortes (rive droite) drainent chacun les deux dalles urgoniennes du flanc oriental de l'anticlinal Semnoz-Bange. Ces deux systèmes symétriques présentent, on l'a vu, une certaine similitude d'organisation du drainage: mise en charge importante dans les zones aval des systèmes, comblement par des bourrages fluvio-glaciaires. Tous les deux ont fait l'objet d'investigations importantes en spéléo-plongée avec chaque fois une dizaine de siphons franchis et des explorations post-siphons complexes, im-

pliant des incursions de plusieurs jours avec bivouacs [LANET, 2013; TESSANNE, 2014]. À plusieurs kilomètres des zones d'exutoires, après des escalades permettant de remonter au-dessus du niveau de base, d'autres siphons, perchés mais toujours actifs, ont été explorés. Dans le siphon S10 de Prérrouge (691 m NGF) et les siphons S8 et S11 du système des Eaux Mortes (685 m NGF), des concrétions ont été trouvées sous l'eau.

Les prélèvements effectués en 2015 et 2016 ont permis de livrer 9 dates sur 5 échantillons. Les dates obtenues sont respectivement $112,9 \pm 1,5$ ka (nc: non corrigé) à $97,2 \pm 0,9$ ka (nc) et $73,0$ ka $\pm 0,8$ ka (nc) pour deux stalagmites du siphon S10 de Prérrouge; $96,0 \pm 6,9$ ka à $87,6 \pm 3,4$ ka et $96,0 \pm 5,4$ ka à $88,4 \pm 1,2$ ka pour deux concrétions du siphon S8 de Bange-Eaux Mortes et deux dates en inversion de $76,0 \pm 0,5$ ka et $83,3 \pm 1,2$ ka pour une stalagmite du siphon S11 de Bange-Eaux Mortes (figure 24). Ces cinq concrétions appartenant aux deux systèmes symétriques ont donc toutes poussé entre 113 ka et 73 ka soit sur une durée de 40 ka au cours des stades isotopiques 5 d à a. Elles sont donc toutes antérieures au Würm et d'âge interglaciaire Riss-Würm.

La position des siphons dans le profil en long des deux systèmes ne peut qu'interroger. Dans chacun des cas, les deux siphons sont à la même altitude (685 et 691 m). Chaque fois, à l'aval de ces siphons perchés et actifs, on reconnaît une zone de cascades qui permet de rattraper le niveau des écoulements des deux systèmes: 580 m pour le système de Prérrouge et 620 m pour le système de Bange Eaux Mortes. Dans chacun des deux cas, ces deux conduits aujourd'hui sous l'eau, constituent d'anciennes galeries exondées, où la croissance des concrétions était possible au stade isotopique 5 et qui, suite à une remontée du niveau de base, se sont retrouvées totalement ennoyées. Le niveau de base est aujourd'hui une centaine de mètres en contrebas de chacun des siphons. Par érosion régressive dans des zones de cascades, le niveau de base cherche à imposer un profil d'équilibre idéal dans le karst. Ce réajustement du profil d'équilibre par érosion régressive est actuellement toujours en cours et n'a pas encore atteint les siphons perchés. De fait, dans les zones amont, les conduits restent noyés dans l'attente de l'aboutissement de cette réorganisation toujours en cours.

La cote des siphons perchés (690 m), le réajustement en cours immédiatement à l'aval des siphons et les dates (MIS 5) des concrétions scellées par l'ennoisement militent pour une cause glaciaire ou postglaciaire à cette remontée locale du niveau de base. Il est en effet raisonnable de penser que les étapes de mise en place de ce dispositif sont les suivantes: (i) au stade isotopique 5, c'est-à-dire durant l'interglaciaire Riss-Würm, les conduits à 700 m sont libres et des concrétions s'y développent. Il est possible que ces conduits, situés assez en amont des systèmes

de Préroutge et des Eaux Mortes ne résurgeaient pas aux exutoires actuels, mais vers des exutoires plus directs, dans le ruisseau de Saint-François pour le S10 de Préroutge et dans le Nant de Glapigny pour les S8 et S11 des Eaux Mortes (figure 4). En effet, le pendage des dalles urgoniennes et le niveau d'incision qui devait être celui du Chéran et de ses affluents à ce moment-là autorisent ce type de dispositif plus logique, où les écoulements s'organisent selon le pendage en direction d'un point bas.

La glaciation du Würm I (MIS 4) envahit les Bauges et dépose dans la cuvette de Lescheraines un till de fond, d'épaisseur non connue. Plus tard, ce point sera discuté plus loin, les replats de la dépression de Lescheraines se mettent en place. Le niveau lacustre le plus haut est à 700 m, à la même cote que les siphons étudiés ici. Tous les conduits à l'amont des deux systèmes karstiques sont ennoyés sous cette cote (figure 24). Un complexe sédimentaire se met en place, composé de dépôts lacustres, glacio-lacustres et fluviaux qui finissent par former une couverture imperméable sur les affleurements calcaires. Lors des phases postérieures d'incision du Chéran, les deux systèmes karstiques sont alors en partie captifs sous ces recouvrements glaciaires et postglaciaires. La libération intervient par l'aval là où précisément le Chéran recoupe la retombée orientale de l'anticlinal: dans les gorges de la Charnia qui forment ici un knickpoint dans le profil en long de la rivière. Les écoulements s'organisent alors en fonction de ce nouveau point bas et, par érosion régressive, réorganisent les

conduits et vidangent en partie les bourrages fluvio-glaciaires contenus dans le karst. Trop en amont, les siphons S10 de Préroutge et S8/11 de Bange-Eaux Mortes ne sont pas encore atteints par cette réorganisation et fonctionnent encore sous l'influence des héritages glaciaires. Le profil en long des deux systèmes symétriques s'organise alors ainsi (figure 24): une zone noyée perchée (ici noté A, figure 24), sous influence passée mais toujours prégnante des héritages glaciaires; une zone d'érosion régressive (B, figure 24), spatialement peu étendue et présentant une forte dénivellation à l'échelle du système et générant un knickpoint souterrain dans le profil en long; et enfin une zone aval (C, figure 24), où les écoulements s'organisent plus ou moins efficacement en fonction du niveau de base actuel.

La lecture proposée ici repose sur le croisement de trois données: (i) une analyse morphologique des profils en long des réseaux souterrains, (ii) la datation de concrétions piégées dans des siphons perchés et enfin (iii) le raccordement de ces éléments à un contexte externe bien contraint: le complexe sédimentaire étagé de la dépression de Lescheraines. Les éléments souterrains et de surfaces s'emboîtent et s'organisent assez logiquement selon une grille altitudinale et temporelle dont l'expression essentielle est le niveau de base et ses variations. Il est temps à présent de remettre ces éléments dans une chronologie générale, parfois bien contrainte, parfois plus discutable mais dont le projet est d'aboutir in fine à une proposition de reconstitution paléogéographique.

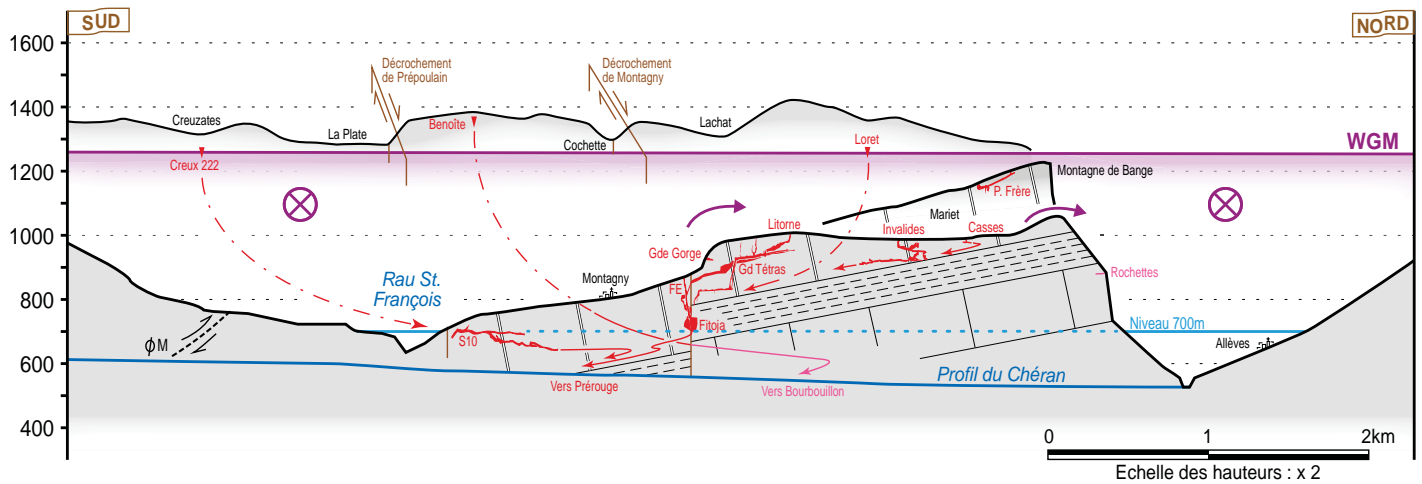
IV. Un modèle conceptuel d'évolution du relief

Entre les points les plus hauts (1 450 m NGF pour les crêtes de Lachat, 1 700 m pour le Semnoz) et les éléments les plus bas (550 m pour le Chéran dans sa cluse), il est possible de classer sous terre comme en surface, un certain nombre de formes et de formations glaciaires, glaciokarstiques, karstiques et fluviales. Les formes externes comme les formes souterraines s'expriment sur l'ensemble de cette gamme altitudinale et l'enjeu est ici d'y adjoindre une compréhension temporelle que quelques dates sur spéléothèmes permettent de proposer.

A. Une lecture altitudinale des objets

Il est possible d'organiser cette lecture altitudinale selon six ensembles. (i) Au-dessus de 1 300 m NGF, on identifie les dépressions glacio-karstiques et les crêtes sommitales. Ces éléments, englacés au Riss, émergent de la surface WGM (Würm Glacial Maximum) dont l'altitude peut être fixée ici à 1 250 m NGF (figures 2 & 25). Des cavités (creux 222, Benoite, Loret pour le côté

Préroutge, Germinal et Ours pour le côté Semnoz) s'ouvrent dans cette gamme d'altitude (figures 4 & 25). (ii) Aux alentours de 1 000 m NGF, la cuvette du Mariet est un ombilic glaciokarstique perché éloquent. L'identification d'un till comblant la dépression et de pertes ayant absorbé à différents moments les produits de ce till en fait un enregistreur pertinent de l'englacement würmien du secteur. Dans le détail, deux cavités ont fait l'objet d'une attention particulière: le trou des Casses et le gouffre des Invalides. Dans les deux cas, des nappes de galets fluvio-glaciaires scellent et/ou sont scellées par des phases de concrétionnement. L'analyse de ces cônes fluvio-glaciaires intrakarstiques et de leur relation avec les phases d'englacement reste à conduire dans le détail, mais il est clair que chaque pénétration de matériel détritique marque une phase glaciaire ou postglaciaire tandis que chaque croissance de spéléothèmes marque une phase de retour à des conditions environnementales propices. Entre 1 000 m et 700 m NGF, (iii) le karst s'organise en un système vadose contrôlé par la structure des



compartiments tectoniques. L'organisation des dalles structurales de la retombée orientale de l'anticlinal Semnoz-Bange, le synclinal perché du Mariet, les décrochements de Prépoulain et Montagny, sont autant d'éléments qui commandent l'organisation du drainage souterrain. Au passage de ces décrochements, des contacts s'établissent entre les ensembles carbonatés urgoniens et valanginiens. C'est ainsi qu'une partie des eaux de la dalle d'Arith rejoint le système valanginien de Bourbouillon. C'est aussi à la faveur de ce décrochement que la salle de Fitoja se met en place au contact des calcaires urgoniens et des marno-calcaires de l'Hauterivien (figures 4 & 25).

À 880 m d'altitude, au toit des calcaires valanginiens, la grotte des Rochettes est déconnectée de cette organisation. Elle marque un ancien stade d'incision de la vallée du Chéran (figure 25) qui aurait libéré l'aquifère captif du valanginien et généré ce conduit paragénétique aujourd'hui perché. Cependant elle contient aussi des sédiments qui marquent une invasion fluvio-glaciaire à cette cote altitudinale et qu'il conviendra de rattacher à un des stades de fonctionnement glaciaire du Chéran.

À 700 m NGF, s'étend (iv.1) le paléo-lac de Lescheraines dont on a vu précédemment l'extension spatiale maximale (17 km²). À cette même cote altitudinale se développe (iv.2) un ensemble de drains karstiques, identifiés dans les systèmes de Prérrouge (figure 25) et des Eaux Mortes. Bien que non étudiés dans le cadre du présent article, il convient de souligner ici que d'importants niveaux horizontaux sont reconnus à cette altitude dans l'ensemble karstique du Margéziat (figure 4). C'est le cas du Lot du Bois et de la source perchée du Pissieu par exemple qui s'organisent à cette altitude. C'est aussi à cette cote que l'on identifie les concrétions ennoyées des siphons perchées de Prérrouge (S10) et des Eaux Mortes (S8 et S11) (figure 24). Il est indéniable que cette altitude constitue un niveau de stabilité génétique majeur tant pour les formes de surface que pour les formes souterraines. Sous cette altitude, entre 580 et 690 m NGF, se développent enfin deux objets : (v.1) l'ensemble des terrasses

médianes et inférieures du Chéran entre École-en-Bauges et Lescheraines (figures 4 & 5) et, (v.2) l'importante zone épinoyée des deux systèmes de Prérrouge et des Eaux Mortes (figure 22), zone dont on a vu combien le drainage actuel était révélateur d'un réajustement en cours. Là, les bourrages fluvio-glaciaires et la réorganisation actuelle s'expriment dans la géométrie des mises en charges des conduits de la grotte de Pérrouge (partie aval du système en cours de réajustement aujourd'hui).

Enfin, (vi), le Chéran actuellement en cours d'incision, constitue le niveau de base du système. Toutes les formes, tous les dépôts et tout le drainage sont actuellement perchés au-dessus de ce niveau de base et c'est autant dans les altitudes relatives que dans la dynamique du réajustement qu'il est possible de saisir la temporalité des événements. Afin de mieux la contraindre, quelques datations absolues ont pu être réalisées.

B. Un contrôle chronologique par les spéléothèmes

Les datations des phases de concrétionnement ont été présentées précédemment lorsque les cavités ont été décrites. Nous les présentons ici en ensembles successifs depuis les éléments les plus anciens jusqu'aux plus récents. Les spéléothèmes sélectionnés pour les datations étaient tous affectés par un événement postérieur à leur mise en place. Ces événements sont de trois types : (i) érosion, la stalagmite ou la coulée stalagmitique est affectée par une incision l'ayant en partie trépanée ; (ii) scellement par des dépôts fluvio-glaciaires et enfin (iii) ennoisement par remontée du niveau d'eau dans le conduit. Pour chaque type de concrétion (érodée, scellée, ennoyée), un pictogramme spécifique est proposé (figure 26). Sur cette figure, on présente les objets datés en regard d'une frise chronologique et des deux courbes climatiques de référence : $\delta^{18}\text{O}$ de la carotte groenlandaise NGRIP, interprétée comme un enregistrement des températures, et LR04, compilation globale du $\delta^{18}\text{O}$ benthique,

Figure 25 : Coupe sud-nord de la montagne de Bange et de la dépression du Mariet. En arrière-plan, les crêtes de la bordure occidentale des Bauges (Creuzates – Lachat). L'emplacement WGM est indiqué ici vers 1250 m NGF, comblant la vallée de Saint-François et du Chéran. Dans ce dispositif morpho-structural, le karst des calcaires urgoniens (rouge) et des calcaires valanginiens (rose) s'étage de 500 à 1400 m NGF. *South-North cross-section of the Bange mountain and the Mariet depression. On the back side, the western border cliffs of the Bauges massif (Creuzates-Lachat). The WGM glacier is located here at about 1250 m a.s.l. and fills the Saint-François and Chéran valley. According to that morphologic organization, the urgonian karst (red) and the valanginian one are located from 500 m to 1400 m a.s.l.*

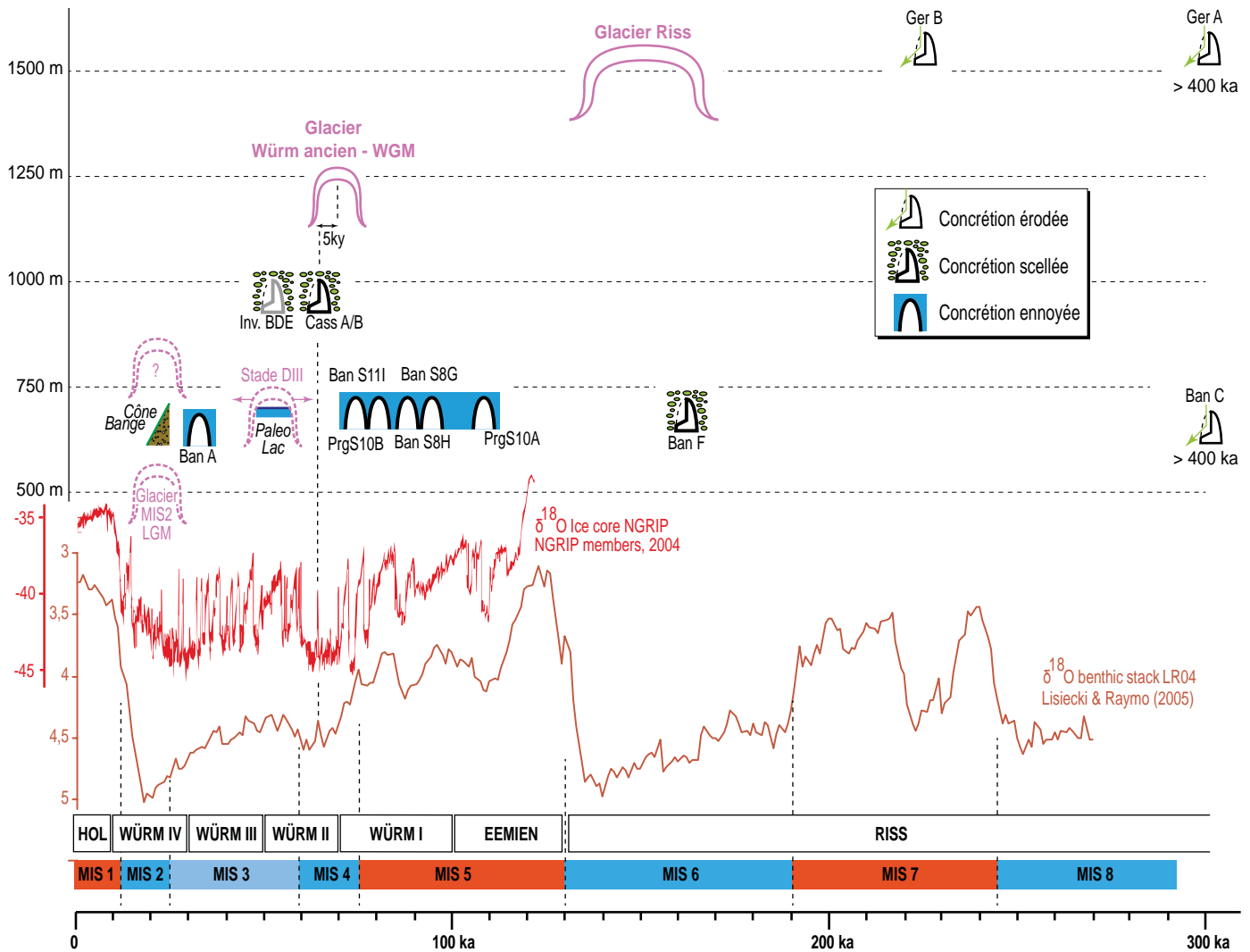


Figure 26 : Modèle d'évolution chronologique des événements glaciaires et karstiques de la bordure occidentale des Bauges. Les objets (spéléothèmes, replats lacustres, fronts glaciaires) sont présentés en temps et en altitude. Les spéléothèmes datés sont présentés par âge et altitude. Ils sont tous suivis d'un événement qui les affecte (érosion, scellement par des dépôts détritiques, ennoïement). Ils constituent ainsi une contrainte ante-quem pour ces différents événements d'origine glaciaire ou postglaciaire.

Chronological model of glacial and karstic events on the western border of the Bauges massif. The objects (speleothems, lake deposits, glacial maximums) are represented in altitude and time. They are all followed by an event that impacts them (erosion, sealing by water flows). They constitute an ante-quem constraint for all those glacial or post glacial events.

représentant l'évolution du volume de glace globale, et à partir de laquelle les MIS sont définis [LISIECKI & RAYMO, 2005; NGRIP MEMBERS, 2004].

Les concrétions les plus anciennes sont antérieures aux limites d'application de la méthode U-Th. Ainsi une coulée stalagmitique du gouffre Germinale (figure 4) a livré deux dates: GER-A1, antérieures à 400 ka et GER-B1 à $223,5 \pm 4,3$ ka et GER-B2 à $228,8 \pm 2,7$ ka. Découvert récemment [MANIGLIER et LESAULNIER, 2015], le gouffre Germinale est un conduit typique de contact Urgonien/Hauterivien (figure 27). Les écoulements souterrains ont karstifié la base des calcaires urgoniens puis ont affouillé les marno-calcaires de l'Hauterivien donnant des conduits ou des salles de dimensions parfois importantes. Alimenté par une perte à 1590 m d'altitude, le gouffre est en fait un drain qui reçoit les eaux d'une ancienne dépression glaciokarstique, en tous points similaire à ce qui a pu être identifié sur les points hauts de la cuvette du Mariet (dépression du Loret). La calotte du Semnoz (entre 1700 et 1250 m NGF) devait, au WGM, se raccorder à la surface glaciaire du glacier isérois des Bauges. La concrétion GER-B est une coulée érodée, située à la base du puits et datée entre 223 et 229 ka (figure 27) (stade isotopique 7).

Dans la grotte de Bange (système Eaux Mortes), une stalagmite Ban-2015-C (figures 19 & 26) a livré un âge supérieur à 400 ka. Une autre Ban-2016-F, datée MIS-6, est scellée par un dépôt fluvio-glaciaire (figures 19 & 26). Mais c'est l'ensemble des stalagmites des siphons de Prérouge et des Eaux Mortes qui est le plus sériel. À la même cote altitudinale, dans deux karsts distincts, cinq concrétions scellées par l'enneoïement des conduits se sont mises en place entre 113 ka et 73 ka, durant le stade isotopique 5 d-a (figures 24 & 26). Ce scellement hydrologique indique de manière certaine qu'un événement majeur a suivi leur mise en place. Cet événement est associé à un « beurrage » de la surface karstique jusqu'à la cote 700 m NGF minimum. Deux événements peuvent expliquer cet ennoïement: l'avancée glaciaire majeure du Würm, celle enregistrée à 1250 m NGF dans les Bauges, ou bien le paléo-lac de Lescheraines à 700 m NGF. Celui-ci, non daté est rattaché au stade de récurrence DIII (figure 2) proposé par Coutterand [2010] et il est donc post-WGM.

À 1000 m NGF, les concrétions du trou des Cassettes sont datées à 65 ka et celles du gouffre des Invalides sont postérieures à 40/50 ka. Elles scellent un cône fluvio-glaciaire intrakarstique

et sont elles-mêmes scellées par un second cône fluvio-glaciaire intrakarstique (figures 11, 12 & 26). Cela veut dire qu'avant ces dates, l'englacement est suffisamment haut en altitude pour générer, lors de la phase glaciaire ou immédiatement après celle-ci, cette invasion détritique. Cela veut dire aussi qu'après ces dates, le retour glaciaire permet à nouveau la pénétration de matériel détritique. Mais on a vu précédemment que le matériel secondaire est constitué de galets de plus grande taille et d'un matériel remanié paraissant plus autochtone. Ce point méritera d'être détaillé à l'avenir.

Enfin une dernière stalagmite est datée, cette fois dans la grotte de Bange de ~33 à 32 ka (Ban-2015-A) (figures 19 & 26). Elle aussi est scellée et cette fois par un cône fluvial à galets (figures 19). Lui-même, bien que non daté, ne peut qu'être postérieur à 32 ka. Il est donc tentant de le rattacher à une dégradation environnementale impliquant une mobilité accrue des sédiments détritiques dans le karst, possiblement lors du LGM (MIS 2). Ces deux lectures, altitudinale d'une part et contrainte par les spéléothèmes d'autre part, permettent de proposer un schéma d'évolution chronologique couvrant la fin du Riss et l'ensemble du Würm pour les Bauges occidentales.

C. Temporalité des objets et reconstitution paléogéographique

Nous proposons ici une reconstitution paléogéographique des relations entre englacement et enregistrements karstiques associés (figure 28). Cette reconstitution n'est qu'une proposition, dont certains éléments restent encore à discuter. Elle est autant basée sur l'analyse géomorphologique des objets souterrains ou de surface (figures 4 & 25) que sur les datations entreprises sur

les spéléothèmes (figure 26). Sur la base d'un classement altitudinal et chronologique, il est clair que trois ensembles essentiels sont identifiés : un ensemble supérieur (entre 1 000 et 1 700 m NGF) marqué par l'englacement du Riss ou du Würm maximal, un ensemble glacio-lacustre et fluvio-lacustre (perché à 700 m NGF) et un dernier ensemble, plus bas, correspondant au Chéran et aux réajustements karstiques associés (entre 580 et 690 m NGF). Nous proposons ici cette reconstitution en décrivant les phases les plus marquantes et en rattachant ces phases à des sites clefs qui ont fait l'objet ici d'une analyse ou d'une reconnaissance particulière.

Un schéma synthétique est proposé (figure 28), organisé selon une frise chronologique simple et dont le niveau de base est le référentiel principal. Ce niveau de base (ligne bleue) est autant associé aux phases d'englacement (en ce cas il s'agit de la surface d'englacement maximal, c'est-à-dire le toit des glaciers isérois ou locaux) qu'aux stades interglaciaires (en ce cas, il s'agit de l'altitude du réseau hydrographique du Chéran). Pour chacune de ces étapes (T.1 à T.9), les sites sont présentés sur un bloc-diagramme idéalisé (figure 28).

Le stade glaciaire du Riss (T.1, figure 28) n'est pas identifié ici. Sur la base de son extension jusqu'à Lyon, il dépasse ici 1 500 m NGF [COUTERAND, 2010]. Au cours de l'interglaciaire Riss-Würm (~MIS 5e) (T.2), le niveau de base s'abaisse et passe sous la cote 700 m NGF. Aucun enregistrement ne marque ce bas niveau. Mais des concrétions poussent dans des galeries à 680-700 m NGF, preuve que ces galeries existaient auparavant et étaient libres d'eau pour autoriser une telle croissance. Ces concrétionnements (T.3) ont lieu au cours des stades isotopiques 5d à 5a. Ces concrétions sont identifiées et datées dans

Figure 27 : Le gouffre Germinal est un conduit typique de contact Urgonien/Hauterivien. Par incision et affouillement, le conduit s'élargit dans les marno-calcaire de l'Hauterivien (à gauche). À la base des puits d'entrée, la datation d'une coulée stalagmitique perchée et érodée a livré deux dates entre 223 et 229 ka (à droite). Photos M. Thomas et S. Jaillet.

The gouffre Germinal is a typical drain of the urgonian/hauterivian contact. Thanks to incision and erosion, the drain enlarges itself inside the hauterivian marls (left side). On the basement of the entrance pits, a perched and altered stalagmite flow was dated between 223 and 229 ka (right side).



les deux réseaux en vis-à-vis en rive droite et rive gauche du Chéran. Le Würm I (MIS 4) correspondrait à l'englacement maximal WGM reconnu ici à 1 250 m NGF (T.4) [COUTTERAND, 2010]. Cette cote est compatible avec les éléments identifiés sur le terrain (figures 4 & 10). Les traces de cet englacement maximal würmien sont nombreuses : rabotage glaciaire, dépôt de till, blocs erratiques allochtones. La cuvette du Mariet à 1 000 m NGF a enregistré le passage du glacier et les éléments allochtones identifiés (minéraux lourds, blocs erratiques) montrent l'origine iséroise du flux glaciaire [HOBLÉA, 1999; COUTTERAND, 2010]. Il est raisonnable de penser que les concrétions des siphons S10 de Prérrouge et S8/11 des Eaux Mortes sont envoyés à ce moment-là et le sont restés jusqu'à aujourd'hui.

Le retrait glaciaire (T.5) libère la cuvette du Mariet et à 65 ka, possiblement lors d'un petit interstade chaud du MIS 4, pousse la concrétion du trou des Casses (figures 11, 12 & 26). Cette croissance suivrait de peu (5 ka?) le maximum glaciaire Würm I (figure 26). Elle se rattacherait à une courte phase de réchauffement (figure 26), probablement un événement de Dansgaard-Oeschger, le DO-18 [LANDAIS, 2016]. Des événements de DO ont été enregistrés en Dordogne dans une stalagmite de la grotte de Villars, toutefois le DO-18 était manquant; l'interprétation alors proposée était la possible présence d'un permafrost empêchant les infiltrations et la croissance de la concrétion [GENTY *et al.*, 2003]. Le concrétionnement au trou des Casses, bien plus haut en altitude mais dans un contexte différent, suggère soit qu'il n'y avait pas de permafrost, soit que des écoulements souterrains et/ou sous-glaciaires suffisamment saturés existaient. Dans tous les cas, cette concrétion scelle un cône fluvio-glaciaire intrakarstique qui peut être raisonnablement rattaché à l'étape T.4 ou correspondre donc à la phase qui suit immédiatement le retrait glaciaire.

La phase T.6 couvre le stade isotopique 3 (MIS 3). Le retrait glaciaire est total et le niveau de base s'abaisse considérablement, sans doute à des altitudes proches de l'actuel. Dans les Bauges occidentales, aucun enregistrement local, et notamment dans le karst ne permet de contraindre correctement cette étape ou d'envisager un retour glaciaire. En revanche, Coutterand [2010] par l'étude des dépôts du grand lac de la Sémine (entre Bellegarde, Seyssel et Cruseilles) propose une chronique détaillée de la déglaciation du glacier isérois en plusieurs étapes bien documentées par les dépôts de ce lac. Dans cette chronique, la phase D.III (déglaciation n° 3) et une phase de récurrence (démontrée par un till recouvrant des formations deltaïques) montrent clairement un retour du glacier isérois à 700 m NGF. Il associe ainsi le lac de Lescheraines à 700 m NGF à cette étape D.III (figures 2 & 26). Ce dispositif permet d'expliquer le remarquable niveau de stabilité identifié à cette cote se traduisant par des replats glacio-lacustres ou fluvio-lacustres

cartographiés (figure 4) et l'ennoiement des conduits perchés (S10 à Prérrouge, S8/11 aux Eaux Mortes). Ceci pourrait être possible dès l'étape T.6 ou durant l'étape T.7 (figure 28). Cette dernière pourrait être la récurrence démontrée par Coutterand [2010] sur la base d'un till couvrant les dépôts deltaïques à Choisy. À cette étape T.7, nous proposons de rattacher la pénétration des cônes fluvio-glaciaires intrakarstiques qui scellent les coulées stalagmitiques du trou des Casses et du gouffre des Invalides (figure 12). Des glaciers locaux sur les crêtes occidentales de la cuvette du Mariet, une dégradation du couvert végétal, doivent suffire à la remobilisation des matériaux glaciaires piégés dans la dépression lors de l'épisode froid précédent (T.4). À ce niveau d'analyse, nous n'avons pas les moyens de montrer qu'il s'agit d'un nécessaire retour du glacier isérois et donc de son débordement dans les Bauges par le col du Frêne. Mais nous n'avons pas non plus les moyens de démontrer son absence totale à cette étape T.7. En revanche, la conservation des dépôts lacustres du paléo-lac de Lescheraines suggère l'absence d'un retour glaciaire isérois ou local à cette altitude. Ce point méritera d'être étudié pour lui-même à l'avenir.

Les étapes T.8 et T.9 correspondent à la mise en place du complexe de terrasses étagées de la dépression de Lescheraines (figures 4 & 5). Le karst se réorganise en fonction de ce nouveau niveau de base. Mais dans les parties à l'aval du système, cette réorganisation n'est pas complète. La géographie des crues dans la grotte de Prérrouge montre que le beurrage interne et externe est important. Vers l'amont, les siphons S10 à Prérrouge et S8/11 aux Eaux Mortes sont toujours perchés et n'ont pas été atteints par l'érosion régressive. Celle-ci réorganise les drains, évacue les remplissages et cherche à structurer une dynamique d'écoulement compatible avec les régimes hydrologiques du moment. Ainsi dans les deux systèmes karstiques étudiés, les éléments les plus éloignés de l'axe du Chéran sont encore sous la dépendance d'épisodes anciens alors que l'aval est sous la dépendance du niveau de base actuel. Ce décalage temporel des fonctionnements et donc des formes et formations associées est identifiable ici car le réajustement est toujours en cours, mais il convient de prendre conscience que ce type de décalage temporel entre un forçage (ici une variation du niveau de base) et ses effets (ici un enregistrement souterrain) a toujours existé dans les relations qui unissent l'endokarst aux événements externes.

Dans ce type de lecture, les enregistrements souterrains ne peuvent donc pas être directement rattachés à des stades de niveau de base, mais à des temporalités et des dynamiques de réajustement qui, elles, sont rattachées à ces niveaux de base. Autrement dit, la temporalité des phénomènes (au sens de durée du réajustement) l'emporte sur le moment exact de l'enregistrement du dit phénomène.

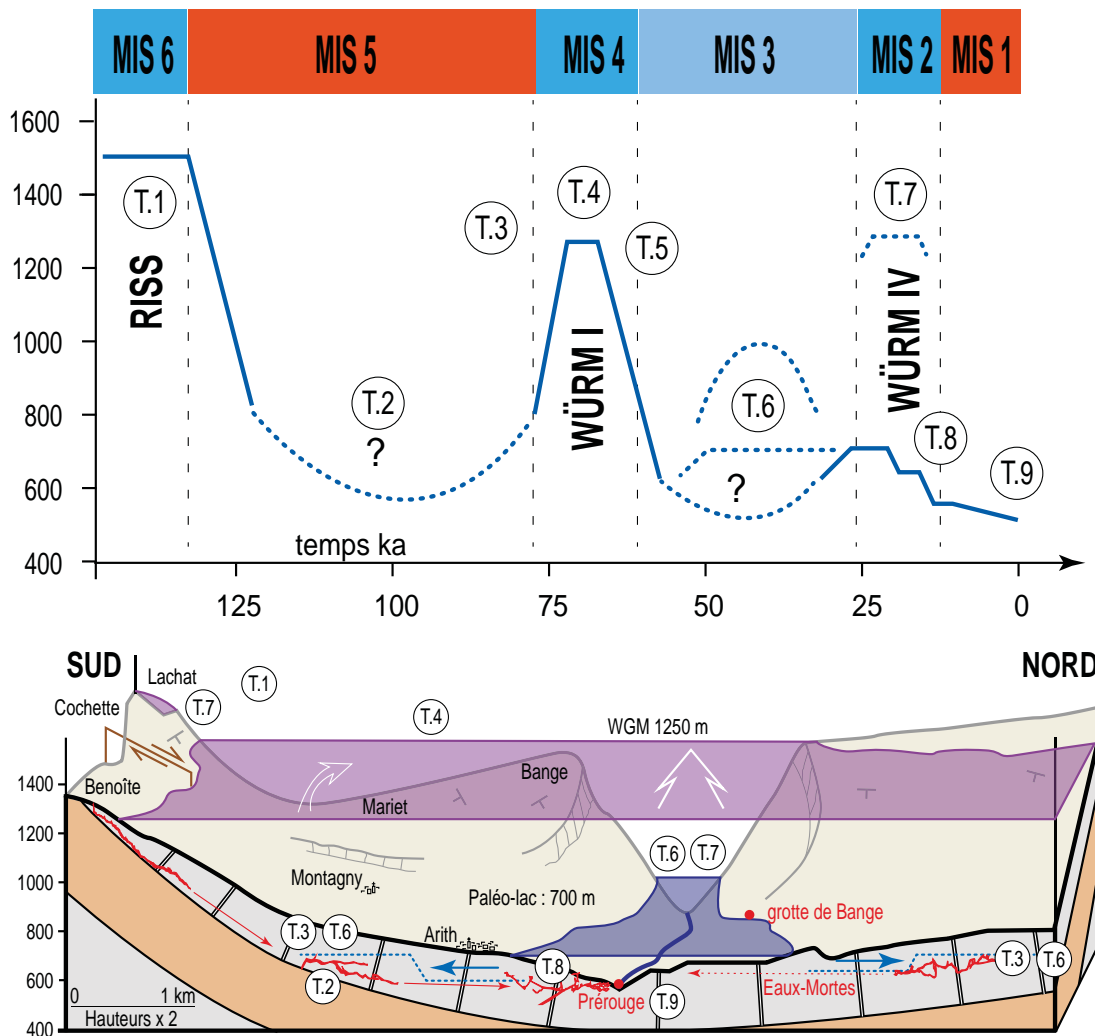


Figure 28 : Reconstitution paléogéographique des relations entre englacement et enregistrement karstique associé. En haut, évolution du niveau de base général (surface glaciaire ou niveau du Chéran); en bas, vue idéalisée de la cluse du Chéran et des systèmes karstiques de Prérrouge et des Eaux Mortes. Le glaciaire est en violet, l'hydrographie en bleu et le karst en rouge. À chaque étape, des objets exo-ou endo-karstiques marquent avec plus ou moins d'incertitude, une date ou un événement. *Paleogeographic reconstruction of relationships between glacial phases and associated karstic registration. On the left side, the general base level evolution (glacier surfaces or Chéran river level). On the right side, an ideal cluse du Chéran view including the Prérrouge and Eau-Morte karstic systems. At least one specific site can be related to an event or a dating at each stage.*

Conclusions

Cette analyse du karst de la bordure occidentale des Bauges a permis de montrer la richesse des relations qui unissent les héritages glaciaires aux processus souterrains. Sur un espace d'une centaine de kilomètres carrés et sur une tranche altitudinale s'étalant de 500 à 1700 m, nous avons pu rassembler les éléments constitutifs de l'évolution du paysage bauju au cours du Würm. Ces éléments sont de trois natures essentiellement: (i) des formes et des formations glaciaires, (ii) des formes et des formations karstiques et (iii) des formes et des formations fluviales ou lacustres.

Tous ces objets ont été cartographiés, synthétisés et organisés sur des documents cartographiques (figures 4 & 10) et parfois analysés pour eux-mêmes. Certains, comme les spéléothèmes érodés, scellés ou enoyés, ont pu faire l'objet de datations absolues. D'autres ont seulement pu être identifiés mais ne bénéficient pas encore d'un contrôle chronologique absolu. Mais ce qui a prévalu ici, c'est la volonté de confronter les objets entre eux et ceci en utilisant une grille de lecture altitudinale. Il en ressort les trois éléments essentiels suivants:

- Dans la **dépression glaciokarstique du Mariet**, il a été possible de montrer les relations entre l'invasion du glacier isérois (à 1250 m NGF) et les karsts se développant à 1000 m NGF. Ces karsts ont reçu les formations fluvio-glaciaires et les stalagmites et planchers datés ont permis de contraindre ces invasions. Celles-ci avaient déjà été identifiées par Mugnier [1965] et Hobléa [1999]. Nous étendons cette reconnaissance à d'autres cavités du Mariet et proposons ici un nouveau cortège de dates.

- Dans la **vaste dépression de Lescheraines**, à 700 m NGF, la paléo surface (possiblement un paléo-lac) proposé et rattaché par Cutterand [2010] à l'étape D.III de la déglaciation iséroise a été cartographiée en détail. Il a été montré ici qu'il constitue l'objet responsable de l'envolement des siphons S10 de Prérrouge et S8/11 des Eaux Mortes. Il est aussi remarquable que de nombreux objets karstiques se raccordent et se structurent aujourd'hui encore à cette cote perchée. Le till de fond WGM, responsable du placage glaciaire de la dépression de Lescheraines est ici complété par un remplissage dont la nature et l'épaisseur restent à contraindre plus finement. À

partir de ces éléments, il est certain que cet objet à 700 m NGF ne peut être que postérieur au stade isotopique 4.

- **Au niveau de la vallée du Chéran**, le complexe des terrasses médianes et inférieures a été cartographié. Il est montré que la pente longitudinale du Chéran va en s'accroissant vers l'aval à mesure que l'incision fait son œuvre. Ceci montre que l'érosion régressive est toujours active et que le Chéran n'a pas atteint son équilibre. Le knickpoint de la Charnia, en amont de la cluse du Chéran, « protège » les dépôts de la dépression de Lescheraines. Ce knickpoint est le point où s'organisent les écoulements actuels des systèmes de Prér rouge et des Eaux Mortes, à 580 et 600 m NGF. Sous terre, l'organisation des crues et l'existence de zones noyées perchées montrent que ce réajustement est toujours en cours.

Le karst des Bauges occidentales constitue un site de premier ordre pour ce type d'analyse. De nombreux travaux restent à conduire, de nouvelles datations sont à entreprendre, des éléments de comparaisons sont à rechercher dans d'autres karsts plus à l'amont ou plus à l'aval du complexe glaciaire isérois. Les perspectives sont nombreuses et permettront à terme de mieux

contraindre la problématique de l'englacement würmien des Alpes occidentales et des modalités de la déglaciation sur cette période. Nul doute que ce karst majeur des Bauges mérite de telles études et un tel intérêt.

Remerciements

Gérard Nicoud et Bruno Cabrol pour leur relecture détaillée et les échanges associés. Laurent Astrade pour ses contacts avec la Fédération Française de Course d'Orientation et son aide à l'accès aux données cartographiques détaillées en format vectoriel de l'ensemble oriental de la cuvette du Mariet (carte n° 2010-D73). Le Spéléo Club de Savoie (en particulier Denys Bourgeois) et le Comité Départemental de Spéléologie de la Savoie pour l'accès aux données de localisation des cavités du Mariet et aux topographies spéléologiques de ce secteur. Pétra Bajo et John Hellstrom (Univ. of Melbourne) pour leur aide avec les mesures et le traitement des données U-Th des échantillons de Prér rouge. Olivier Loiodice pour le magnifique survol des Bauges en parapente à moteur.

Bibliographie

AUDRA P., 1994 - Karsts alpins, Genèse des grands réseaux souterrains. Thèse Univ. Grenoble, *Karstologia Mémoires*, 5, 280 pages.

AUDRA P. et ROCHETTE P. - 1993 - Premières traces de glaciations du Pléistocène inférieur dans le massif des Alpes. Datation par paléomagnétisme de remplissages à la grotte Vallier (Vercors, Isère, France). *Compte rendu à l'Académie des Sciences*, S. 2, 11, 1403-1409, Paris.

AUDRA P., BINI A., GABROVŠEK F., HÄUSELMANN P., HOBLÉA F., JEANNIN P., KUNAVR J., MONBARON M., ŠUŠTERŠIČ F., TOGNINI P., TRIMMEL H. and WILDBERGER, A., 2007 - Cave and karst evolution in the Alps and their relation to paleoclimate and paleotopography. *Acta Carsologica*. 36, 53-67.

BALLESTEROS D., JIMÉNEZ-SÁNCHEZ M., GIRALT S., DEFELIPE I. and GARCÍA-SANSEGUNDO J., 2017 - Glacial origin for cave rhythmite during MIS 5d-c in a glaciokarst landscape, Picos de Europa (Spain). *Geomorphology* 286, 68-77.

BEAUDEVIN C., 2001 - Contribution à l'étude de l'altitude atteinte par les glaciers quaternaires dans quelques vallées alpines, *Géol. Alp.*, 76, 83-116.

BIGOT J.-Y., 2004 - *Spéléométrie de la France. Cavités classées par département, par dénivellation et développement. Situation au 31 décembre 2000*. Spelunca Mémoires, n° 27, 160 P.

BINI A., TOGNINI P. et ZUCCOLI L., 1998 - Rapport entre karst et glaciers durant les glaciations dans les vallées préalpines du Sud des Alpes. *Karstologia* n° 32, pp. 7 - 26.

CAMPY M. et MACAIRE J.-J., 1992 - *Géologie des formations superficielles. Géodynamique, faciès, utilisation*. Masson, 434 p.

COLLECTIF, 1971 - *Spéléo-Drack*, Bulletin de liaison du groupe spéléologique de la MJC du Havre, n° 4, 59 p.

COLLECTIF, 1971 - Inventaire des cavités naturelles du massif du Semnoz (1966-1970). *Spéléo-Drack*, Bulletin de liaison du groupe spéléologique de la MJC du Havre, n° 5, 109 p.

COLLECTIF ASAR, 2018 - Le creux 222, massif des Bauges, Savoie. *Spelunca*, n° 149, p. 7-14.

COMBAZ P., 1912 - Glaciaire et fluvio-glaciaire des Bauges, *Bulletin d'histoire naturelle de Savoie*, tome XVI.

COMITÉ DÉPARTEMENTAL DE SPÉLÉOLOGIE DE SAVOIE, 1993 - *L'aventure souterraine en Savoie*. Ed. Gap, coll. aventure, 304 p.

COUTTERAND S., SCHOENEICH P. et NICOU D. G., 2009 - Le lobe glaciaire lyonnais au maximum würmien glacier du Rhône ou/et glaciers savoyards? Neige et glace de montagne: reconstitution, dynamique, pratiques, *Collection EDYTEM* n° 8, Université de Savoie p. 9 - 20.

COUTTERAND S., 2010 - *Étude géomorphologique des flux glaciaires dans les Alpes nord occidentales au Pléistocène Récent. Du maximum de la dernière glaciation aux premières étapes de la déglaciation*. Thèse, Chambéry, Université de Savoie, 468 p.

DELANNOY J.-J., 1984 - Le Vercors: un massif de la moyenne montagne alpine. Karsts des Alpes occidentales. *Karstologia*, n° 3. 1er semestre, p. 34-45.

- DELANNOY J.-J., 2002** - Glaciations quaternaires et karstogenèse. Exemple des Alpes nord occidentales in *Le front würmien à la périphérie du Jura et des Alpes* – Livret guide – excursion annuelle de l'AFEQ, p. 140-152.
- DENAVIT G., 2005** - *Présentation des aquifères patrimoniaux du massif des Bauges et des Bornes*. Rapport de stage DESS, Univ Savoie. 26 p. (Bauges) + 26 p. (Bornes).
- DOUDOUX B., MERCIER de LÉPINAY B. et TARDY M., 1982** - Une interprétation nouvelle de la structure des massifs subalpins savoyards (Alpes occidentales) : nappes de charriage oligocènes et déformations superposées. *C. R. Acad. Sc Paris*, 295, II, p. 63-68.
- DOUDOUX B., ROSSET J., BARFÉTY J.-C., CARFANTAN J.-C. et PAIRIS J.L. avec la coll. de NICOUD G., COLLETTA B., RIVANO-GARCIA S., TARDY M., DEVILLE E. et GUÉRIN F., 1992** - *Carte géologique de la France. Feuille Annecy-Ugine (702) au 1/50 000^e*. Orléans, BRGM. Notice explicative, 62 p.
- DOUDOUX B., BARFÉTY J.-C., VIVIER G., CARFANTAN J.-C., NICOUD G., COLLETTA B. et TARDY M., 1998** - *Carte géologique de la France. Feuille Albertville (726) au 1/50 000^e*. BRGM.
- DURAND J.-L., 1988** - *Les Bauges orientales, étude géomorphologique*. Université de Savoie, Mémoire de maîtrise, 251 p.
- DURAND R. (dir.), 2015** - Le réseau de la Doria. *Grottes de Savoie* tome 18, CDS 73.
- DUSSEAU P., 1992** - *Approche géomorphologique et dynamique de la partie sud-est du massif des Bauges*, T.E.R. de géographie, Univ Lyon.
- FANTOLI J.-L., 1982** - Le creux du Grand Tétraz, Arith, Savoie. *Spelunca* n° 6, p. 21-24.
- FANTOLI J.-L., 1986** - Bilan de 10 années de plongée souterraine en Bauges et Chartreuse. *Spelunca* n° 24, pp. 30-36.
- GAUCHON C., 2013** - Chronique d'une caverne savoyarde. Les grottes de Banges au XIX^e siècle. *Actes de la 23^e Rencontre d'Octobre*, Le Châtelard, pp. 181-191.
- GENTY D., BLAMART D., OUAHDI R., GILMOUR M., BAKER A., JOUZEL J. and VAN-EXTER S., 2003** - Precise dating of Dansgaard-Oeschger climate oscillations in western Europe from stalagmite data. *Nature*, vol. 421, 833-837.
- GIDON P., PERRIER R. et DOUDOUX B., 1963** - *Carte géologique de la France, feuille Chambéry (725)*. Service de la carte géologique de la France, Paris. Notice explicative des mêmes auteurs, 20 p.
- GIDON P., ENAY R., CAILLON M. et DOUDOUX B., 1970** - *Carte géologique de la France, feuille Rumilly (701)*. Service de la carte géologique de la France, Paris. Notice explicative, 11 p.
- GROUPE d'ÉTUDES HYDROLOGIQUES du SEMNOZ, 1984** - Le réseau de Bange Eaux Mortes ou les dessous du Semnoz. Comité Départemental de Spéléologie 74, Annemasse, *Spéléalpes* n° Spécial., 96 p.
- HÄUSELMANN P., 2002** - *Cave Genesis and its relation with surface processes: investigations in the Siebenhengste region (BE, Switzerland)*. PHD, Universität Freiburg, 163 p.
- HOBLÉA F., 1986** - *Géomorphologie du sud-ouest du massif des Bauges (Revard et Margériaz, Savoie)*. *Approche paléogéographique et karstologique*. TER de géographie, Univ Lyon 2, 318 p.
- HOBLÉA F., 1999** - *Contribution à la connaissance et à la gestion environnementale des géosystèmes karstiques montagnards : études savoyardes*. Thèse Géographie Univ Lyon 2, 2 tomes, 995 p.
- HOBLÉA F., 2013** - Hydrologie karstique de la cluse du Chéran (Massif des Bauges). *Actes de la 23^e Rencontre d'Octobre*, Le Châtelard, p. 118-132.
- HOBLÉA F., CADILHAC L., NICOUD G., DODELIN C. et LASSERRE D., 2008** - Hydrogéologie karstique du massif des Bauges : état des connaissances et contributions de Michel Lepiller aux recherches fondamentales et appliquées. *Actes du Colloque « Hydrogéologie et karst au travers des travaux de Michel Lepiller »*, Journée technique du Comité Français de l'Association Internationale des Hydrogéologues, p. 71-81.
- HUGOT E., 2012** - *Analyse morphostructurale de la vallée du Chéran*. Rapport de stage, CISM-Université de Savoie. 32 p
- IVY-OCHS S., KERSCHNER H., REUTHER A., PREUSSER F., HEINE K., MAISCH M., KUBIK P. W. and SCHLÜCHTER C., 2008** - Chronology of the last glacial cycle in the European Alps. *J. Quaternary Sci*, Vol. 23, p. 559-573.
- JAILLET S., 2013** - La karstification des calcaires dans la cluse du Chéran : entre structuration morpho-tectonique et héritage glaciaire. *Actes de la 23^e Rencontre d'Octobre*, Le Châtelard, SCP, 158-163.
- JAILLET S., MAIRE R., BREHIER F., DESPAIN J., LANS B., MOREL L., PERNETTE J.-F., PLOYON E. et TOURTE B., 2008** - Englacement, eustatisme et réajustements karstiques de la bordure sud de l'archipel de Madre de Dios (Patagonie, Province Ultima Esperanza, Chili). *Karstologia*, 51, 1-24.
- JAILLET S., PONS-BRANCHU E., HOBLÉA F., BERTHET J., DUVILLARD P.-A. et GENUITE K. (accepté)** - La dépression glaciokarstique du Mariet (Bauges occidentales, France) : un marqueur de l'englacement würmien des Alpes françaises du Nord. *Géomorphologie*. Sous presse.
- KLIMCHOUK A., FORD D., PALMER A. & DREYBRODT W. (Eds), 2000** - Speleogenesis. Evolution of karst Aquifers. *Nati. Speleological Society, USA*, 527 p.
- LANDAIS A., 2016** - Reconstruction du climat et de l'environnement des derniers 800 000 ans à partir des carottes de glace – variabilité orbitale et millénaire. *Quaternaire*, vol. 27/3, pp. 197-212.
- LANET O., 2013** - Analyse hydrogéologique du réseau de Bange – Montagne du Semnoz. *Actes de la 23^e Rencontre d'Octobre*, Le Châtelard, pp. 152-157.
- LEMORDANT Y., 1977** - *Infiltration et transfert des eaux souterraines en pays karstique. Le plateau du Mont Revard (Savoie)*. Thèse Géologie appliquée, Univ, 203 p.
- LEPILLER M., 1976** - Résultats et interprétation de cinq opérations de traçage effectuées sur les systèmes karstiques du Semnoz et de la montagne de Bange - Bois de Prépoulain (Massif subalpin des Bauges, Savoie et Haute-Savoie, France). *2^e Colloque Hydrol.* en Pays Calcaires, Besançon, p. 251-262.
- LEPILLER M., 1980** - *Contribution de l'hydrochimie à la connaissance du comportement hydrogéologique des massifs calcaires. Étude de quelques systèmes karstiques du massif du Semnoz et de la région d'Annecy (Savoie, Haute-Savoie, France)*. Thèse de Géologie appliquée, Univ Grenoble, 478 p.

- LIGNIER V. et DESMET M., 2002** - Les archives sédimentaires quaternaires de la grotte Sous les Sangles (Bas-Bugey, Jura méridional, France); indices paléo-climatiques et sismo-tectoniques. *Karstologia*, 39, 27-46.
- LISIECKI L.E. and RAYMO M.E., 2005** - A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic D18O records. *Paleoceanography*, vol. 20, PA1003, 17p.
- MANIGLIER S. et LESAULNIER P., 2015** - L'hauterivien atypique. La lutte vaine des mineurs du Semnoz: le Germinal. *Speleo Mag*, TGT, n° 92, pp. 20-29.
- MATHEVET T., 2002** - Analyse du fonctionnement du système karstique de Bange-L'Eau-Morte (Bauges, Savoie & Haute-Savoie, France). *Rapport de DEA HHGG*, École Supérieure des Mines de Paris.
- MATHEVET T., LEPILLER M. and MANGIN A., 2004** - Application of time-series analyses to the study of the hydrological functioning of an Alpine karstic system: the case of the Bange-L'Eau Morte karstic system. *Hydrology and Earth System Sciences* 8 (6), pp. 1051-1064.
- MATHEVET T. et JOZJA N., 2008** - Fonctionnement hydrologique et géochimique du système karstique de Bange-L'Eau-Morte. *Actes du Colloque « Hydrogéologie et karst au travers des travaux de Michel Lepiller »*, Journée technique du Comité Français de l'Association Internationale des Hydrogéologues. 16 au 17 mai 2008. pp. 83-95.
- MONJUVENT G. et NICOU G., 1988** - Modalités et chronologie de la déglaciation würmienne dans l'arc alpin occidental et les massifs français: synthèse et réflexions. *Bull. Ass. fr. Etude du Quaternaire*, Vol. 25, n° 2, 147-156.
- MUGNIER C., 1965** - Les karstifications antépliocènes et plioquaternaires dans les Bauges, la Chartreuse septentrionale et les chaînons jurassiens voisins (Savoie, Haute-Savoie, Isère). *Annales de Spéléologie* t. XX, fasc. 1 et 2, FFS, Paris, 74 p.
- MUGNIER C., 1979** - L'influence des glaciations sur la karstification dans les Bauges et en Chartreuse septentrionale (Savoie, Haute-Savoie, Isère). *Spelunca* n° 4, FFS, Paris, pp. 171-172.
- NAJIB H. R., 2000** - *Étude de la structure et du fonctionnement hydrologique du bassin-versant karstique de la Doria (Massif des Bauges, Savoie)*. Thèse, univ. Strasbourg.
- NANT J., 2016** - Salle Fitoja, système de Bange, Prépoullain, Creux de la Litorne, Pic Noir. *Spéléo Mag*, n° 96, pp. 12-15.
- NGRIP MEMBERS, 2004** - High resolution Climate Record of the Northern Hemisphere back into the last Interglacial Period. *Nature* 431, 147 – 151.
- NICOU G., 1973** - *Hydrogéologie de la Haute vallée du Chéran. Massif des Bauges (Savoie)*. Thèse de Géologie Appliquée, Univ Grenoble, 181 p.
- NICOU G., CODDET E., BLAVOUX B. et DRAY M., 1993** - Les complexes détritiques de marge glaciaire active dans le Bas Chablais (bassin lémanique). Implication hydrogéologique. *Quaternaire*, 4 (2-3), p. 69-76.
- PALMER A., 2007** - *Cave Geology*. Cave Books, 454 p.
- PERRIER R., 1960** - Mont Margériaz et Colombier, vallées du Noyer et des Aillons (massif des Bauges, Savoie). *Travaux du Laboratoire de Géologie de Grenoble*, tome 36, p. 68-71.
- SCHLÜCHTER C., 2004** - The Swiss glacial record — a schematic summary. J. Ehler, P.L. Gibbard (Eds.), *Quaternary Glaciations — Extent and Chronology*. Part I: Europe, pp. 413-418
- SCHOENEICH P., 1998** - Corrélation du dernier maximum glaciaire et de la déglaciation alpine avec l'enregistrement isotopique de Groenland. *Quaternaire*, 9/3: 203-216.
- SIEGEL J., 2016** - Du petit trou souffleur au plus grand volume. Massif des Bauges, Savoie: Fitoja Express. *Spéléo Mag*, n° 96, p. 6-11.
- SLABE T. (1995)** - *Cave rocky relief and its Speleogenetical Significance*. Znanstvenoraziskovalni Center Sazu, 128 p.
- TESSANNE E., 2014** - Savoie: grotte de Prér rouge, au bout du rêve. *Spéléo Mag*, n° 86, pp. 8-13.
- TRIGANON A., NICOU G., GUITER F. et BLAVOUX B., 2005** - Contrôle de la construction de l'ensemble détritique de la région d'Évian par trois phases glaciaires durant le Würm. *Quaternaire*, 16, (1), p. 57-63.
- WILHELM B., 2007** - *Contribution à la connaissance des systèmes karstiques dans les Préalpes septentrionales (Réseau Garde-Cavale, la Féclaz, Bauges)*. Mémoire Master 1, Univ. Savoie, 172 p.
- YOCOZ M. et YOCOZ G., 1986** - Massif de Prépoullain. Découverte d'une importante cavité, le Creux de la Benoîte. *Spelunca* n° 24, p. 11-12.
- YOCOZ M. et YOCOZ G., 1988** - Activité du Spéléo Club de Savoie: Creux du Loret. *Spelunca* n° 30, p. 5-6.
- ZAMOLO G., 1980** - *Régime des eaux souterraines dans les massifs calcaires. Hydrogéologie du secteur sud-est du massif des Bauges (Savoie)*. Bassins-versants du Ternèze et du Nant d'Aillon. Thèse de Géologie appliquée, Univ. Grenoble, 326 p.