



HAL
open science

Stratification d'un aquifère continental. Les sources jumelles, froides et thermo-minéralisées de Camou (massif des Arbailles, Pyrénées-Atlantiques)

Nathalie Vanara, Philippe Audra, Jean-Yves Bigot, Dimitri Laurent, Didier Cailhol, Gérard Cazenave

► To cite this version:

Nathalie Vanara, Philippe Audra, Jean-Yves Bigot, Dimitri Laurent, Didier Cailhol, et al.. Stratification d'un aquifère continental. Les sources jumelles, froides et thermo-minéralisées de Camou (massif des Arbailles, Pyrénées-Atlantiques). 31e Rencontres d'octobre, Oct 2021, Villegly, France. pp.1-9. hal-04825375

HAL Id: hal-04825375

<https://hal.science/hal-04825375v1>

Submitted on 7 Dec 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 - NoDerivatives 4.0 International License

**Philippe AUDRA (1), Jean-Yves BIGOT (2), Dimitri LAURENT (3),
Nathalie VANARA (4), Didier CAILHOL (5), Gérard CASENAVE (6)**

1. Polytech'Lab, Université Côte d'Azur, Philippe.AUDRA@univ-cotedazur.fr
2. Association française de karstologie (AFK), jeanbigot536@gmail.com
3. GeoRessources, Université de Lorraine, dimitri.laurent@univ-lorraine.fr
4. Université Paris 1 – Panthéon-Sorbonne & Université Toulouse Jean Jaurès, UMR 5608 TRACES, Nathalie.Vanara@univ-paris1.fr
5. INRAP Toulouse, dcailhol@orange.fr
6. Société de spéléologie et de préhistoire des Pyrénées Occidentales (SSPPO), gcasenav@club-internet.fr

Stratification d'un aquifère continental

LES SOURCES JUMELLES, FROIDE ET THERMO-MINÉRALISÉE DE CAMOU (MASSIF DES ARBAILLES, PYRÉNÉES-ATLANTIQUES)

RÉSUMÉ

Les sources de Camou (massif des Arbailles, Pyrénées-Atlantiques) présentent la particularité d'associer étroitement une source froide typiquement karstique drainant une partie de la retombée orientale urgonienne des Arbailles, et une source thermo-minéralisée (33,5 °C ; salinité 17,7 g/L). Cette dernière acquiert sa minéralisation principalement par un passage en profondeur dans le synclinal d'Apanicé, où elle lessive les évaporites du Trias. La remontée rapide des eaux profondes s'effectue au croisement de linéaments régionaux actifs (chevauchement nord-pyrénéen et faille Arbailles-Roncal). Les plongées spéléo dans la grotte Maddalen sus-jacente ont permis de rejoindre le conduit noyé à l'origine de la source froide, qui cependant traverse la nappe thermique dans le troisième siphon (S3). 6 enregistreurs de température et de pression ont été posés dans les différentes masses d'eau du S3, sur une durée de 6 mois. Les capteurs situés côté aval de part et d'autre de la thermohaline montrent une remontée de la nappe thermique en début de crue, puis une invasion de l'ensemble du conduit par de l'eau de crue froide, contrôlés par les variations de charge de l'aquifère karstique. De l'observation de ces mécanismes, on déduit un modèle hydrodynamique avec un panache chaud ascendant au cœur d'un aquifère froid, sans mélange significatif, mais ne nécessitant pas pour autant de circuits étanches indépendants, les deux masses d'eau pouvant coexister y compris dans un même conduit. Le modèle implique l'existence de conduits secondaires inconnus proches de l'émergence pour écouler à l'étiage chaque masse d'eau vers des points de sortie distincts. De tels contextes d'aquifères stratifiés liés à des différences de densités sont courants sur les karsts côtiers (Floride, Calanques...), dans les karsts à évaporites (Schlotten du Harz en Allemagne, karst de Kungur dans l'Oural, etc.), mais restent peu identifiés en milieu continental. Les sources jumelles de Camou jaillissant dans un même porche, en sont un rare exemple, avec celle de la Mescla dans les Alpes-Maritimes.

ABSTRACT

The Camou springs (Arbailles Massif, French Western Pyrenees) display an unusual close association of a typically cold karstic spring that drains the Urgonian western limb of the Arbailles, and a thermo-mineralized spring (33.5 °C; salinity 17.7 g/L). The latter gains its mineralization at the contact of Triassic evaporites mainly through a deep loop in the Apanice syncline. The fast upflow of this deep water is made at the cross of large active lines (the North-Pyrenean thrust and the Arbailles-Roncal fault). Speleo-diving in the nearby Maddalen Cave allowed reaching the phreatic passage at the origin of the cold spring, which however also crosses the thermal body in the third sump (S3). 6 pressure-temperature dataloggers were settled in both water bodies during 6 months. The dataloggers located downstream on either side of the thermohaline show at the beginning of flood first a lift of the thermal body, then an invasion of the whole phreatic passage by the cold floodwater, controlled by head changes in the karst aquifer. From observation of these mechanisms, we deduce a hydrodynamic model with a warm plume rising into the cold aquifer, without significant mixing. This does not actually require independent watertight routes, both water bodies can coexist including in the same conduit. This model implies the existence of unknown secondary passages close to the spring, which allow during low stage an independent draining of each water body toward separate outlets. Such type of stratified aquifer linked to density differences are common in coastal karsts (Florida, French Calanques...), in the evaporite karsts (Schlotten of the Harz in Germany, Kungur karst in Ural...), but remain poorly identified in continental areas. The Camou twin springs pouring out in the same porch are an outstanding example, together with the Mescla spring in French Alpes-Maritimes.

1. INTRODUCTION

Les sources thermales en domaine karstique sont relativement courantes. Elles jaillissent généralement le long des vallées (Lasfontès à Bize, Aude), parfois même dans les conduits noyés (gourg de l'Antre à Soulatgé, Aude ; Font Estramar à Salses, Pyrénées-Orientales). Certaines cavités thermales ont été reconnues en plongée (Aigo Tebo dans le vallon du Salut à Bagnères-de-Bigorre, Hautes-Pyrénées ; la source du Mas d'En Caraman à Paziol, Pyrénées-Orientales ; le puits noyé à Salins-les-Thermes, Savoie) [AUDRA, 2007]. Cependant, la juxtaposition de sources de composition et de température nettement différenciées reste rare. On peut citer le Bachai di Faye, émergence froide classique proche des bains thermo-sulfuriques de la Caille (Allonzier-la-Caille, Haute-Savoie), sous le pont du même nom enjambant le canyon des Usses. Mais ces deux sorties d'eau restent toutefois distantes d'environ 300 m.

Localisation et description

La source de Camou (Lamiña ziloa, «la grotte des laminak», les lutins basques des sources), est à notre connaissance un cas relativement exceptionnel, avec deux sources jaillissant côte-à-côte dans le même porche, l'une chaude et l'autre froide. Elle se localise au sud du village de Camou-Cihigue (Pyrénées-Atlantiques), à l'extrémité d'un vallon longeant la retombée orientale du massif des Arbailles (43.113056°N, 0.909167°W, alt. 230 m).

Les deux sources proviennent d'une grotte de quelques mètres de longueur (Fig. 1), tandis qu'à quelques dizaines de mètres un porche ouvre sur une salle évidée le long d'une faille, mais refermée au bout de quelques mètres. Surplombant la source d'une vingtaine de mètres, un boyau désobstrué par les spéléos locaux (GS Gaves) a livré accès à un réseau, la grotte Maddalen, rejoignant l'écoulement à l'origine de la source froide (Fig. 2). Trois siphons successifs ont été plongés (G.S Gaves, G.S Oloron, Crapouillaux), le S3 ayant été reconnu jusqu'à -54 m (plongeurs Fr. Verlaguet et D. Robert).

Ce troisième siphon présente la particularité de recouper la nappe thermale à une dizaine de mètres de profondeur, qui remplit une boucle basse, tandis que la suite amont du siphon est occupée à nouveau par l'eau froide. La nappe thermale est alimentée par le fond depuis une fissure remontante (feeder). Les deux masses d'eau sont nettement séparées par une thermohaline, et si les eaux froides sont généralement claires, les eaux thermales sont intensément troublées par un foisonnement de flocons bactériens.



Fig. 1 : les sources jumelles de Camou vues du fond du porche. Elles sont séparées par une murette, la froide à gauche et la chaude à droite (photo. J.-Y. Bigot).

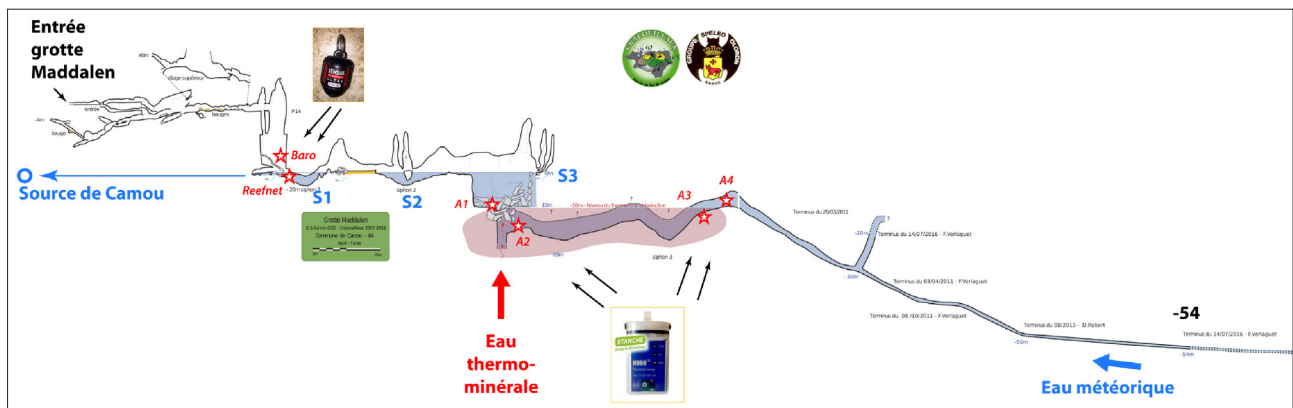


Fig. 2 : coupe de la grotte Maddalen (GS Gaves, GS Oloron, Crapouillaux), avec localisation des capteurs.

Caractéristiques physico-chimiques

Les deux sources de Camou, quoique jumelles, se distinguent nettement, tant du point de vue de leur débit que de leurs caractéristiques physico-chimiques (Fig. 3). La source froide est typiquement karstique, avec une forte variabilité reflétant le régime de la recharge pluvio-nivale. Son débit n'est pas mesuré, elle peut exceptionnellement tarir lors des étiages extrêmes. Son profil physico-chimique montre que la température oscille entre 14 °C en hautes eaux et 27,7 °C à l'étiage, impliquant une contribution de la composante thermique dans ces dernières conditions. La conductivité varie entre 2 500 et 5 000 µS/cm. Son profil chimique est typiquement carbonaté-calcaïque, avec toutefois une part significative de sulfates et chlorures, augmentant apparemment en hautes eaux. La source chaude a quant à elle un débit régulier, limité à moins de 1 L/s, pour une température comprise entre 28 et 38 °C, et une conductivité entre 19 000 et 22 000 µS/cm. Son faciès chimique est chloruré-sodique, avec des composantes sulfatée et carbonatée-calcaïque. Toutefois, la charge (~ 18 g/L) étant de l'ordre de 50 fois plus importante que celle de la source froide, la concentration carbonatée-calcaïque reste en valeur absolue bien supérieure à celle de la source froide.

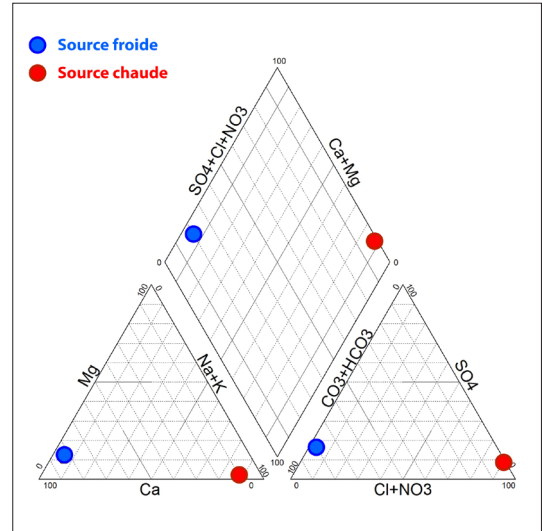


Fig. 3 : diagramme de Piper des sources de Camou [source froide d'après INST. EUROPÉEN DE L'ENVIRONNEMENT DE BORDEAUX, in VANARA, 2000 ; source chaude d'après GOITY, 1986, in VANARA, 2000].

Contexte hydrogéologique

Le massif des Arbailles est une structure plissée d'axe est-ouest, dominée par l'anticlinal à cœur triasique de la Bidouze, associé à une série de plis secondaires, s'arquant et s'ennoyant à l'est dans le synclinal marneux d'Apanicé (Fig. 4). Les sources de Camou se localisent au toit des calcaires urgoniens de l'Aptien supérieur de la retombée anticlinale des Arbailles, sur une faille est-ouest, en contact avec les marnes noires albiennes du synclinal d'Apanicé. Le dispositif hydrogéologique montre que les écoulements d'origine météorique sont logiquement issus du flanc anticlinal dominant la source à l'ouest (secteur du gouffre de Bexanka), et remontent dans la série urgonienne.

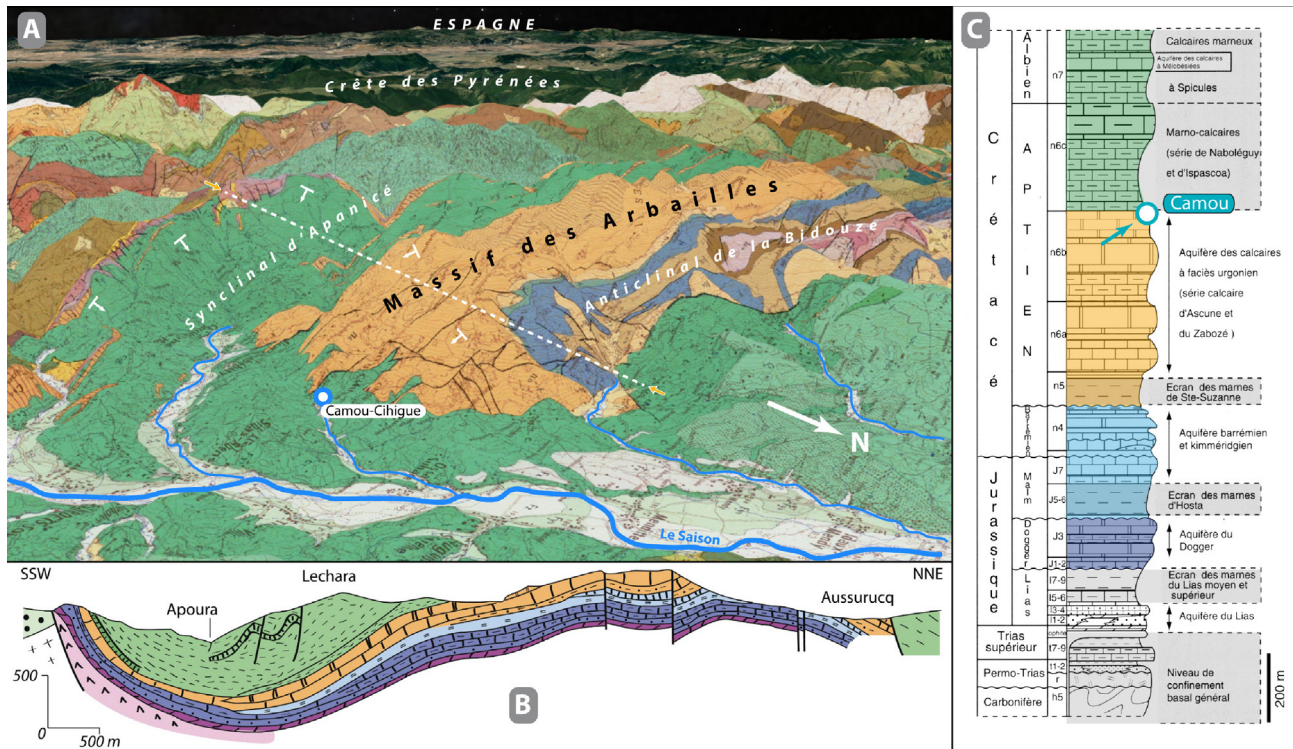


Fig. 4 : géologie des Arbailles. A/ vue 3D en direction du sud-ouest, avec indication du tracé de la coupe B, et localisation de la source de Camou [géologie BRGM sur fond Google Earth]. B/ coupe géologique [d'après VIAUD 1991, in VANARA, 2000]. C/ Échelle stratigraphique avec localisation du niveau d'émergence de la source de Camou [d'après VANARA, 2000].

Concernant l'origine des eaux de la source chaude, leur faciès chimique suggère un passage au fond du synclinal d'Apanicé, où elles acquièrent leur salinité chlorurée-sodique et sulfatée au contact des évaporites du Trias. Une partie des sulfates pourrait également être issue de la dissolution en profondeur des calcaires jurassiques : la réduction thermochimique (TSR) des sulfates du Trias durant la phase d'extension du Crétacé avait induit une migration d'H₂S, qui a été ensuite piégée dans microporosité de ces calcaires [LAURENT, 2019].

L'excès de température (+ 26 °C), par rapport à celle attendue à cette altitude, implique une profondeur minimale de 900 m (en l'absence de valeur locale, pour un gradient moyen supposé de 1 °C / 33 m), et probablement plus compte-tenu de mélanges et du refroidissement au cours de la remontée. Cette remontée peut être rapide le long des grandes failles régionales actives, profondément enracinées, à l'intersection desquelles se trouve Camou : le chevauchement nord-pyrénéen (E-O) et la faille Arbailles-Roncal (NNE-SSO). Sa recharge quant à elle pourrait se localiser sur l'étroite bordure carbonatée au sud du synclinal d'Apanicé.

Malgré ces éléments concernant relativement bien ses caractéristiques générales, Camou reste énigmatique quant à l'association aussi étroite entre une source karstique « normale » et une source thermo-minéralisée. Des mélanges peuvent apparaître selon la situation hydrologique, mais néanmoins leur dynamique suggère un fonctionnement permettant de préserver une indépendance relative.

Un tel aquifère karstique encapuchonné sous la couverture des marnes aptiennes présente nécessairement une zone saturée de plusieurs centaines de mètres d'épaisseur, assurément très karstifié au moins en certains secteurs préférentiels (zone épinoyée, joints et fractures ayant guidé les écoulements...). Dans ce contexte, on comprend difficilement que des eaux thermo-minéralisées qui traversent, le long de fractures majeures, toute l'épaisseur de l'Urgonien karstifié, ne se mélangent pas avec les eaux météoriques, et puissent conserver une grande partie de leur signature profonde.

C'est ce paradoxe intrigant que nous avons étudié. Après la présentation des méthodes d'investigation, nous exposerons nos résultats, qui seront discutés, pour aboutir à un modèle conceptuel de fonctionnement expliquant le paradoxe apparent de ce « non-mélange », en le replaçant finalement dans le cadre plus général des aquifères mixtes à masses d'eaux stratifiées.

2. MÉTHODES D'INVESTIGATION



Fig. 5 : réseau d'entrée marqué par d'anciennes morphologies noyées (photo. Br. Maestracci).

Les reconnaissances ont été établies par les spéléoplongeurs, qui ont décrit, topographié, et documenté les caractéristiques des passages noyés (fig. 5). Le suivi des caractéristiques physiques des masses d'eau a été réalisé par la pose d'enregistreurs autonomes et étanches, avec un pas de temps d'acquisition de 30 min : Reefnet Sensus Ultra pour la température et la hauteur d'eau, et HOBO UA-001-64 Pendant Temp pour la température de l'eau (fig. 6).

Durant 18 mois (du 23/02/2020 au 06/08/2021), deux Reefnet ont été placés en sortie aval du premier siphon (S1), l'un, immergé le long d'une échelle limnimétrique, mesurant la hauteur de la colonne d'eau (noté « Reefnet » sur la Fig. 1), l'autre suspendu dans l'air, permettant la compensation barométrique (noté « Baro »).

Plus tard, et durant 7 mois (du 26/12/2020 au 06/08/2021), quatre HOBO ont été placés dans la première boucle du S3 de part et d'autre de la thermohaline, située à 10 m de profondeur le jour de la pose, deux en aval, deux en amont (notés respectivement A1 à -9 m ; A2 et A3 à -11 m, A4 à -8,6 m).

L'ensemble des données collectées a été rassemblé dans un tableur unique afin de représenter simultanément les courbes évolutives de chaque capteur.

Nous nous sommes appuyé sur les données de la station météorologique proche d'Oloron-Sainte-Marie [BUCHELI, 2021], donnant les conditions en plaine à altitude équivalent à celle de la source de Camou pour le mois de janvier 2021.

Les vidéos de la pose des enregistreurs, particulièrement impressionnantes lors du passage de la thermohaline et de l'entrée dans les eaux sulfureuses « cotonneuses » sont disponibles au liens suivants :

youtube.com/watch?v=zHspJ9ghxuA ; youtube.com/watch?v=1_w-IweYTzE

3. RÉSULTATS

Seule la période de 7 mois en 2021 où des enregistreurs étaient présents dans le S3 est exploitée dans cet article. La période antérieure n'ayant été couverte que par une paire de sondes Reefnets placées à la sortie du S1, qui ne permettent pas de déterminer la dynamique de l'interface entre les deux masses d'eau.

Sur la période entière (Fig. 7), globalement le capteur A2 située à l'aplomb du feeder thermal est pratiquement tout le temps dans la nappe thermique, avec une température relativement stable à $\sim 32^\circ\text{C}$, avec cependant des chutes brutales de température montrant l'arrivée d'eau froide pendant les crues hivernales. Les crues estivales sont quant à elles marquées par une impulsion haute-basse caractéristique, de faible ampleur thermique (entre 2 et 5°C), avec quelques pics atteignant $37,5^\circ\text{C}$ à la fin de l'été. Les capteurs A3 et A4, situés côté amont, restent dans la nappe froide vers $\sim 15^\circ\text{C}$. Le capteur A1, posé à l'aval juste au-dessus de la thermohaline, demeure la majorité du temps dans l'eau froide, mais met en évidence 4 pulsations d'eau thermique, correspondant à des poussées de crue intervenant après une période d'écoulement plus modéré. Du point de vue hydrodynamique, les principales montées d'eau (max. $+1,40\text{ m}$) correspondent aux crues hivernales de janvier à fin mars, liées à des pluies et/ou de la fonte de neige, les crues ultérieures ne donnant que des montées d'eau plus modestes (environ $+20\text{ cm}$), mais néanmoins bien marquées sur les signaux thermiques. L'allure de ces signaux thermiques de crue est très régulière, avec une impulsion froide brutale, puis un retour progressif aux conditions initiales, avec un décalage tendanciel vers le haut.



Fig. 6 : départ du S1 le jour de la pose des capteurs (photo. Br. Maestracci).

Au global, la température de la nappe froide est au minimum en hiver, ne descend jamais en-dessous de $12,5$ à 13°C , puis jusqu'à l'été s'échauffe régulièrement de $\sim 5^\circ\text{C}$ en raison de la diminution progressive des apports d'eau froide.

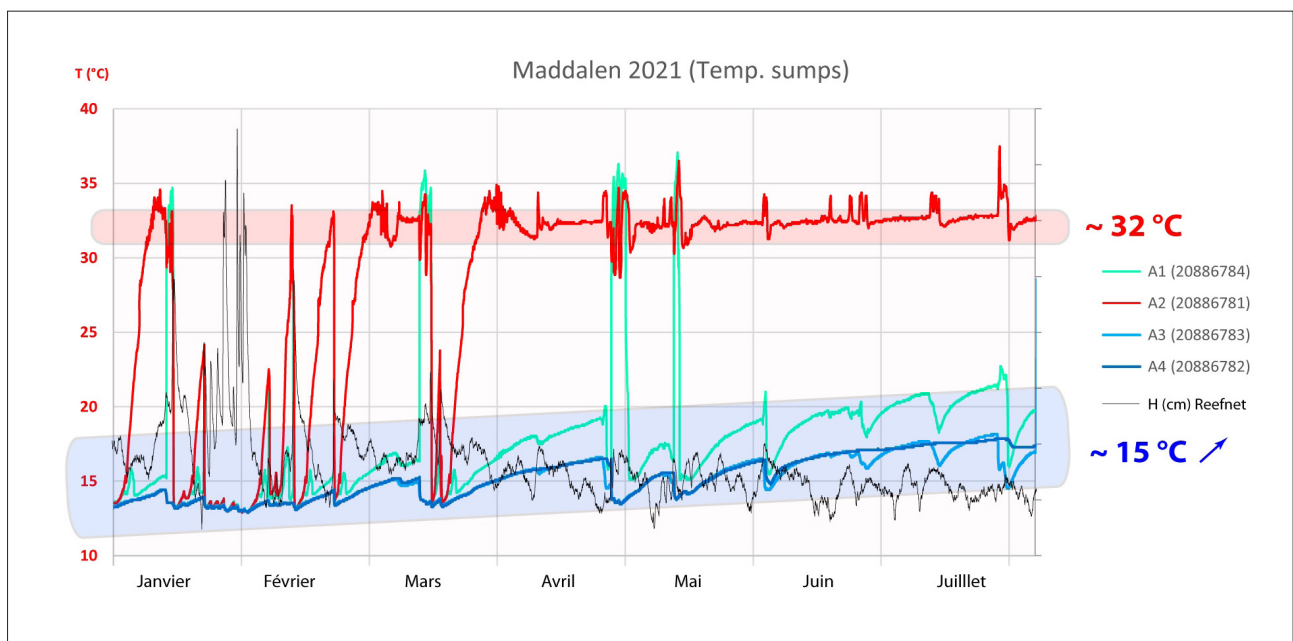


Fig. 7 : données des enregistreurs thermiques posés dans le S3, de janvier à août 2021. Les numéros correspondent à la référence des enregistreurs. Outre les variations brutales de crue, les deux masses d'eau apparaissent clairement, une chaude stable à environ 32°C (capteur A2), et une froide autour de 15°C dont la température augmente lentement.

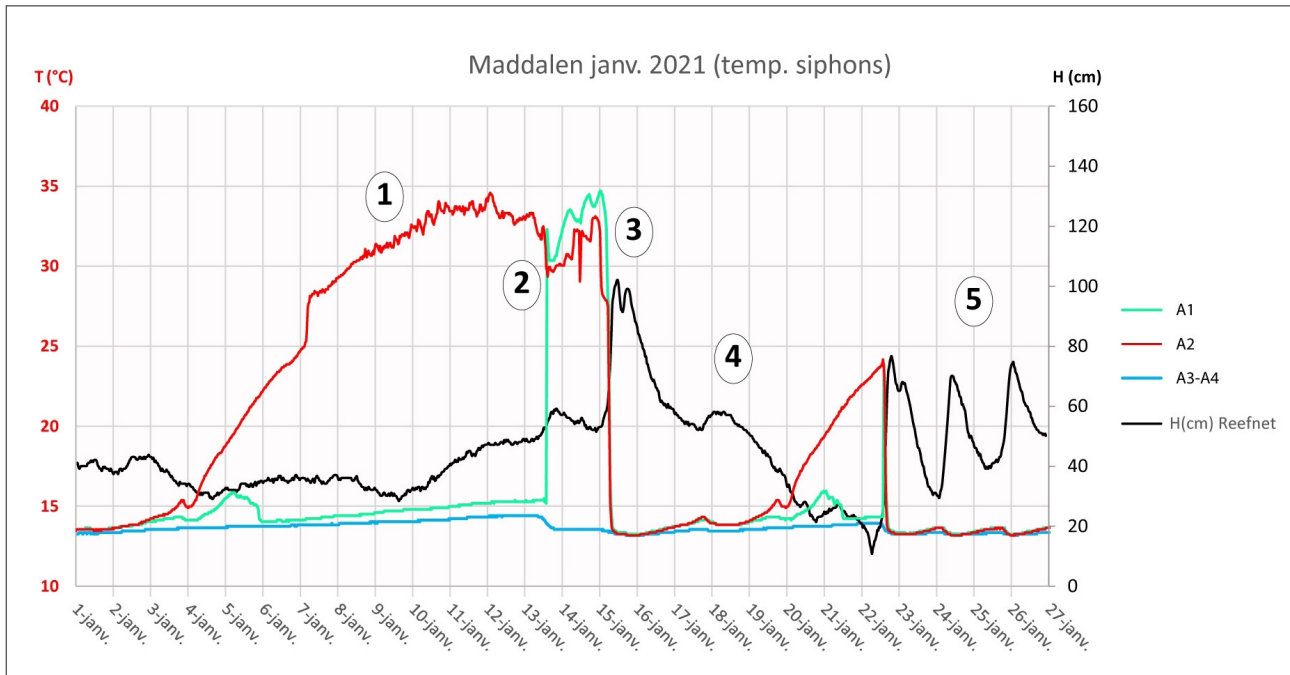


Fig. 8 : zoom sur les données des enregistreurs thermiques posés dans le S3, en janvier 2021. Les capteurs A3 et A4 ayant exactement les mêmes valeurs sur cette période ont été fusionnés en une courbe unique. Les phases numérotés sont détaillées dans le texte.

Nous détaillons le comportement lors des crues de janvier (Fig. 8), les signaux de crue suivants étant relativement similaires, à l'amplitude près. Les phases dynamiques suivantes vont se succéder :

1/ La première moitié de janvier est en niveau bas du fait des températures météorologiques basses bloquant l'infiltration d'un éventuel couvert neigeux. Après des crues antérieures où l'eau froide avait envahi tout le conduit, le capteur A2 se retrouve progressivement dans l'eau thermique. Les autres capteurs restent dans l'eau froide. Une légère montée thermique intervient le 5 janvier pour le capteur A1, à la suite d'un petit épisode pluvieux.

2-3/ Mi-janvier intervient une crue importante (+1 m), liée à un redoux marqué, suivi de pluies le 15 janvier. Dans un premier temps, une première crue modérée « refroidit » les capteurs amont (A3-A4) ; à l'aval la thermohaline remonte et le capteur A1 passe dans l'eau thermique, le capteur A2 dans la nappe thermique étant de son côté légèrement refroidi par des mélanges modérés. La crue du 15 janvier provoque, outre une montée d'eau importante, l'invasion de tous les capteurs par l'eau froide météorique.

4/ S'ensuit une période de temps doux sans fusion du couvert nival, avec un retour partiel aux conditions initiales, interrompu par une reprise des apports météoriques.

5/ La dernière semaine montrant des oscillations (~20 cm) avec une période de 1,5 jour que nous interprétons pour l'instant comme une série de chutes de pluie-neige fondant au fur et à mesure. Pour cette dernière période, malgré l'incertitude des interprétations météorologiques, la succession de recharges sur un cycle quasi-quotidien est certaine. Cet apport d'eau météorique froide amène aux conditions de crue : tous les capteurs sont dans l'eau froide.

Les données thermiques des capteurs et les hauteurs d'eau permettent de comprendre le fonctionnement hydrodynamique pendant une phase de crue, qui se traduit par le déplacement vertical de la thermohaline (Fig. 9). L'eau thermique, quoique plus chaude, est plus dense du fait de sa salinité : la masse d'eau météorique se positionne donc au-dessus, et ceci quelles que soient les conditions d'écoulement.

À l'étiage, les deux masses d'eau sont à l'équilibre, seul le capteur A2 est dans l'eau thermique. Le capteur A3, pourtant situé en amont exactement à la même profondeur que A2 (les profondimètres des plongeurs sont précis) est quant à lui dans l'eau froide. Cette inclinaison de la thermohaline est interprétée comme l'effet produit par l'arrivée à l'amont d'eau météorique, induisant une légère charge sur la masse d'eau thermique. L'écoulement de l'eau froide météorique ne passe pas par le conduit, dont la boucle basse en-dessous de -10 m reste emplie d'eau thermique, sans signe de mélange significatif.

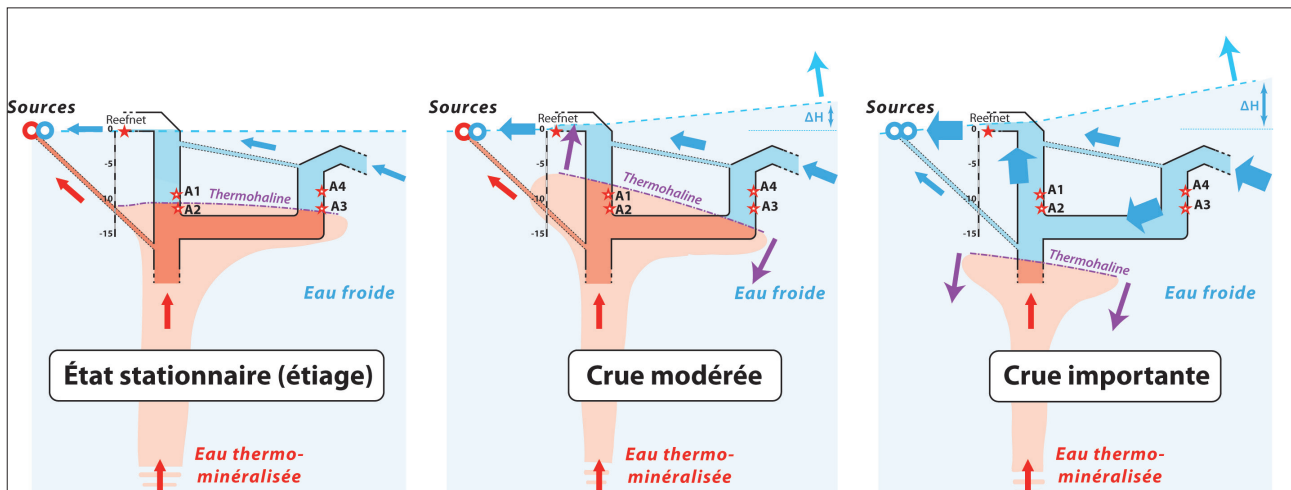


Fig. 9 : modèle d'interprétation hydrodynamique du comportement de la stratification des masses d'eau selon les conditions hydrologiques, dans le secteur du S3 où étaient localisés les capteurs de température.

En début de crue, l'apport croissant d'eau météorique accroît la charge amont. De manière transitoire, l'eau chaude stagnante dans le U du siphon est repoussée à l'aval par l'arrivée d'eau froide en amont, par effet piston, le capteur A1 passe dans l'eau chaude. Enfin, au maximum de la crue, la charge amont de la masse froide est suffisante pour bloquer l'eau thermale dans le feeder, toute la boucle basse du conduit est envahie d'eau froide qui se déverse abondamment à l'émergence.

4. DISCUSSION

Densité différentielle. La thermohaline très marquée démontre la présence de deux masses d'eaux aux caractéristiques physiques nettement différenciées, et qui ne se mélangent pas. Cette interface ne résulte pourtant que d'une différence de densité ténue : $1\ 006\ \text{kg} / \text{m}^3$ pour la nappe thermale (avec $T = 35\ ^\circ\text{C}$, salinité = $17,5\ \text{g/L}$) et $999\ \text{kg} / \text{m}^3$ pour l'eau météorique (avec $T = 15\ ^\circ\text{C}$, salinité = $0,4\ \text{g/L}$). Ceci ne représente en effet que $0,72\ \%$ de différence, soit $1/138$ seulement, alors que l'écart « classique » entre eau douce et eau de mer est de l'ordre de $1/40$.

Modèle hydrodynamique d'écoulement sans mélange (Fig. 9)

Le fonctionnement hydrodynamique mis en évidence implique la présence de passages inconnus, vraisemblablement sous la forme de conduits ou fissures de petite taille, permettant la vidange parallèle des deux masses d'eau vers des points d'émergence distincts. À l'étiage, la stratification des deux masses d'eau est à l'équilibre, la vidange s'effectue par ces fissures alimentant deux sources jumelles aux caractéristiques très contrastées. Ce dispositif permet l'écoulement indépendant, sans mélange. En crue, l'augmentation de la charge dans l'aquifère météorique provoque une descente de l'interface thermohaline, à tel point que les eaux thermales sont bloquées dans le feeder. L'eau froide emprunte alors tous les conduits, par conséquent les deux sources sont froides. Dans les deux situations, étiage et crue, on peut considérer que le mélange est pratiquement inexistant, y compris lorsqu'un même conduit est occupé par les deux masses d'eaux différenciées. Il est effectivement admis que, dans le cadre des écoulements à masse volumique variable, le taux du mélange turbulent dans les fluides stratifiés s'abaisse significativement au niveau de l'interface [VIOLLET, 2001].

Sur le modèle, nous avons hypothétiquement positionné la fissure de drainage thermal en haut du feeder, et l'interface de crue en-dessous, ce qui n'est qu'une des possibilités.

Analogie avec les contaminations salines des grands aquifères côtiers

Notre modèle de remontée en panache, animé par une convection forcée due à la poussée du flux hydrothermal dense remontant dans un aquifère météorique moins dense, est relativement similaire au fonctionnement d'un aquifère multicouche tel que celui de Floride, à l'échelle près (Fig. 10). Dans ce dernier cas, la masse salinisée profonde remonte en panaches saumâtres au travers de la série des aquifères d'eau douce multicouches, traverse les unités de confinement (aquicludes) grâce aux fractures, le tout étant forcé par les pompages sollicitant l'ensemble de l'aquifère. Il en résulte une remontée en subsurface des masses denses d'eau salinisées profondes, et une contamination localisée des aquifères d'eau douce.

Autres contextes de stratification dans les aquifères karstiques

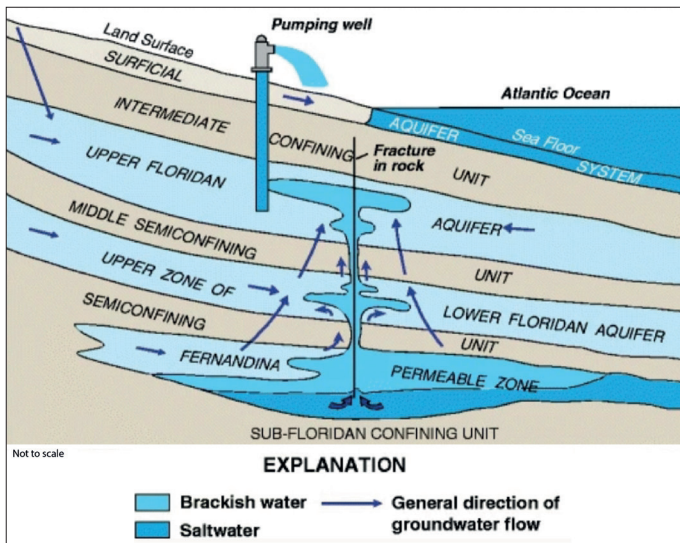


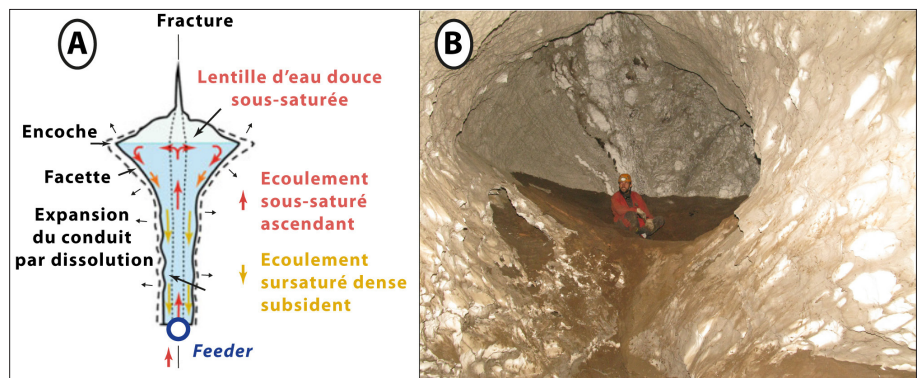
Fig. 10 : modèle hydrodynamique de l'aquifère multicouche de Floride, avec masses d'eaux stratifiées et remontées d'eaux saumâtres denses sous l'effet des pompes [BARLOW, 2016].

Ce dispositif est courant, sinon systématique, dans les karsts côtiers. Les aquifères météoriques se déversent en mer, tandis que l'eau marine salée pénètre selon des modalités variables dans l'aquifère continental, notamment par les conduits karstiques [ARFIB, 2001]. Le biseau salé, bien connu des plongeurs spéléo, illustre parfaitement cette stratification de masses d'eau se mélangeant peu, où l'eau météorique occupant la partie haute des conduits « flotte » sur le biseau salé qui pénètre le karst par le fond du conduit sur des distances parfois kilométriques. L'exemple de Port-Miou, dans les Calanques de Marseille, en est un des plus connus.

La stratification des masses d'eau est également présente dans les cavités phréatiques développées dans les évaporites. L'eau d'infiltration météorique « fraîche » flotte en lentilles sur la masse d'eau à forte concentration saline, saturée par de longs temps de séjour. C'est le cas d'Orda Cave, développée dans le gypse, le long de la rivière Kungur dans l'Oural [KLIMCHOUK & ANDREYCHOUK, 2017].

À plus grande profondeur, ces stratifications d'eau ont été révélées par les exhaures des mines dans l'anhydrite du Harz, en Allemagne. Ici, la roche sulfatée est dissoute par des remontées d'eaux sous-saturées issues de l'aquifère carbonaté sous-jacent, formant des cavernes parfois gigantesques, les Schlotten, qui sont des cavités hypogènes phréatiques de profondeur (Fig. 11). L'alimentation des conduits par les feeders profonds crée une stratification, matérialisée par les encoches à l'interface des masses d'eau, et le développement de facettes de dissolution en-dessous, les Fazetten [KEMPE et al., 1975].

Fig. 11 : A/ Modèle d'alimentation des conduits hypogènes profonds dans les évaporites, avec stratification d'eaux de densité différente et développement à l'interface d'encoches (notches) [d'après KLIMCHOUK & ANDREYCHOUK, 2017]. B/ Encoche et facettes de convection dans l'anhydrite, Elisabeth Schlotten, massif du Harz (photo. M. BRUST).



Finalement, dans les karsts carbonatés continentaux, l'observation de cette situation est rare et semble se limiter aux contextes qui intègrent des aquifères thermo-minéralisés. En tous cas elle n'a pas souvent été mise en évidence, probablement du fait des difficiles conditions d'accès à ces karsts noyés profonds. Cette configuration nécessite, comme à Camou, la présence d'évaporites en profondeur, responsables de l'augmentation de la concentration saline et de la stratification, ainsi que de flux hydrothermaux permettant les remontées de ces eaux profondes.

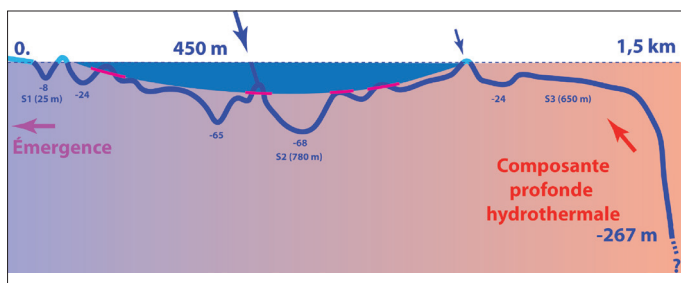


Fig. 12 : grotte de la Mescla (Alpes-Maritimes), stratification des masses d'eau dans un aquifère thermal salin [AUDRA & JOHANNET, 2021].

Dans les eaux thermo-minéralisées de la grotte de la Mescla, Alpes-Maritimes, la masse principale de l'aquifère est constituée d'eau thermale et saline constituant la composante profonde, sur laquelle flottent des lentilles d'eau douce alimentées par les infiltrations météoriques traversant la zone vadose [Fig. 12, AUDRA & JOHANNET, 2021].

5. CONCLUSION

À travers l'étude des sources jumelles, froide et chaude-salée, de Camou dans le massif des Arbailles, nous proposons un modèle hydrodynamique permettant d'expliquer la paradoxale juxtaposition de ces deux sources aux caractéristiques physico-chimiques radicalement différentes. Point n'est besoin de faire appel à des circuits totalement indépendants, « étanches », peu compatibles avec la conception d'un aquifère intensément karstifié. Grâce à des enregistreurs de température disposés par les spéléo-plongeurs dans le conduit principal de part et d'autre de la thermohaline, nous montrons que les différences physiques entre les masses d'eau profondes-salines et météoriques suffisent à limiter leur mélange, y compris lorsqu'elles se partagent le même conduit. Cette stratification des masses d'eau est en équilibre à l'étiage, et chacune se vidange vers sa source respective par des conduits ou fissures secondaires. De manière transitoire, les crues modifient cet équilibre en créant une charge dans l'aquifère météorique, qui repousse la thermohaline, bloque temporairement la remontée du flux thermo-minéralisé, et délivre de l'eau froide aux deux sources. Un tel dispositif, bien connu dans les karsts côtiers et à évaporites, est cependant rarement décrit dans les aquifères carbonatés continentaux, du fait des difficultés d'observation dans ces karsts noyés profonds. Ce dispositif requiert la présence de couches salines profondes et des flux hydrothermaux assurant la remontée d'eaux thermo-salines ayant acquis leurs caractéristiques en profondeur, pouvant alors voisiner dans l'aquifère avec les eaux météoriques fraîches, le mélange des deux s'avérant en définitive plus rare, et en tout cas beaucoup moins spontané, qu'on pourrait intuitivement s'y attendre.

REMERCIEMENTS

Merci infiniment aux plongeurs pour leur aide amicale et chaleureuse à la pose-dépose des capteurs : Frédo Verlaquet, Émilie Perret, Rémi Bertrand, Ludovic Bailly. Jean-Baptiste Aguer, pour l'autorisation de plonger sur sa propriété, Brice Maestracci et Frédo Verlaquet pour les photographies. Baudoin Lismonde et Bruno Arfib pour la relecture constructive du manuscrit.

RÉFÉRENCES

- ANDREJCHUK V. 1996 - *Gypsum karst of the pre-Ural region, Russia*. International Journal of Speleology, 25, 285-292. <http://dx.doi.org/10.5038/1827-806X.25.3.22>
- ARFIB B. 2001 - *Étude des circulations d'eaux souterraines en aquifère karstique côtier : observations et modélisation de la source saumâtre Almyros d'Héraklion, Crète (Grèce)*. 343 p. Thèse, Université Pierre et Marie Curie.
- AUDRA P. 2007 - *Karst et spéléogenèse épigènes, hypogènes, recherches appliquées et valorisation*. 278 p. Thèse d'Habilitation à diriger des recherches, Université Nice-Sophia-Antipolis. <http://dx.doi.org/10.13140/RG.2.2.27333.27360>
- AUDRA P. & JOHANNET A. 2021 - *Monitoring of Mescla karst spring in the French Southern Alps. A rare case of stratified waters out of coastal area*. 28th International Karstological School «Classical karst», Regional karstology – Local and general aspects, June 2021, Postojna, Slovenia. <https://doi.org/10.13140/RG.2.2.14944.40965>
- BARLOW P.M. 2016 - *Ground Water in Freshwater-Saltwater Environments of the Atlantic Coast*. USGS Circular 1262. <https://pubs.usgs.gov/circ/2003/circ1262>
- BUCHELI B. 2021 – *Météo Amikuze*, Station Oloron-Sainte-Marie. <http://www.oloron-ste-marie.meteoamikuze.com/Statistiques.html> [consul. Déc. 2021]
- KEMPE S., BRANDT A., SEEGER M. & VLADI F. 1975 - «Facetten» and «Laugdecken», the typical morphological elements of caves developing in standing water. Annales de Spéléologie, 30, 4, 705-708. <https://www.researchgate.net/publication/233925332>
- KLIMCHOUK A. & ANDREYCHOUK V. 2017 - *Gypsum Karst in the Southwest Outskirts of the Eastern European Platform (Western Ukraine): A Type Region of Artesian Transverse Speleogenesis*. In: KLIMCHOUK A., PALMER A.N., DE WAELE J., S. AULER A. & AUDRA P. (EDS) - *Hypogene Karst Regions and Caves of the World*, 363-385. Springer, Cham. https://doi.org/10.1007/978-3-319-53348-3_23
- LAURENT D. 2019 - *A Sulfuric Acid Speleogenesis in the northern Pyrenees? Example of the Arbailles karstic region (West Pyrenees, France)*. EGU General Assembly 2019, Geophysical Research Abstracts, vol. 21. <https://meetingorganizer.copernicus.org/EGU2019/EGU2019-10137.pdf>
- VANARA N. 2000 - *Le Karst des Arbailles*. Karstologia Mémoires, n° 8, 320 p. Thèse, Univ. Bordeaux 3.
- VIOLLET P.-L. 2001 - *Mécanique des fluides à masse volumique variable. Aérodynamique, thermodynamique, écoulements stratifiés, transferts de chaleur*. 244 p., Presses de l'École nationale des Ponts et Chaussées, Paris.