

10 d

Discussion des hypothèses relatives à l'origine
des sources thermales pyrénéennes
par M. Pierre URBAIN

Les sources thermales sont nombreuses dans la zone axiale des Pyrénées, constituée essentiellement par des terrains d'âge primaire au sein desquels affleurent de puissants massifs granitiques et gneissiques.

Toutes ces sources présentent trois caractères communs :

1° Elles possèdent le plus souvent des températures de 40 à 80°C, ce qui implique qu'elles ont circulé, avant leur émergence, à des profondeurs comprises entre 1500 et 3000 mètres. Cette estimation est fondée sur la valeur du gradient géothermique moyen, mais elle ne tient pas compte du refroidissement de l'eau pendant son parcours ascendant.

2° Leur minéralisation est caractérisée par l'abondance de la silice libre, par la présence de l'ion sodium et par celle du soufre et de ses produits d'oxydation.

3° Leurs points d'émergence, ou griffons, sont généralement situés à l'intersection d'une gorge ou d'une vallée et du bord d'un massif granitique ou gneissique, massif qui occupe tout ou partie de la haute montagne en amont des sources.

Pour préciser, les griffons, presque toujours multiples, sont échelonnés le long de la surface de contact entre le massif et des roches d'âge primaire (souvent des schistes faiblement métamorphiques), ou au voisinage de cette surface.

Cette dernière constitue, en fait, une importante discontinuité géologique, dont l'existence facilite beaucoup l'ascension des eaux chaudes. Des fractures d'ampleur variable contribuent également à la localisation des griffons près de la surface de contact qui est l'élément essentiel de l'émergence. Ces fractures sont de deux sortes :

1) les diaclasses, courtes mais nombreuses, résultent des mouvements de torsion ou d'écrasement auxquelles les roches sont soumises au moment de leur refroidissement ou de leur plissement. Elles tendent à multiplier les griffons.

2) les failles, beaucoup plus longues mais moins nombreuses que les diaclasses, existent parfois à proximité des discontinuités de contact dont on vient de parler : elles facilitent alors, comme ces discontinuités elles-mêmes, le cheminement et l'ascension des eaux thermales.

S'il est possible d'indiquer approximativement, d'après la température de l'eau à l'émergence, la profondeur minima d'où elle provient, il est beaucoup plus difficile de dire quelle est son origine véritable : juvénile, ou vadosa ? En d'autres termes, l'eau n'a-t-elle jamais vu le jour, la température en profondeur suffisant à provoquer la deshydratation des roches, et la vapeur d'eau libérée se condensant dans les couches supérieures, plus froides, - ou le trajet ascendant de l'eau est-il précédé d'un trajet descendant, l'eau de pluie ou de fonte des neiges provenant de la haute montagne ayant réussi à s'infiltrer dans le sol et à s'échauffer pendant la descente ?

On ne possède encore aucun moyen expérimental de trancher la question, mais seulement des arguments qui peuvent être favorables à l'une des deux théories dans une région déterminée et pour une source donnée, et la contredire dans une autre région et pour une autre source.

A l'heure actuelle, l'hypothèse de l'origine juvénile des eaux thermales est en recul général devant la théorie de l'origine vadose. En ce qui concerne les sources pyrénéennes, nous allons examiner les données mises à la disposition de l'hydrologue par les recherches dont l'aire hydrothermale de Cauterets a fait récemment l'objet.

Le massif granitique de Cauterets, allongé de l'Est à l'Ouest sur une trentaine de kilomètres, ne présente qu'une largeur de 4 à 10 kilomètres ; il n'atteint la crête frontalière qu'en quelques points seulement. En fait, il s'étend presque exclusivement sur le versant français, dont la forte inclinaison générale est bien connue. Le bord Sud du massif se trouve donc à une altitude moyenne beaucoup plus élevée que le bord Nord : on pourrait dire aussi justement bord supérieur et bord inférieur.

Cette disposition permet de retrouver la surface de contact entre granite et formations primaires dans les hautes vallées parcourues par les torrents dont la réunion forme le gave de Cauterets. Aux points où elle recoupe ces torrents, la surface de contact se trouve aux altitudes suivantes :

1° Bord Sud du massif :	
Ruisseau du Port de Marcadau	2000 m.
Gave d'Aratille au lac d'Aratille	2239 m.
Vallée de Gaube aux Oulètes de Vignemale	2300 m.
Gave de Lutour au lac de Labas	2289 m.
d° d° aux Oulètes d'Estom-Soubiran	2360 m.
2° Bord Nord du massif :	
Gave de la Pradère au lac d'Illéou	1976 m.
Gave de Cauterets en aval de la Raillère	1020 m.

Nous estimons que la surface de contact joue, en raison des différences d'altitude ci-dessus, un rôle essentiel dans l'ensemble d'un circuit thermal vadose : elle facilite non seulement l'ascension de l'eau chaude au point le plus bas, mais aussi l'infiltration de l'eau de fonte des neiges dans les parties hautes des vallées. Dans cette hypothèse, l'eau infiltrée en altitude cheminerait en profondeur le long de la surface de contact, se réchaufferait, et profiterait de l'intersection de cette surface avec le thalweg des vallées pour réapparaître au jour sur le bord Nord du massif.

On n'oubliera pas, d'autre part, que les lacs de montagne agissent comme des réservoirs régulateurs vis-à-vis de l'écoulement de l'eau de fonte des neiges.

Or il est frappant de constater qu'un certain nombre de lacs, qui sont parmi les plus importants des Pyrénées, se trouvent à cheval sur la surface de contact entre granite et formations sédimentaires ou métamorphiques. On peut citer comme particulièrement remarquables par leur situa-

tion :

1° Sur le bord Sud du massif et à son extrémité Ouest, le lac d'Artouste, dont l'émissaire, le Soussouéou, va se jeter dans le gave du Brousset. Altitude : 1968 m ; réserve d'eau : 13 millions de mètres cubes.

2° Sur le bord Sud également, mais à l'extrémité Est, les lacs d'Estom-Soubiran, ou lacs de Labas (2289 m), et le lac des Oulètes d'Estom-Soubiran (2360 m). Leur émissaire, le gave de Lutour, se réunit au gave de Jérêt pour former le gave de Cauterets. Ces lacs représentent une réserve d'eau estimée à 2 millions de mètres cubes au total.

3° Sur le bord Nord du massif, le lac d'Illéou, dont l'émissaire, le gave de la Pradère, va se jeter dans le gave de Cauterets en aval de la ville. Altitude : 1976 m ; réserve d'eau : 770.000 mètres cubes.

Le lac d'Artouste joue probablement un rôle essentiel dans l'alimentation de l'aire hydrothermale des Eaux-Chaudes, dans la haute vallée d'Ossau. Deux célèbres hydrologues, MM. E.A. MARTEL et L. GAURIER, ont pensé que la rivière souterraine de la grotte des Eaux-Chaudes est la résurgence des pertes qui affectent le Soussouéou sur le plateau calcaire du même nom, au moment où il sort du massif granitique à l'altitude de 1500 m environ. D'autre part, le granite du massif est loin d'être parfaitement étanche dans cette région, puisque les ingénieurs qui ont surélevé le niveau du lac au moyen d'un barrage, pour la Compagnie du Midi, ont jugé nécessaire d'établir un système de galeries et une station souterraine de pompage, afin de récupérer l'eau qui se perd dans les diaclases de la roche, sous le seuil du lac. Enfin, entre ce dernier et la crête frontière, les névés temporaires ou permanents recouvrent souvent des puits absorbants naturels, creusés par l'infiltration, dans les calcaires cristallins, de l'eau provenant de la fusion sous-nivale. En procédant au travail de révision de la feuille de Luz, dont j'ai été chargé de 1931 à 1937 par le Service de la Carte géologique détaillée, j'ai pu observer l'un de ces puits sur la crête frontière elle-même, au col de Sobe, à faible distance du contact du calcaire avec le granite.

Des phénomènes analogues ont été signalés dans le bassin du gave de Cauterets, et notamment aux lacs d'Illéou, de Labas et des Oulètes d'Estom-Soubiran. Les pertes s'y produisent par l'intermédiaire de la discontinuité de contact et par les diaclases. La plus remarquable a été décrite en détail par l'abbé L. GAURIER : elle est due au contact du granite avec des calcaires dinantiens très relevés, au petit lac d'Estom-Soubiran, et c'est elle qui constitue le véritable émissaire de ce lac. Selon le même auteur, c'est le granite qui provoque la résurgence des eaux perdues par les lacs des Oulètes et de Labas, mais il est permis de penser que la surface de contact assure l'infiltration de l'eau de fusion sous-nivale en dehors de la courte période d'été pendant laquelle l'abbé GAURIER avait pu se livrer à ces observations.

Les lacs d'Estom-Soubiran et le lac d'Illéou se trouvent respectivement à 10 et à 6 kilomètres du point bas où le gave de Cauterets sort du massif granitique, à l'altitude déjà indiquée de 1020 m. Ce point est situé à l'intérieur de l'aire hydrothermale de Cauterets, à mi-chemin entre les sources du groupe Sud (la Raillère, le Petit-Saint-Sauveur, le Pré, Mauhourat, les Oeufs et le Bois), qui émergent en terrain granitique, et celles du groupe Nord (César, Espagnols, Pauze, Ricumisot et Rocher), situées en terrain dominant généralement schisteux. Les chiffres donnés p. 2 montrent que la différence d'altitude entre le lac de Labas et le point en question est d'environ 1270 m ; pour le lac d'Illéou, d'environ 960 m. Dans les deux cas, cette différence est assez considérable pour créer la pression hydrostatique capable de vaincre les résistances hydrodynamiques dues à la circulation de l'eau dans un réseau de fissures longues, profondes et étroites.

Mais il est facile de voir que les pertes de charge correspondant à un circuit vadose alimenté par l'infiltration dans la région d'Estom-Soubiran seraient beaucoup plus importantes que celles qu'aurait à vaincre l'eau infiltrée dans le bassin du lac d'Illéou. En effet, ce n'est pas la distance à vol d'oiseau qui est à considérer, mais la longueur du circuit : celle-ci est au moins égale au développement de la surface de contact granite-terrains primaires entre les lacs précédents et la cote 1020. En utilisant la Carte géologique détaillée, on trouve 21 kilomètres à partir du lac de Labas, et 7 kilomètres seulement à partir du lac d'Illéou.

Si donc la théorie du circuit vadose est recevable, le bassin du lac d'Illéou doit constituer la zone d'infiltration la plus favorable à l'alimentation des sources thermales de Cauterets.

Toutefois, si cette conclusion nous paraît comporter une haute probabilité, nous ne pouvons cependant la considérer comme définitivement acquise et exclure absolument, dans le mécanisme hydrothermal, l'intervention des lacs d'Estom-Soubiran, ou même d'autres bassins situés, non à la périphérie, mais à l'intérieur du massif granitique.

Comme on vient de l'indiquer, les sources thermales de Cauterets sont réparties en deux groupes, dits "Nord" et "Sud", ou encore "de César" et "de la Raillère", du nom des principales sources de la station, qui se trouvent environ à 1500 mètres l'une de l'autre.

Aucun griffon du groupe Nord n'est à plus de 70 mètres de la source César, alors que ceux du groupe Sud s'échelonnent sur près de 600 mètres entre la Raillère et l'établissement thermal du Bois. Il y a donc opposition entre l'étroit voisinage des points d'émergence du groupe Nord et la grande dispersion de ceux du groupe Sud. Cette différence tient à la nature des roches de part et d'autre de la surface de

contact, qui passe entre les deux groupes de sources.

Considérons en effet les diaclases ouvertes dans les granites du massif et dans les schistes de son bord Nord, sous l'action des mouvements de torsion dont nous avons déjà parlé.

Le granite, roche rigide et compacte, dans laquelle il n'existe aucune direction privilégiée, s'est fragmenté en parallélépipèdes limités par trois systèmes de plans dont l'orientation est imposée par celle des efforts subis ; une fois ouvertes, les diaclases, toujours nombreuses, ont peu de chances de se reformer complètement, de sorte que les points d'émergence sont multiples et dispersés.

Dans un schiste, au contraire, la fissilité favorise l'ouverture des diaclases suivant une direction privilégiée, et, de plus, la déformabilité de la roche permet aux plus petites de ces fissures de se reformer rapidement et complètement du fait des tassements ; il s'ensuit que les points d'émergence ne peuvent subsister que le long des diaclases les plus importantes, et que leur nombre diminue avec le temps.

Dans les deux espèces de roches, d'ailleurs, des phénomènes de concrétionnement tendent, à la longue, à obstruer les fissures thermales et par conséquent à réduire le nombre des griffons. Les deux principaux agents d'obstruction sont la silice et le carbonate de calcium. A Cauterets, la première se dépose encore de nos jours, ce qui est explicable si l'on se souvient que la minéralisation des eaux thermales y est constituée pour 31 % en moyenne par de la silice.

Toutefois, le dépôt des concrétions a un autre résultat, non moins important : il contribue à fixer les griffons dans une position immuable, le point d'émergence étant déterminé par l'intersection de la surface topographique et d'une sorte de cheminée concrétionnée. Ce phénomène se produit non seulement en terrain rocheux, mais aussi en terrain meuble, c'est-à-dire dans les cônes d'éboulis, de sable et d'argile fine visibles sur les deux versants de la vallée de Cauterets. Une fois le concrétionnement terminé, le thalweg peut s'approfondir du fait de l'érosion ; le griffon n'en suit pas la descente et reste à l'altitude de fixation. C'est certainement ce qui s'est produit pour l'ensemble des sources du groupe Nord et pour deux au moins des sources du groupe Sud : la Raillère et le Bois. Le tableau ci-dessous indique l'altitude des principaux griffons cauteretsiens par rapport à l'altitude du thalweg au point le plus proche.

<u>Sources</u> :-	<u>Altitudes</u> :		
		à la source	du thalweg relatives
1° <u>Groupe Nord.</u>			
César	schiste	1024 m	940 m + 84 m
Espagnols	d°	1020 m	940 m + 80 m
Rocher	d°	1048 m	940 m + 108 m

.....

2° Groupe Sud.

Raillère	éboulis	1047 m	1012 m	+ 35 m
Petit-St-Sauveur ..	granite	1060 m	1050 m	+ 10 m
Pré	d°	1070 m	1072 m	- 2 m
Mauhourat	d°	1097 m	1092 m	+ 5 m
Oeufs	d°	1108 m	1106 m	+ 2 m
Bois (griffon A) ..	éboulis	1142 m	1100 m	+ 42 m

On peut donc admettre que les sources du groupe Nord, incontestablement fixées depuis longtemps, comme l'indique leur altitude au dessus du thalweg, doivent être insensibles aux variations du gave de Caunterets.

Il n'en est pas de même de celles du groupe Sud, et en particulier de celles du Petit-Saint-Sauveur, du Pré, de Mauhourat et des Espagnols, qui ont suivi l'approfondissement du val de Jérêt. Leur température, leur débit, leur composition chimique et jusqu'à la position de leurs griffons sont liés à la pression de l'eau du gave de Jérêt, infiltrée dans les diaclases du granite ou dans les maigres alluvions des berges.

Tous les géologues qui ont eu à étudier les conditions d'émergence d'une source thermale, comme tous les ingénieurs qui ont eu à en exécuter le captage, savent d'ailleurs que les eaux froides permanentes, existant sous la forme d'un cours d'eau ou d'une nappe phréatique au voisinage d'un griffon, peuvent constituer un élément efficace de captage si leur pression est suffisante pour s'opposer à "l'évasion" de l'eau thermale. Entre celle-ci et les eaux froides, il se forme une zone de mélange plus ou moins étendue. Lorsque les phénomènes ont été étudiés systématiquement, comme on l'a fait dans plusieurs stations (Bagnères-de-Luchon, Ussat, Ax-les-Thermes dans les Pyrénées, Aix-les-Bains, Salins dans les Alpes), on a toujours constaté que le débit et la température de la source chaude passent par des valeurs maxima (qui ne concordent pas nécessairement) lorsque la pression des eaux froides, et par conséquent leur niveau à l'air libre ou dans la nappe phréatique, passent eux-mêmes par une certaine valeur optima. Si l'on dépasse cet optimum, on observe généralement un relèvement du niveau de la source chaude, mais aussi une diminution de son débit et de sa température : ces faits sont la conséquence de la diminution du diamètre de la zone de mélange. Inversement, si la pression optima n'est pas atteinte par les eaux froides, le diamètre de la zone de mélange augmente, la température de l'eau thermale peut remonter légèrement, les eaux froides étant plus lointaines, mais le niveau de la source chaude tend à baisser. Il est évident que, si la pression des eaux froides devient nulle, un double danger menace la source chaude : ou bien l'eau thermale n'arrive plus au griffon, ou bien elle s'évade par les fissures qui ne sont plus remplies par les eaux froides.