

L'évaporation intense dans des bassins peu profonds permet la concentration et la précipitation de sels qui forment des séries évaporitiques, constituées de sel (halite) et de gypse. Le gypse ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) est un sulfate hydraté exploité pour la fabrication du plâtre. Il est environ 10 fois plus soluble que le calcaire, ce qui fait du karst du gypse un excellent modèle de karstification accélérée. Cette grande solubilité s'exerce sans le concours du CO_2 ou d'une couverture végétale susceptible de le produire. De plus, le gypse a une faible résistance mécanique. C'est ainsi que les constructions sur terrains gypseux présentent un risque de subsidence voire d'effondrement [58].

En France, les deux principaux ensembles karstiques sont les gypses du bassin de Paris, datés du Ludien (Cénozoïque), et les gypses triasiques du Keuper (Mésozoïque) dans les Alpes et en Provence. Deux modes de spéléogénèse très différents s'opposent, entre ces domaines structuraux de bassins et de chaînes de montagne. Néanmoins, le développement des cavités reste modeste et n'excède pas quelques centaines de mètres, à l'exception du réseau Denis Paris (fig. 1).

> Le gypse ludien du Bassin parisien

Dans le Bassin parisien, les couches de gypse ludien sont relativement étendues et protégées par des couvertures marneuses très peu perméables qui les mettent à l'abri d'une érosion rapide par les eaux météoriques. De fait, la plupart des sites karstiques sont seulement accessibles à partir des carrières souterraines.

> Le réseau Denis Paris, labyrinthe hypogène typique des bassins sédimentaires

Le réseau Denis Paris (Béthémont-la-Forêt, Val-d'Oise) se développe sur 3 km dans le Ludien, plus précisément dans un niveau de 15 à 24 m de puissance dit de la « première masse de gypse ». Il a été découvert fortuitement en 1992 par le Groupe spéléo-plongée du Camping-club de France (GSPCCDF), à la suite d'une visite des carrières souterraines creusées dans la butte témoin de Montmorency [1]. Un puits artificiel (cheminée d'aération) de 50 m, ouvert en plein champ, donne accès aux carrières souterraines de gypse dans lequel s'ouvre le réseau.

Du fait de l'absence de pendage, le réseau se développe horizontalement. Toutes les galeries sont creusées aux

dépens des fractures subverticales, à tel point que le plan du réseau est le reflet de la fracturation dans la masse de gypse (fig. 2). Cette structure de réseau labyrinthe, sans hiérarchisation, ne résulte pas d'un écoulement latéral dans la couche de gypse, mais de remontées d'eaux profondes dans un contexte hypogène [3]. L'alimentation ascendante à partir d'aquifères sous-jacents a karstifié la couche de gypse confinée, par dissolution le long des fractures. Ainsi, contrairement aux apparences, ces conduits horizontaux résultent en fait d'une juxtaposition de tronçons ascendants, de fait localement horizontaux lors de la traversée du gypse soluble. Cette genèse noyée profonde s'identifie par les formes de corrosion pariétales, et par les coupoles localisées dans les fractures qui servaient d'évacuation aux eaux remontantes. Les conduits, avec plafond plat et parois convergentes (*Laugdecke*), sont symptomatiques des réseaux hypogènes de gypse, où la faiblesse des écoulements profonds permet le développement de courants de convection, modelant par dissolution la section caractéristique en V (fig. 4). Les flux profonds n'ayant pas de charge solide, les remplissages sont peu abondants et fins, et ils proviennent essentiellement du dépôt des résidus d'altération de l'encaissant.

> Le gypse du trias alpine-provençal

Dans les Alpes et en Provence, la plasticité du gypse lui permet de jouer un rôle important dans la déformation des autres couches. Son rôle de « couche-savon » a favorisé la mise en place des grands chevauchements et nappes de charriage, comme l'atteste sa présence le long de principaux contacts anormaux [4]. La faible densité du gypse ou de l'anhydrite (CaSO_4 , gypse déshydraté), combinée à la plasticité, font migrer ces roches vers la surface sous forme de diapirs, qui apparaissent en relief, en dômes de gypse. Les précipitations produisent une intense karstification en dolines jointives (roc du Soufre, Vanoise) et transforment le diapir en « dôme-écumoire » (fig. 3). Par ailleurs, lorsque les ruissellements allogènes arrivent au contact des dômes ou affleurements gypseux, ils se perdent dans les formations évaporitiques. Par cette alimentation torrentielle, les grottes du gypse des Alpes sont aussi des « grottes éphémères » en constante évolution : des entrées s'ouvrent, d'autres se comblent,

[1] BELUCHE F., LE KENS J. & TEYSSIER D. 1996 - Le réseau Denis Paris (Béthémont-la-Forêt, Val-d'Oise). *Spelunca*, n° 63, p. 31-37.

[2] BIGOT J.-Y. 1997 - France. In Chabert Cl. & Courbon P. - *Atlas des cavités non calcaires du monde*, p. 51-58. Union Internationale de Spéléologie, Au pré de Madame Carle.

[3] KLIMCHOUK A. 2000 - Speleogenesis Under Deep-Seated and Confined Settings. *Speleogenesis. Evolution of Karst Aquifers*, p. 244-260. National Speleological Society, Huntsville.

[4] NICOD J. 1992-1993 - Recherches nouvelles sur les karsts des gypses et des évaporites associées. *Karstologia*, n° 20 (Processus et cavernement), p. 1-10 ; n° 21 (Géomorphologie, hydrologie et impact anthropique), p. 15-30.

des conduits se colmatent ou s'ouvrent. La grotte de Suès, Sospel, Alpes-Maritimes, passe sous la voie ferrée qu'elle mine incessamment et de manière irrémédiable.

> **La traversée de Gébroulaz, une cavité linéaire perte-résurgence en Vanoise**

La traversée de Gébroulaz (Les Allues, Savoie) est un système perte-résurgence qui s'ouvre au pied du glacier du même nom, à plus de 2500 m d'altitude. Elle est creusée dans le dôme diapirique de gypse triasique du

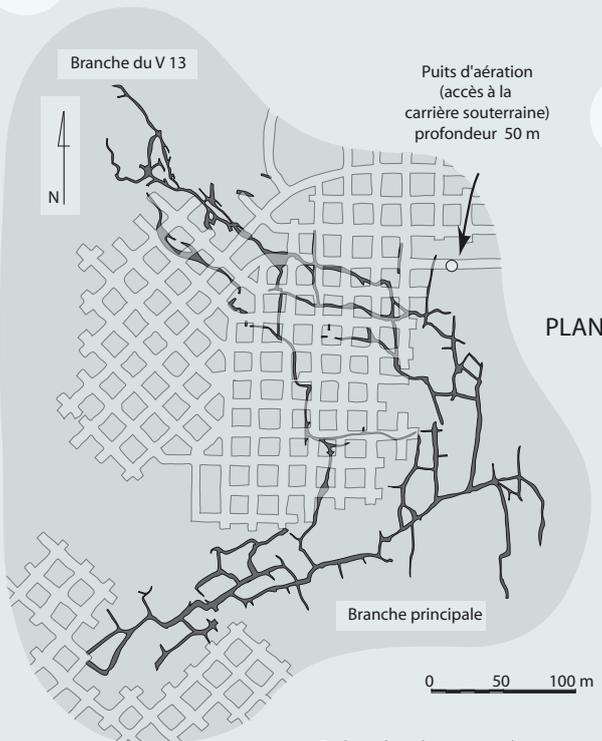
roc du Soufre en Vanoise (fig. 5). À l'occasion du tarissement de l'écoulement glaciaire en début d'hiver, la perte du torrent du glacier de Gébroulaz a été découverte en 1991 dans un culot de glace morte recouverte de moraines. Entre le toit de glace et le sol de moraines, se développe un étroit conduit qui débouche ensuite dans une vaste galerie, atteignant parfois 12 m de largeur, entièrement creusée dans le gypse. La sortie du système perte-résurgence se situe à l'extrémité aval du dôme diapirique.

Nom de la cavité	Département	Dév. (m)
Réseau Denis Parisis	Béthemont-la-Forêt, Val-d'Oise	≈ 2950
Grotte de Champ-Bernard	Granier, Savoie	525
Grotte de Vaujourns	Vaujourns, Seine-Saint-Denis	≈ 500
Balme de Sardières	Sollières-Sardières, Savoie	405
Traversée de Gébroulaz	Les Allues, Savoie	325
Grotte de Suès	Sospel, Alpes-Maritimes	≈ 300
Fontaine des Iscles	Lantosque, Alpes-Maritimes	250
Grotte-émergence des Planes	Pralognan, Savoie	210
Grotte du Moulin d'Orgemont	Argenteuil, Val-d'Oise	≈ 200



Figure 3 - Dôme-écumoire du roc du Soufre défoncé par de profondes dolines en entonnoir jointives. La résurgence est à l'extrémité aval du dôme.

Figure 1 - Cavités du gypse de plus de 200 m de développement [2].



< Figure 2 - Plan du réseau Denis Parisis (Béthemont-la-Forêt, Val-d'Oise). Ce plan labyrinthique est caractéristique des réseaux d'origine hypogène des bassins sédimentaires, comparables aux réseaux géants d'Ukraine [3].



Figure 4 - Section de galerie du réseau Parisis. La section en « V », due aux convections lentes, est caractéristique des cavités hypogènes du gypse.

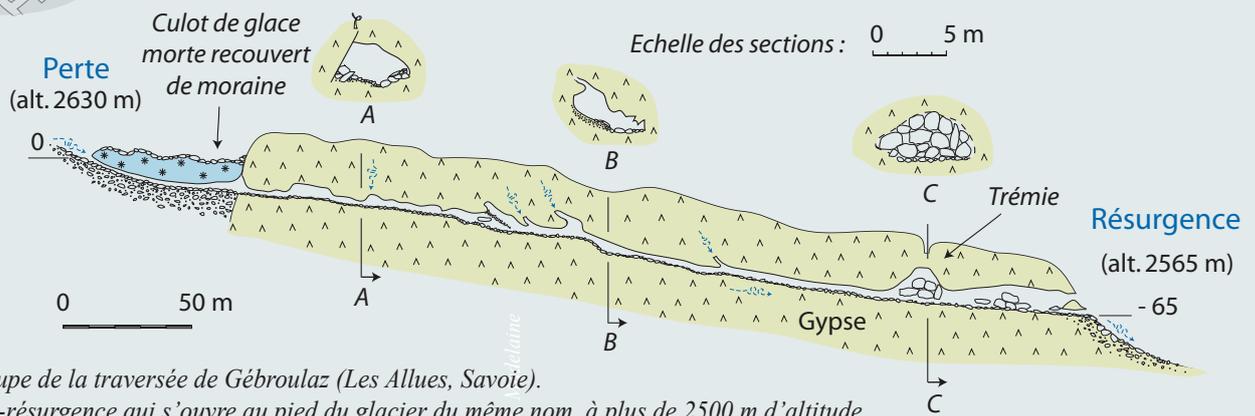


Figure 5 - Coupe de la traversée de Gébroulaz (Les Allues, Savoie). Système perte-résurgence qui s'ouvre au pied du glacier du même nom, à plus de 2500 m d'altitude, creusée dans le dôme diapirique de gypse triasique du roc du Soufre [topographie Audra, Choppy, Hobléa].