

CARCASSONNE
28 novembre 2003

Colloque

Circulations hydrothermales en terrains calcaires

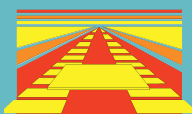


10^{ème} journée technique du Comité Français
de l'Association
Internationale
des Hydrogéologues



Géosciences pour une Terre durable

brgm



Conseil Général de l'Aude



COLLOQUE

**CIRCULATIONS HYDROTHERMALES
EN TERRAINS CALCAIRES**

**10^{ème} journée technique du Comité national français
de l'Association Internationale des Hydrogéologues**

Ministère de l'Industrie

Ministère de la Recherche Scientifique

Bureau de Recherches Géologiques et Minières

Conseil Général de l'Aude

Rennes-les-Bains

Conception et réalisation de la maquette de couverture

François DUSSENTY – Agence de l'Eau Adour-Garonne –
Service Communication

Photographie de couverture

Source de Font Estramar

Michel YVROUX – Conseil Général de l'Aude

Impression

COM
Rue de Bourges - ZAC des Provinces
Olivet
BP 6135
45061 ORLEANS CEDEX 2

**28 novembre 2003
CARCASSONNE**

COLLOQUE

28 novembre 2003, Carcassonne

CIRCULATIONS HYDROTHERMALES EN TERRAINS CALCAIRES

10^{ème} journée technique du Comité Français
de l'Association Internationale des Hydrogéologues

Conseil Général de l'Aude
Hôtel du Département
11855 CARCASSONNE Cedex 9

Secrétaire du colloque
Michel YVROUX

Comité d'organisation

Nicole Baran
Laurence Chery
Paul Le Strat
Pierre Marchet

BRGM, Orléans, Secrétaire adjointe du comité français de l'AIH
BRGM, Secrétaire du comité français de l'AIH
BRGM, Montpellier
Agence de l'Eau Adour-Garonne
Vice-Président du comité français de l'AIH
Trésorier du comité français de l'AIH
Président du comité français de l'AIH
Conseil Général de l'Aude

Comité Scientifique

Jean Margat
Bernard Blavoux
Christian Fouillac
Alain Mangin
Pierre Pouchan
Philippe Vigouroux
François Vuataz

Président d'honneur du comité français de l'AIH
Université d'Avignon
BRGM, Directeur de la recherche
CNRS, Laboratoire de Moulis
Université Bordeaux III - EGID
BRGM Eau Minérale, Villeurbanne
Université de Neuchâtel

Parrainages

Ministère de l'Industrie

Ministère de la Recherche Scientifique

Bureau de Recherches Géologiques et Minières

Conseil Général de l'Aude

Rennes-les-Bains

CIRCULATIONS HYDROTHERMALES EN TERRAINS CALCAIRES

Il y a une vingtaine d'années, les eaux thermales apparaissaient encore comme une exception restée à l'écart de la recherche hydrogéologique.

Depuis, face aux problèmes de protection et de gestion de la ressource qui se posaient aux stations thermales, les hydrogéologues se sont peu à peu réapproprié ce domaine d'investigation. La multiplication des études et travaux (géochimie, isotopes, forages profonds...) a permis de replacer le thermalisme dans l'hydrosystème global, comme une séquence du cycle de l'eau.

Parmi la diversité des situations et des contextes hydrogéologiques rencontrés (volcaniques, éruptifs, métamorphiques, évaporites, sédimentaires, etc...), le domaine carbonaté apparaît comme un milieu original où le thermalisme peut se développer avec des caractéristiques et des problématiques qui lui sont propres (hétérogénéité thermique, richesse en CO₂, phénomènes convectifs...).

Par ailleurs, les recherches récentes effectuées sur les karsts littoraux de la Méditerranée démontrent l'importance de la crise messinienne dans l'établissement des circulations karstiques profondes du secteur liées à la chute très forte du niveau de base (niveau marin à -1500 m au Messinien).

Rappelons que le thermalisme représente une activité économique non négligeable, en particulier pour le développement local. Aussi, la qualité de l'eau et la protection de la ressource restent un objectif majeur des hydrogéologues, les conditions d'émergences rendant aléatoires les mesures de protection classique.

Dans cette optique, le Languedoc-Roussillon apparaît comme un lieu privilégié pour la compréhension des modes de fonctionnement de ce type de thermalisme.

Quatre thèmes généraux ont été retenus

Exemples régionaux

les aquifères carbonatés renfermant des circulations souterraines profondes sont fréquents : Alpes, Pyrénées, Provence, Aquitaine, Languedoc méditerranéen.

Outils et méthodes d'étude

recherche et développement de nouveaux traceurs, forages profonds, études structurales, études géophysiques, tous ces moyens concourent à une meilleure connaissance et à une exploitation optimale des gisements.

Structure et fonctionnement

diverses techniques d'analyses issues des modèles mathématiques, permettent en milieu karstique de rendre compte de la structure et du fonctionnement des réservoirs.

Gestion et protection de la ressource

souvent le contexte hydrogéologique de l'émergence thermominérale est fragile, conduisant à une exploitation adaptée pour une meilleure protection de la ressource.

Le bureau du Comité Français de l'AIH

CIRCULATIONS HYDROTHERMALES EN TERRAINS CALCAIRES

Colloque du Comité Français de l'Association Internationale des Hydrogéologues

28 novembre 2003

Conseil Général de l'Aude
Salle Gaston Defferre
Hôtel du Département
11855 CARCASSONNE Cedex 9

Programme de la journée

MATIN

- 8h15** Accueil des participants
- 9h00** Ouverture du colloque
Marcel Rainaud, Président du Conseil Général de l'Aude,
Jean-Claude Roux, Président du Comité français de l'AIH.
- 9h10** Conférence introductive : Le thermalisme carbonaté en France
J.J. RISLER
- 9h25** **Session 1, Session 2 : les exemples régionaux, les outils, les méthodes d'étude**
Présidence : Pierre Pouchan, Université de Bordeaux
Bernard Blavoux, Université d'Avignon
- L'origine et le parcours des eaux thermominérales d'Aix-les-Bains (Savoie).
J.C. CARFANTAN, G. NICLOUD, F. IUNDT
- 9h45** Processus hydrogéologiques et hydrochimiques dans les circulations d'eaux thermales à Aix-les-Bains.
R. MURALT
- 10h05** Evolution géologique, mise en place de la karstification et thermalisme des aquifères karstiques péri-méditerranéens. Exemples du karst des Corbières d'Opoul.
B. AUNAY, N. DORFLIGER, P. LE STRAT, B. LADOUCHE, M. BAKALOWICZ
- 10h25** Observations in situ des hétérogénéités thermiques dans le réseau noyé de Font Estramar.
C. BRANDT
- 10h40** L'eau thermique dans les calcaires paléocènes et crétacés de la côte slovène.
A. LAPANJE, J. PRESTOR
- 10h55** Pause

- 11h15** Caractérisation de l'origine des eaux thermales du système karstique de Thau par l'approche géochimique et isotopique.
B. LADOUCHE, L. AQUILINA, N. DORFLIGER, M. BAKALOWICZ
- 11h35** Appréciation de la structure d'un aquifère karstique à partir de pompages d'essai. Application aux forages thermaux F8 (Source Saint-Clair) et F9 (Source Ase) des thermes de Balaruc-les-Bains (34).
Ph. CROCHET
- 11h55** Circulations hydrothermales dans la partie occidentale du Massif de Mouthoumet (Aude).
M. YVROUX, Ph. OLIVE
- 12h15** Quelques informations géologiques sur les eaux thermales en relation avec les calcaires dans le Haut Aragon (Espagne).
J.A. CUCHI, H. MILLAN, A. POVOCI
- 12h30** Remise des prix Castany et Archambault 2003
- 13h00** Déjeuner

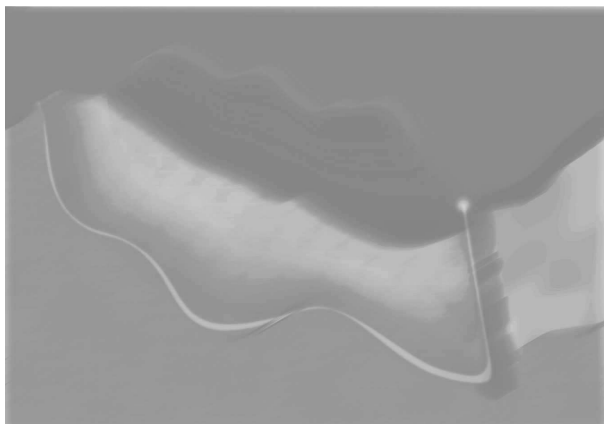
APRES-MIDI

- 14h30** **Session 3 : structure et fonctionnement**
Présidence : Alain Mangin, Laboratoire de Moulis
- Approche hydrodynamique d'un aquifère hydrothermal influencé par le karst - Exemple de Rennes-les-Bains (France).
A. MANGIN, M. YVROUX, D. D'HULST
- 14h50** Anomalies géochimiques transitoires en domaine sédimentaire sismique : modélisation, identifications de précurseurs.
J.P. TOUTAIN, M. MUNOZ, S. LEVET, J.P. PINAULT
- 15h10** Essai de modélisation couplée des circulations hydrothermales dans un aquifère dolomitique au voisinage d'une structure diapir : Application au système hydrothermal de Dax – Saint-Paul-lès-Dax.
R. LE FANIC, A. DUPUY
- 15h30** Contribution de l'outil chimique et isotopique en vue de l'identification de la ressource thermique et de son origine : Application au système hydrothermal du Bas-Adour.
L. CHERY, M. FRANCESCHI, A. DUPUY, B. BLAVOUX
- 15h50** Pause - Discussion

- 16h20** **Session 4 : gestion et protection de la ressource**
Présidence : François-D. Vuataz, Université de Neuchâtel, Suisse
- Protéger la ressource thermique, un programme Rhône-Alpes pour conjuguer moyens techniques, réglementaire et financier.
Ph. VIGOUROUX, F. BIRER, C. LAMOTTE
- 16h40** Compréhension et gestion du système hydrothermal d'Aix-en-Provence : mise en œuvre des outils hydrogéologiques, hydrochimiques et microbiologiques.
F.D. VUATAZ, P. ROSSI, Y. LETTRY, E. TANGUY
- 17h00** Une politique de protection des eaux minérales. L'exemple du gisement hydrominéral d'Evian.
J.C. BLIGNY
- 17h20** Conclusion et clôture du colloque
- 18h00** Assemblée générale du Comité français de l'AIH
- 20H00** Repas au château de Villegly.

SESSION 1

Les exemples régionaux



Le Thermalisme carbonaté en France

J.J. RISLER

Retraité du BRGM

I. REGARDS SUR LE THERMALISME

Les sources thermominérales correspondent en France à des eaux qualifiées de minérales selon la définition donnée à l'article premier du décret ministériel du 24 mai 1957, qui précise :

« les dénominations « eau minérale, eau minérale naturelle » ou toute autre contenant ces mots sont réservées aux eaux douées de propriétés thérapeutiques provenant d'une source dont l'exploitation a été autorisée par décision ministérielle dans les conditions prévues par les lois et règlements en vigueur ».

Ce décret, toujours en vigueur, coexiste avec la retranscription progressive dans la réglementation française de modifications apportées par une directive européenne.

Il ne peut donc pas exister d'eau minérale qui ne soit pas autorisée et on voit que le critère retenu est celui des propriétés thérapeutiques, qualitatif, alors qu'une concentration en sels dissous de 1g/l au minimum est le critère quantitatif pris en compte en Allemagne.

Ainsi, une eau minérale peut être peu minéralisée, froide, comme celle de Volvic (0,1 g/l et 9°C), d'Ogeu (270 mg/l), d'Evian (309 mg/l), ou très chargée en sels minéraux comme celle de Vichy-Saint-Yorre (6g/l), Salies-de-Béarn (290 g/l), et très chaude comme celle de Dax (62°C) ou de Bagnères-de-Bigorre (49°C).

Les teneurs en éléments minéraux dissous dépassent ainsi les normes de potabilité chimique pour de nombreuses eaux minérales utilisées à des fins thérapeutiques.

L'eau minérale se trouve être en droit une substance distincte de l'eau destinée à l'alimentation publique.

Les sources d'eau minérale naturelle recensées en France sont environ au nombre de 700, dont 400 sont exploitées soit dans des établissements thermaux soit dans des unités de conditionnement ; les autres sont soit pourvues d'une buvette à la disposition du public soit abandonnées mais non révoquées. Parmi ces sources 160 sont déclarées d'intérêt public.

Une carte des sources minérales et thermales en France (fig.1) met en évidence des concentrations dans les zones montagneuses plissées et les massifs anciens, à proximité des zones où une fracturation a été créée ou réactivée par une tectonique active.



Figure 1. Carte des sources minérales et thermales en France

On constate ainsi que la majorité des sources d'eau minérale et thermale françaises se trouvent au Sud-Est d'une ligne Bordeaux-Sedan, dans les régions affectées par les orogénèses alpines et pyrénéennes. Des sources minérales et thermales jalonnent les bordures des fossés d'effondrement tertiaires et quaternaires d'Alsace et des Limagnes dont les sédiments peuvent être imprégnés par ces mêmes eaux. Des sources minérales et thermales se manifestent à la faveur de structures et d'accidents affectant de grands aquifères sédimentaires carbonatés comme les rides anticlinales diapiriques du Bas-Adour (Dax) ou comme l'anticlinal à cœur silurien du Bassin d'Orchies qui forme une « paléocolline » et permet au calcaire carbonifère aquifère d'être à très faible profondeur sous la craie turo-sénonienne (Saint-Amand-les-Eaux).

Il est possible d'individualiser des groupements de sources en provinces hydrominérales, telles que la province carbogazeuse d'Auvergne, la province sulfurée des Pyrénées centrales, la province chlorurée à gaz rares du Morvan, la province sulfatée calcique sous-pyrénéenne. Ce concept de province hydrochimique peut être étendu, au delà d'un cadre géographique, aux diverses sources minérales issues d'aquifères carbonatés qui affichent un certain nombre de traits communs.

II. LA PROVINCE DES EAUX MINÉRALES ISSUES D'AQUIFÈRES CARBONATÉS

Des systèmes hydrominéaux différents sont associés aux régions plissées et aux grands bassins sédimentaires qui sont le siège de véritables gisements d'eau minérale ; à cette notion de ressource exploitable il convient d'ajouter son caractère renouvelable.

La diversité géographique, et géologique, recouvre un certain nombre de traits communs. Le thermalisme carbonaté en France se caractérise ainsi par :

- L'ampleur et la nature des réservoirs, calcaires à perméabilité de fissures, karstifiés, parfois dolomitisés, souvent associés à des niveaux évaporitiques d'anhydrite et de gypse (Dax, Vittel, Bagnères-de-Bigorre).
- Les débits exploitables sont généralement élevés atteignant plusieurs dizaines de m³/h (110 m³/h à Aix-les-Bains et à Gréoux-les-Bains).
- On trouve dans cette famille de sources issues d'aquifères carbonatés les trois principales stations thermales françaises pour le nombre de curistes en 2002 (Balaruc-les-Bains = 35 394, Aix-les-Bains = 33 986, Gréoux-les-Bains = 29 927).
- Les circulations de fissures et les réseaux karstiques sont autant de facteurs de vulnérabilité aux contaminations bactériennes ; ces sources d'eau minérale résultent le plus souvent de mélanges réalisés lors de leur cheminement en profondeur et aussi lors de la traversée d'aquifères superficiels mal protégés et pouvant être pollués (Aix-en-Provence, Aix-les-Bains, Saint-Amand-les-Eaux, Saint-Christau, Gréoux-les-Bains, Balaruc-les-Bains).

Le recaptage systématique par forages profonds devrait permettre de mettre ces eaux à l'abri des pollutions superficielles.

- De nombreuses sources ont un faciès bicarbonaté calcique et magnésien où les bicarbonates atteignent une limite de solubilité équivalente à 300 mg de CO₃ par litre (fig. 2 et 3) ; parmi elles :
 - Aix-les-Bains (source Alun : 496 mg/l) dont les eaux infiltrées dans des calcaires de l'Urgonien affleurant au Mont de la Charve cheminent en profondeur dans des couches synclinales du Portlandien et du Kimméridgien puis sont captées et émergent à Aix à une température supérieure à 40°C ce qui indique une profondeur atteinte d'environ 1 500m.
 - Aix-en-Provence (source Impératrice : 325 mg/l) dont les eaux après un parcours dans les calcaires du Jurassique se mélangent à celles d'un aquifère tertiaire avant d'émerger à une température de 33,8°C.

- Avène-les-Bains (source Valdorb : 266 mg/l) dont les eaux proviennent d'un Cambrien dolomitique et émergent à une température de 21,1°C.
- Saint-Christau où la source Les Arceaux (198 mg/l) s'écoule d'un conduit karstique des calcaires de l'Urgonien ; un forage récent, la source « la Colombe », capte une eau enrichie en Cl et SO₄ au contact d'un Trias probable.

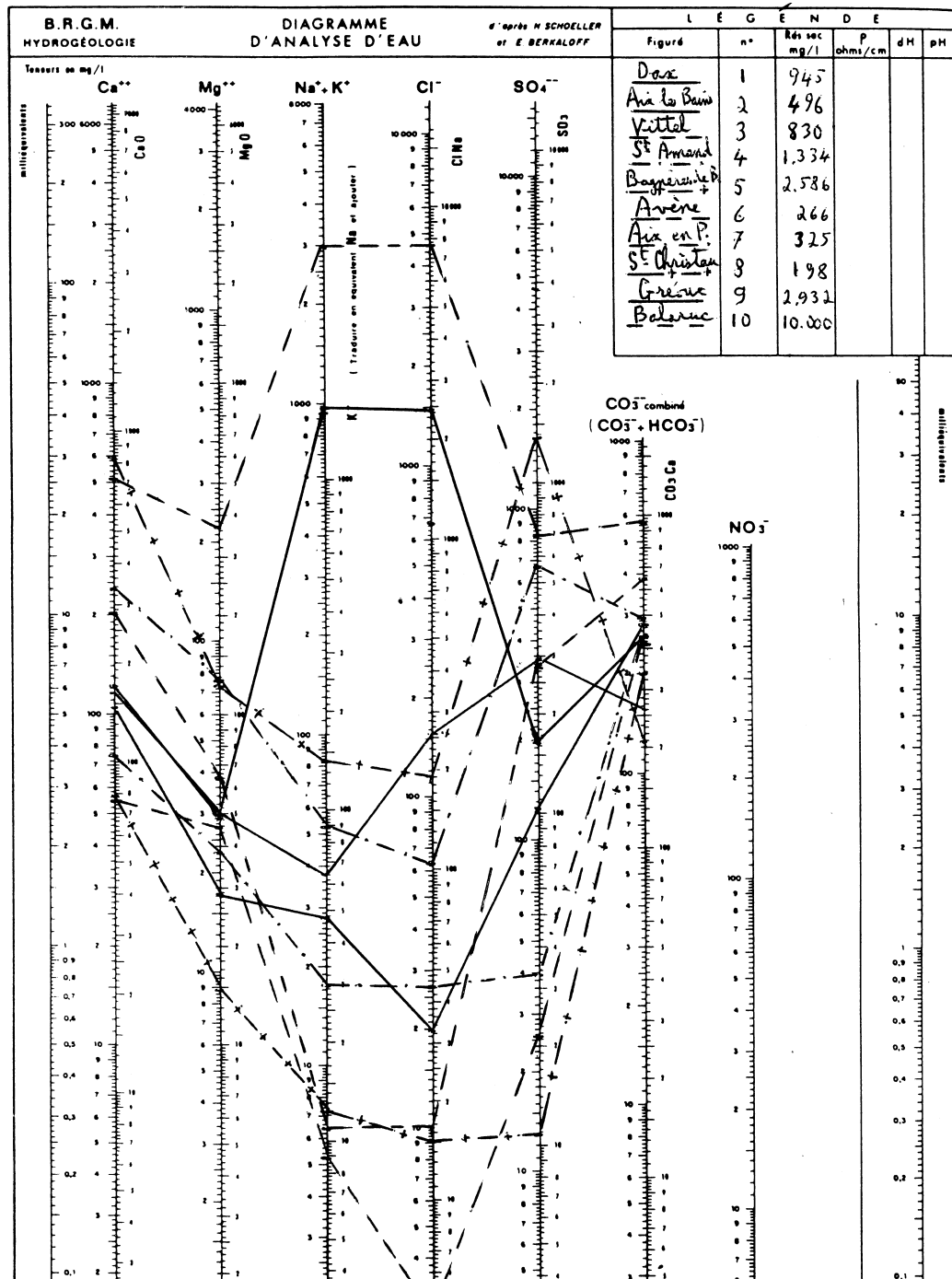


Figure 2

- D'autres sources qui montrent une minéralisation de fond bicarbonatée calcique comparable sont fortement influencées par des évaporites du Trias et ont un caractère sulfaté calcique marqué :
 - Dax (source Saint-Christophe : 945 mg/l) et les sources jalonnant les rides anticlinales diapiriques du Bas-Adour qui sont des exutoires de l'aquifère du Cénomanién aquitain, et dont les eaux bicarbonatées calciques acquièrent une signature sulfatée et chlorurée lors de leur ascension au contact des structures salifères triasiques, atteignant 57°C à l'émergence à Dax.
 - Vittel (Grande Source captage : 830 mg/l) dont les eaux froides (11°C) se sont minéralisées au contact de niveaux sulfatés du Muschelkalk.
 - Saint-Amand-les-Eaux (source Amanda : 1 334 mg/l) dont les eaux infiltrées dans les calcaires carbonifères (Viséen) en Belgique pénètrent et circulent à grande profondeur dans ces derniers dont les fractures et les systèmes karstiques anciens ont été remplis par des dépôts évaporitiques (anhydrite). Les eaux acquièrent une minéralisation et une t° élevée (70°C). Cette nappe des calcaires viséens dont la charge hydraulique est la plus élevée pénètre dans la nappe sus-jacente de la Craie avec laquelle elle se mélange avant de jaillir à la faveur d'exutoires naturels ou de forages à la température de 26°C à Saint-Amand-Thermal.
 - Bagnères-de-Bigorre (source Reine 1 : 2 586 mg/l) dont les eaux infiltrées dans les calcaires fissurés jurassiques et crétacés émergent à la faveur d'une faille au contact du Trias salifère (thermosiphon). Les eaux atteignent 49,3°C à l'émergence.
- D'autres sources enfin ont une signature salifère chlorurée prédominante ; la solubilité du CaCO_3 y augmente beaucoup en présence de concentrations croissantes en NaCl. Il s'agit de :
 - Gréoux-les-Bains (source Levant Est : 2 932 mg/l) où l'eau circule dans des cavités karstiques de calcaires valanginiens, se minéralise au contact d'évaporites du Trias associées au chevauchement de Gréoux, et émerge à la température de 36,7°C.
 - (source Bidon : 10 g/l) dont les eaux thermales (45°C) circulent dans des calcaires du Jurassique supérieur, remontent à la surface à la faveur d'accidents profonds et acquièrent leur minéralisation vraisemblablement au contact de terrains triasiques.
- Des dosages d'oxygène 18 ont permis de préciser les zones d'infiltration des précipitations alimentant les aquifères responsables de la plupart des sources considérées. Mais dans les régions plissées il subsiste des incertitudes sur la configuration des circuits empruntés par les eaux et sur l'acquisition de leur minéralisation.
- Des âges considérables ont été obtenus par des dosages du ^{14}C contenu dans les eaux de certaines sources thermo-minérales issues d'aquifères carbonatés :
 - Aix-les-Bains : les teneurs en ^{14}C trouvées indiqueraient un âge supérieur à 50 000 ans.
 - Dax : les teneurs en ^{14}C de l'eau se traduisent par un âge de 4 300 ans ($\pm$ 2 000 ans) !

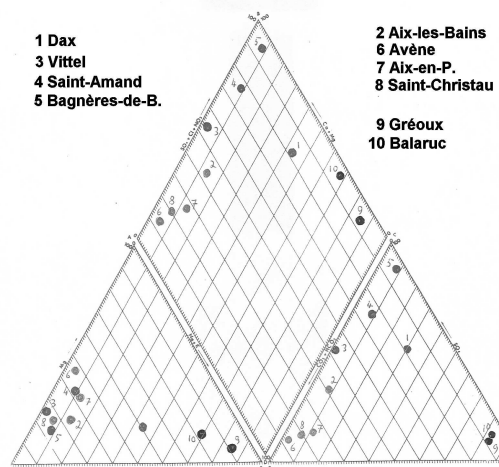


Figure 3

En guise de conclusion

Il faut souligner le rôle majeur joué par le thermalisme carbonaté en France.

Du fait de la thermalité élevée de la plupart des sources, les stations concernées ont en commun pour indication thérapeutique la rhumatologie et le traitement des séquelles de traumatismes ostéo-articulaires.

L'origine et le parcours des eaux thermo-minérales d'Aix-les-Bains (Savoie)

Jean-Charles Carfantan*, Gérard Nicoud* et François Iundt**

* Université de Savoie – CISM – EDYTEM – 73376 Le Bourget du Lac Cedex

** Antea

A Aix-les-Bains (Savoie), surgissent 3 groupes de sources (fig. 1) :

- les sources mésothermales Alun et Soufre qui alimentent les Thermes Nationaux,
- les sources froides d'Adélaïde, Bonjan et Esculape qui fournissent les Thermes privés de Marlioz,
- et la source épithermale de Raphy-Saint Simon qui est embouteillée.

Pour pallier leur pollution et améliorer les débits, des forages profonds ont été réalisés depuis 1989 :

- les forages Reine Hortense et Chevalley pour les Thermes Nationaux,
- le forage Ariana pour les Thermes de Marlioz,
- et le forage RS4 à Saint Simon pour l'eau embouteillée.

Tous ces forages ont recherché des réservoirs calcaires, à diverses profondeurs.

Les données acquises nous ont permis de clarifier l'origine et le parcours des eaux souterraines d'Aix-les-Bains.

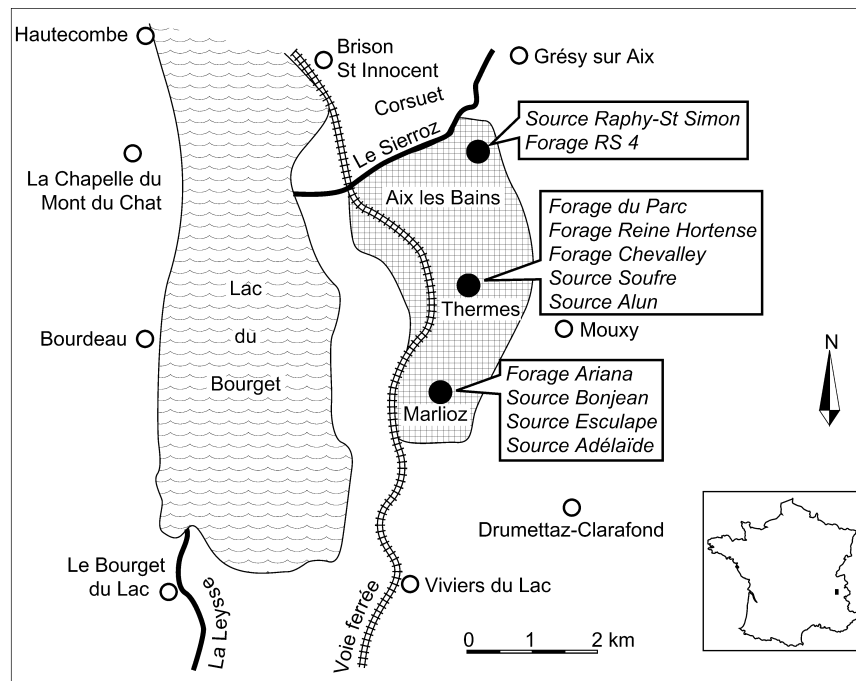
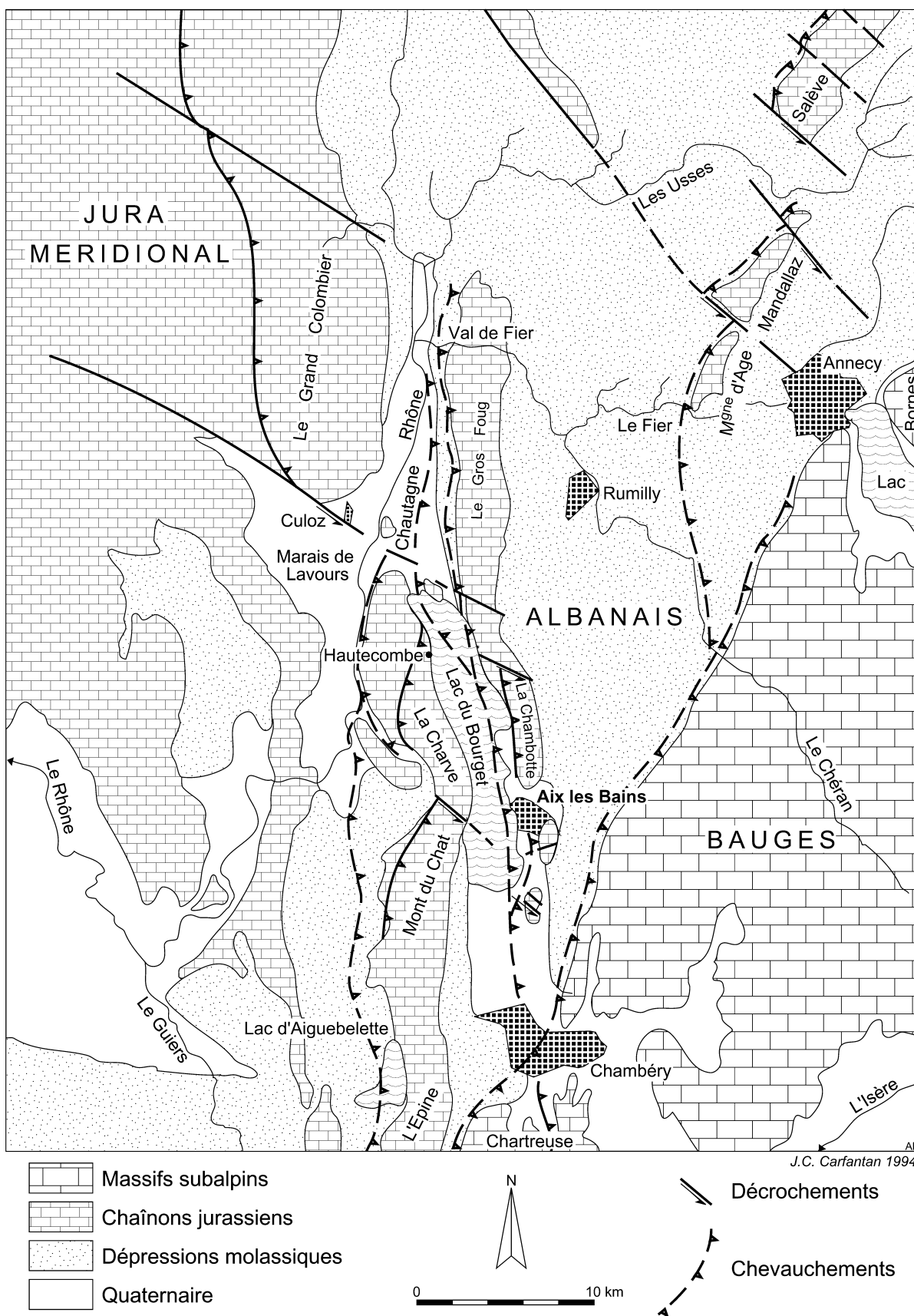


Figure 1 - Localisation des sites hydrothermominéraux d'Aix les Bains

1. CADRE GEOLOGIQUE

Aix-les-Bains est encadré par deux édifices montagneux (fig. 2) :

- vers l'Ouest, le chaînon de l'Epine-Mont du Chat-La Charvaz qui appartient au Jura méridional ;



- vers l'Est, la chaîne du Nivolet-Revard qui appartient au front du massif subalpin des Bauges. L'arc du Jura et la chaîne alpine sont séparés par la dépression molassique péri-alpine. Aix-les-Bains est bâti sur un dôme de calcaires urgoniens. Il prolonge vers le Sud, avec un sensible décalage vers l'Est à hauteur du Sierroz, le chaînon anticlinal jurassien de la Chambotte-Gros Foug qui borde la rive orientale du Lac du Bourget.

1.1 - La lithostratigraphie (fig. 3).

Les chaînons jurassiens sont constitués presque exclusivement de calcaires mésozoïques. Orientés ici Nord-Sud, ils sont fortement dissymétriques, à flanc oriental moyennement incliné et à retombée occidentale verticale. Les forages pétroliers dans le chaînon du Gros Foug, les forages de recherche d'eaux thermales ainsi que le tunnel autoroutier et la galerie des eaux usées de l'Epine-Mont du Chat ont montré et confirmé que les chaînons jurassiens sont cisailés par des failles profondes, aveugles en surface. Ils chevauchent les synclinaux molassiques qui leurs succèdent à l'Ouest ; la flèche de chevauchement dépasse le kilomètre.

A l'affleurement, les terrains des anticlinaux jurassiens sont d'âge Jurassique moyen à Crétacé inférieur. Se succèdent, de haut en bas :

- les calcaires urgoniens s.s., blancs, massifs, péri-récifaux, épais de 150 m environ,
- les calcaires jaunes ou roux du Barrémien inférieur et Hauterivien supérieur (Pierre jaune de Neuchâtel), en bancs décimétriques, épais d'une cinquantaine de mètres,
- les marnes et les calcaires argileux de l'Hauterivien inférieur, épais de 70 m,
- les calcaires coquilliers blancs ou rosés, roux, lie-de-vin ou bicolores du Valanginien. Ils sont stratifiés et épais de 90 m,
- les marnes sombres, à débits ligniteux et petits bancs calcaires plissotés (couches de Vions) du Berriasien supérieur, épaisses de 30 m environ,
- les calcaires blancs en gros bancs (marbre bâtard ou formations de Pierre Châtel) du Berriasien inférieur, puissantes de 70 m,
- une alternance de bancs centimétriques calcaires, de marnes vertes et de brèches à cailloux noirs, d'origine saumâtre (Pürbeckien), du Portlandien terminal. L'épaisseur maximale atteint 20 m.
- les calcaires clairs, fins, en bancs réguliers décimétriques à intercalations de lits de marnes vertes et surfaces corrodées et rubéfiées, d'âge Portlandien et épais de 100 m,
- les calcaires récifaux blancs massifs, à polypiers abondants, du Kimméridgien supérieur, épais de 150 m,
- les calcaires blancs à nodules siliceux, en strates métriques, datés du Kimméridgien inférieur, épais de 100 m,
- des calcaires gris à interlits marneux, en petits bancs plissotés, riches en ammonites, de l'Oxfordien. L'épaisseur dépasse la centaine de mètres,
- et, enfin, un puissant ensemble de calcaires en petits bancs bleu-nuit, plus ou moins sableux, argileux et coquilliers, replissés, d'épaisseur de l'ordre de 300 m. Il représente le Jurassique moyen.

Vers le bas, et reconnus seulement par les forages pétroliers (1) :

- des argiles calcaires grises (Lias marneux) et des calcaires sombres (Lias calcaire), épais au total de 75 m,
- des argiles bariolées rouges et vertes, à intercalation de dolomies, d'anhydrite et d'halite orange, épaisses de 300 m, du Trias supérieur,
- et des grès siliceux, souvent grossiers du Trias inférieur, non totalement traversés.

Les molasses tertiaires débutent fréquemment par des conglomérats rouges.

- Au-dessus, vient la « molasse rouge » faite de marnes et de grès rouges, verdâtres ou blancs, où s'intercalent des passées gypseuses et des bancs de calcaires lacustres. D'origine continentale, cette molasse, d'âge Chattien-Aquitaniien, apparaît autour d'Aix-les-Bains. Elle est épaisse de 0 à 200 m,

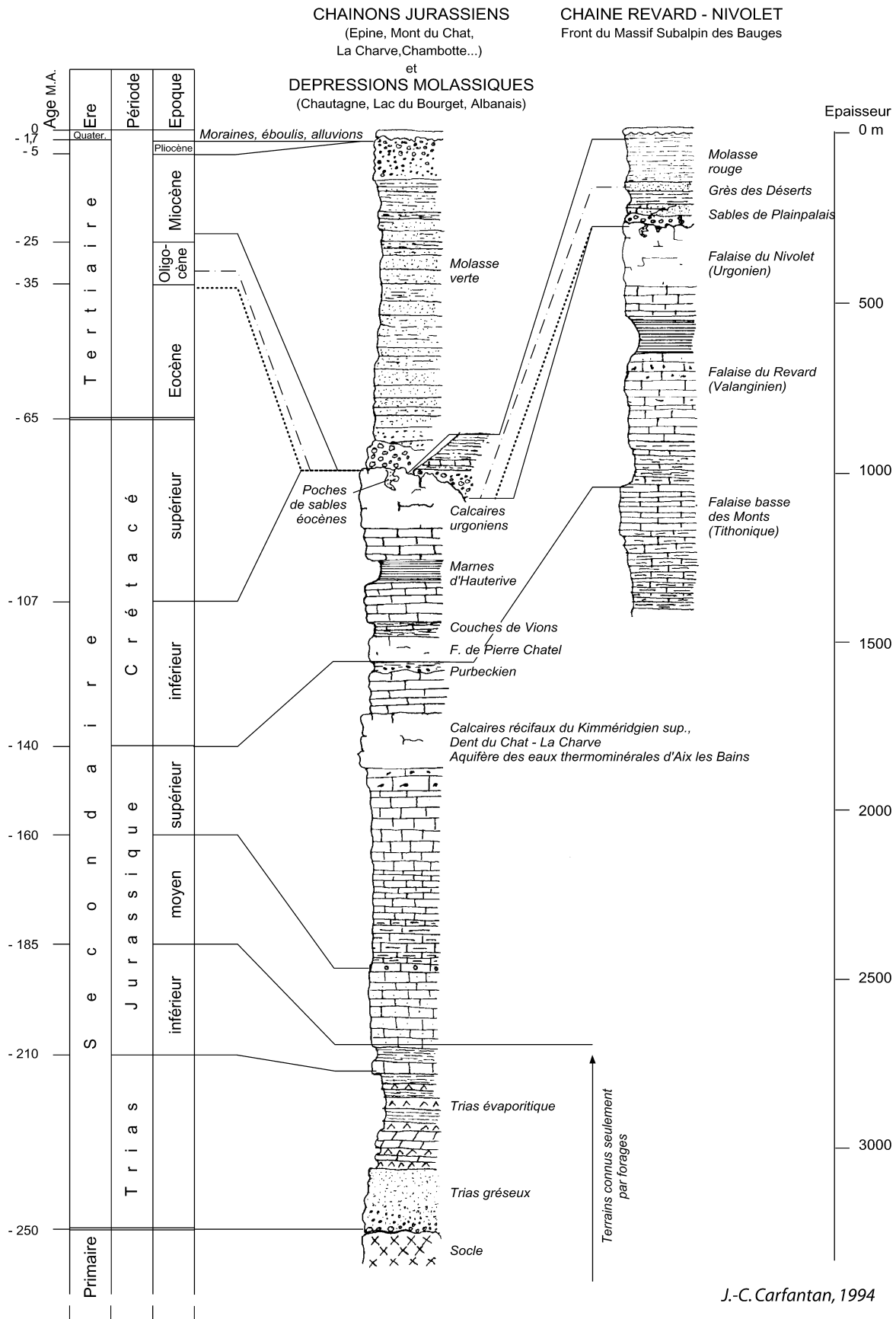


Figure 3 - Series stratigraphiques du secteur d'Aix-les-Bains

- La molasse verte, burdigalienne, débute parfois sur le substratum secondaire, par des conglomérats. Elle est constituée de grès fins à moyens glauconieux, à ciment calcaire et à intercalation argileuses. D'origine marine, elle atteint 600 m d'épaisseur,
- la série molassique se poursuit par des niveaux plus sableux, riches en cailloutis, à débris ligniteux et d'âge vindobonien.

1.2 - Les karstifications.

Deux formations calcaires sont particulièrement karstifiées :

- les calcaires urgoniens : les réseaux karstiques sont partiellement comblés de sables et d'argiles ferrugineux (sidérolithique) datés de l'Eocène. C'est donc en grande partie un héritage ancien, largement antérieur à la déformation plicative. Cette karstification est réactivée depuis l'émersion post-miocène de la région,
- et les calcaires du Kimméridgien supérieur. Les drains sont habituellement de taille plus réduite, plus ou moins colmatés par des argiles et des sables. Cette karstification a pu être acquise lors de l'épisode régressif pürbeckien ou être originelle.

1.3 - La fracturation.

Les chevauchements sont parallèles à l'allongement des plis et inclinés d'une trentaine de degrés vers l'Est dans les calcaires du Secondaire. Sur les plans principaux, sont branchées des failles annexes à pendage qui découpent le front des anticlinaux. Cette tectonique chevauchante est contemporaine du dépôt des molasses tardives qui cachètent les failles.

Les décrochements découpent transversalement les chaînons jurassiens. Ils sont sénestres, N125° et dextres, N65°. Les premiers sont les plus importants (faille active du Col du Chat).

De multiples failles, de moindre importance, hachent les calcaires à proximité des décrochements principaux et conditionnent des néo-systèmes karstiques.

L'existence de paléo-failles liées à l'émersion post-crétacée est probable. Elle pourrait expliquer le décalage entre la terminaison périclinale de la Chambotte et le dôme d'Aix-les-Bains.

2. LES SOURCES

2.1 - Les sources des Thermes Nationaux

Elles surgissent directement des calcaires urgoniens, peu en amont de leur couverture molassique. Connues et exploitées dès l'antiquité romaine, ce sont des sources d'eau chaudes (38 à 46°C), de très gros débits variables autour de 55 l/s. Leur minéralisation est importante, bicarbonatée sulfatée et chlorurée calcique, sodique et magnésienne. Le soufre est également présent sous forme de sulfites et d'hydrogène sulfuré libre. Leur pollution bactériologique est chronique.

2.2 - Les sources de Marlioz.

Ce sont des sources d'eau froide (11°C), de très faible débit (200 l/h) mais très minéralisées. Les éléments présents dans l'eau sont les mêmes que ceux des sources des Thermes Nationaux, mais tous en proportion plus forte. La teneur totale en soufre est cinq fois plus élevée. Elles émergent d'une couverture métrique d'argiles glaciaires reposant sur les calcaires urgoniens.

2.3 - La source de Raphy-Saint Simon

Elle émerge aussi d'une couverture morainique reposant sur les calcaires urgoniens.

C'est une source d'eau tiède (19,6°C) dont le débit est de 1 l/s. Elle est moyennement minéralisée, bicarbonatée calcique et magnésienne. Les teneurs en sulfates et chlorures sont dix fois moindres que celles des sources des Thermes Nationaux.

3. LES FORAGES DE RECHERCHE D'EAUX THERMO-MINERALES

Cinq forages profonds ont été réalisés (2) :

- trois pour les Thermes Nationaux : les forages Reine Hortense (1104 m) et Chevalley (2200 m) près des Thermes et le forage (500 m) près de la gare SNCF, en contrebas des Thermes,
- un pour les Thermes de Marlioz : le forage Ariana, de 231,5 m,
- et un pour les eaux embouteillées : le forage RS4 (525 m).

3.1 - Les forages des Thermes Nationaux.

Le forage Reine Hortense a traversé les formations allant de l'Urgonien au Kimméridgien inférieur de l'anticlinal d'Aix-les-Bains. Il a rencontré de l'eau thermo-minérale artésienne à partir de 92 m, de minéralisation analogue à celles des sources. Le débit a brutalement argumenté à la rencontre des calcaires karstifiés du Kimméridgien supérieur (de 4 m³/h à 18 m³/h), accompagné d'une argumentation de la minéralisation, montrant ainsi que l'eau des calcaires urgoniens est un mélange d'eau profonde fortement minéralisée et d'eau de surface infiltrée dans ces calcaires urgoniens.

Le forage Chevalley a traversé jusqu'à 1515 m les formations allant de l'Urgonien à l'Oxfordien du compartiment chevauchant de l'anticlinal d'Aix-les-Bains. Puis de 1515 m au fond, il a traversé les formations allant de l'Urgonien au toit du Kimméridgien inférieur du compartiment chevauché. L'eau thermo-minérale a été rencontrée dès 19 m de profondeur dans les seules calcaires urgoniens du compartiment chevauchant. De l'eau thermale artésienne a ensuite été rencontrée dans les calcaires karstifiés du Kimméridgien supérieur, entre 1975 et 2104 m de profondeur, à une température de 75°C. Cette eau peut être exploitée à un débit de 150 m³/h, avec un rabattement de 80m. Les concentrations en sulfates et en chlorures sont faibles. L'eau est dépourvue d'hydrogène sulfuré.

Quant au forage de la gare, il s'est arrêté au toit des calcaires urgoniens après avoir traversé 415 m de « molasse rouge » sous 50 m de dépôts quaternaires. Il se tient sur la retombée subverticale du dôme d'Aix-les-Bains.

3.2 - Le forage Ariana.

Il a rencontré, sous 4,5 m d'argile morainique, 181 m de calcaires urgoniens blancs puis 46 m de calcaires jaunes à interlits argileux et 4,5 m de marnes hauteriviennes. De l'eau artésienne, de même minéralisation que celle des sources, est apparue à 225 m de profondeur dans une fracture des calcaires jaunes. Le forage peut fournir 10 m³/h avec un rabattement d'une quarantaine de mètres.

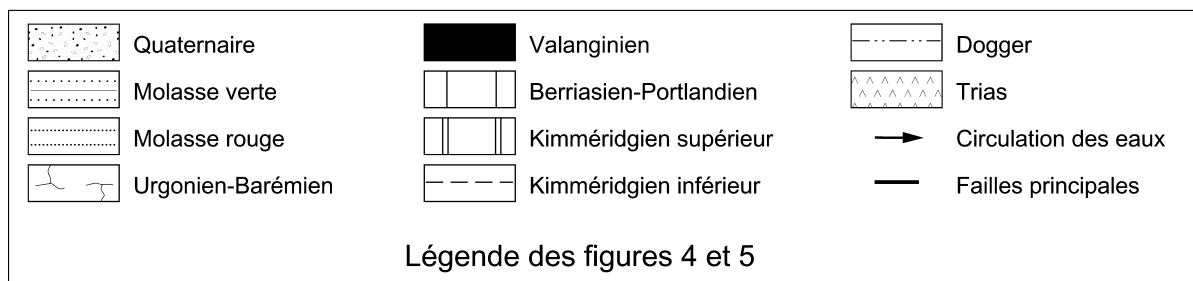
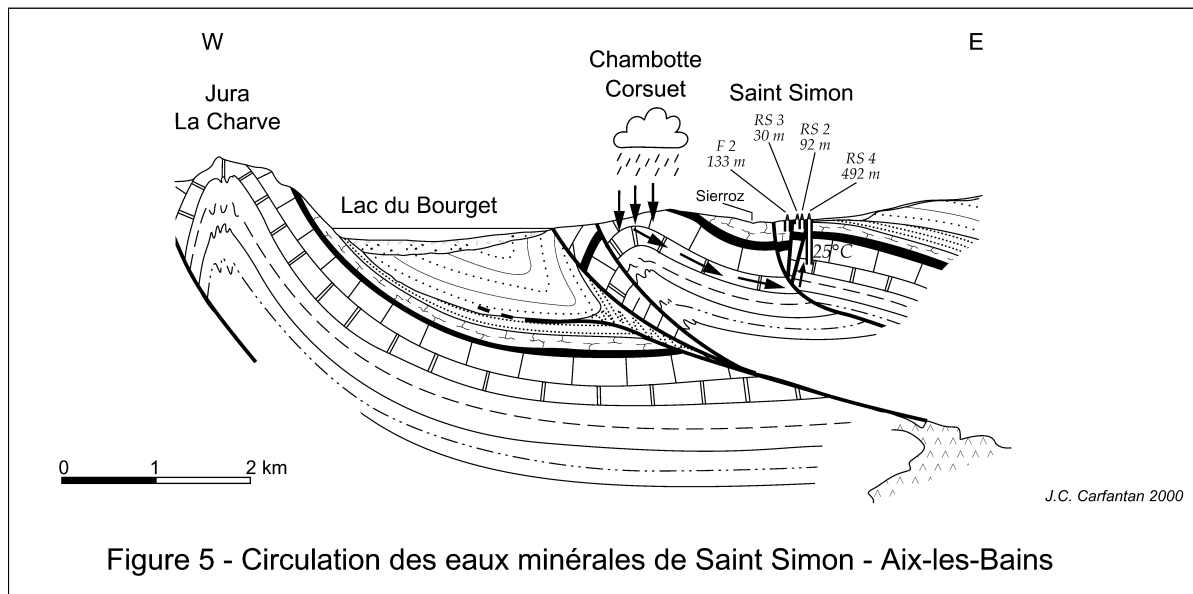
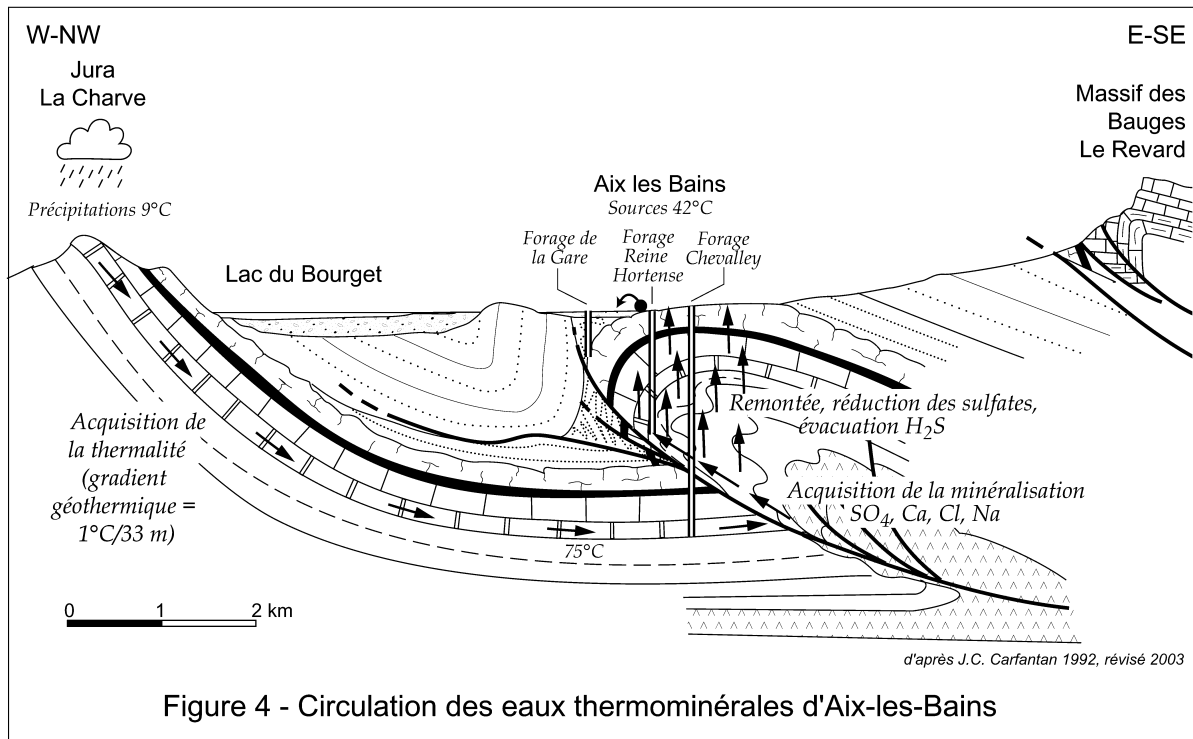
3.3 - Le forage RS4 à Saint Simon.

Après avoir traversé sur une vingtaine de mètres un placage morainique et quelques mètres de « molasse rouge », le forage a rencontré les formations allant de l'Urgonien au Kimméridgien supérieur. Il exploite l'eau bicarbonatée calcique et magnésienne, légèrement sulfatées (70 mg/l), de température de 25°C, du compartiment chevauchant du dôme d'Aix-les-Bains.

4. LE PARCOURS DES EAUX THERMO-MINERALES

On a longtemps considéré que toutes les eaux d'Aix-les-Bains provenaient exclusivement de circulations dans les calcaires urgoniens (3, 4). La présence de soufre s'expliquait alors soit par le lessivage des pyrites du plancher marneux hauterivien (les eaux étant considérées comme des eaux sulfureuses « dégénérées »), soit par la dissolution des horizons gypseux de la molasse rouge. De ce fait, les zones d'alimentation étaient soit le versant occidental du massif des Bauges (Revard), soit des pointements anticlinaux jurassiens de la dépression molassique périalpine (aux environs d'Annecy), soit les molasses « rouges » au Sud d'Aix-les-Bains.

Les forages ont clairement démontrés que les eaux n'ont pas les calcaires urgoniens comme seul réservoir. Le réservoir principal de toutes les eaux est la formation **des calcaires récifaux du**



Kimméridgien supérieur (5, 6). La minéralisation sulfureuse et chlorurée est acquise à la rencontre des évaporites triasiques, bourrées dans le cœur du compartiment chevauchant et/ou jalonnant le plan de cisaillement profond.

4.1 - Le parcours des eaux des Thermes Nationaux et de Marlioz (fig. 4)

L'eau provient de l'infiltration totale des précipitations dans les calcaires du Kimméridgien supérieur de la Charvaz entre 500 et 700 m d'altitude, terminaison septentrionale du chaînon jurassien de l'Epine-Mont du Chat, à l'Ouest du lac du Bourget. Le transit de l'eau se fait vers l'Est, jusqu'à atteindre plus de 2000 m de profondeur au fond de la structure synclinale du val du Bourget. Le chevauchement de l'anticlinal d'Aix-les-Bains sur le synclinal molassique permet à l'eau de remonter dans le compartiment chevauchant où elle acquiert sa minéralisation sulfatée et chlorurée. En dehors du plan de chevauchement et de la verticalité des couches, la remontée des eaux est dirigée par le décrochement aixois de la Roche du Roi et les fractures associées, justifiant le franchissement des marnes hauteriviennes.

Les infiltrations dans les calcaires urgoniens, affleurants à Aix-les-Bains, sont la cause des variations des paramètres physico-chimiques constatées aux émergences, de la contamination bactérienne des sources et de la présence du tritium dans l'eau des sources, non relevée dans celles du Kimméridgien supérieur.

La lente et difficile remontée dans des fissures étroites justifie la perte de thermalité et la conservation d'une minéralisation élevée originelle.

S'agissant des eaux froides de Marlioz, elles résultent d'une lente circulation à faible débit, diverticule du parcours des eaux des Thermes Nationaux.

4.2 - Le parcours des eaux de Raphy-Saint Simon (fig. 5)

Dans le cœur éventré de l'anticlinal de la Chambotte, affleurent les calcaires du Kimméridgien supérieur. Ceux-ci, alimentés par les précipitations, conduisent l'eau conformément à la structure synclinale, en direction de la rive gauche du Sierroz. L'existence d'une dense fracturation verticale de direction N20°, probablement liée à la paléo-faille limitant le dôme aixois et la terminaison méridionale de la Chambotte, permet la remontée de l'eau avec peu de refroidissement.

L'alimentation se fait directement dans le compartiment chevauchant, au contraire des eaux des Thermes Nationaux.

Mais comme aux Thermes Nationaux, le parcours final dans les calcaires urgoniens provoque un mélange avec des eaux superficielles très vulnérables aux pollutions.

BIBLIOGRAPHIE

1. Michel P. et Caillon G., 1957. Quelques résultats des sondages exécutés en Savoie par la Régie autonome des Pétroles. *Bull. Soc. Géol. de France*, t. VII, 995-1008.
2. Antea (Iundt F.), 1999. Les forages d'eau minérale : le cas d'Aix-les-Bains. Ass. Française de Techniques Hydrothermales, Colloque d'Aix-les-Bains.
3. Moret L. et Schneider G., 1934. Une hypothèse nouvelle sur l'origine des sources thermominérales d'Aix-les-Bains (Savoie). *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. 197, p. 1734-1736.
4. Lepiller M., 1975. Données nouvelles concernant les émergences sulfureuses ou thermales de la région d'Annecy (Haute-Savoie). Comparaison avec les eaux thermales de la région d'Aix-les-Bains (Savoie). Actes du 100^{ème} Congrès National des Sociétés Savantes. Paris, fasc. 1, p. 101-112.
5. Nicoud G., 1980. Sur l'origine des eaux thermominérales d'Aix-les-Bains, Savoie, France. *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. 291, série D, p. 179-182.
6. BRGM., (Iundt F., Lopoukine M., Malatrait A. et Martelat M.), 1987. Etude du système thermal et minéral d'Aix-les-Bains, Savoie. 87-SGN.434 RMA. Inédit.

Evolution géologique, mise en place de la karstification et thermalisme des aquifères karstiques péri - méditerranéens.

Exemple du karst des Corbières d'Opoul

Aunay B. ⁽¹⁾, Dörfliger N. ⁽¹⁾, Le Strat P. ⁽²⁾, Ladouche B. ⁽¹⁾, Bakalowicz M. ⁽³⁾

(1) BRGM, Service EAU/RMD, 1039 rue de Pinville, 34000 Montpellier ; n.dorfliger@brgm.fr

(2) BRGM, Service Géologique LRO, 1039 rue de Pinville, 34000 Montpellier

(3) Hydrosiences, c/o MSE, Université Montpellier II 34095 Montpellier CEDEX 5

I. INTRODUCTION

L'élaboration des systèmes karstiques du pourtour méditerranéen a fortement été influencée par les variations du niveau de base, liées aux fluctuations eustatiques et aux mouvements tectoniques depuis le Trias.

Les conditions de développement, de karstogenèse des systèmes karstiques sont liées à la notion de potentiel de karstification définie par Mangin (1). Le potentiel de karstification dépend des possibilités de circulation de l'eau souterraine d'une part, et de la possibilité de dissoudre la roche carbonatée d'autre part. Les facteurs suivants jouent un rôle essentiel dans la mise en place de la karstification : (1) les propriétés initiales de la roche permettant une circulation des eaux, (2) le gradient hydraulique permettant l'écoulement souterrain, (3) les conditions de recharge de l'aquifère (dispersée, concentrée au niveau de pertes), (4) le caractère agressif de l'eau – permettant d'assurer un pouvoir de dissolution suffisant. Ainsi autrement dit, les facteurs hydrologiques, les propriétés physiques et les caractéristiques géologiques du karst interviennent dans le développement des aquifères karstiques. Ce sont particulièrement les facteurs biologiques et climatiques, les facteurs géomorphologiques (relief, drainage de surface), les caractéristiques géologiques (lithologie, structure et paléogéographie), les processus chimiques, la distribution des vides et des paramètres hydrodynamiques au sein de l'aquifère, les conditions aux limites ainsi que l'organisation des écoulements qui en résulte (2).

Le potentiel de karstification est défini à partir du potentiel d'écoulement (potentiel hydraulique), dans un référentiel comprenant le niveau de base karstique. Le niveau de base karstique correspond au niveau de base de l'écoulement : c'est le niveau de l'émergence topographiquement la plus basse vers laquelle peuvent se diriger des eaux de l'ensemble calcaire considéré (3).

Les régressions et des transgressions marines fixent, à l'échelle des bassins sédimentaires les profils d'équilibre fluvial. Ce sont eux qui déterminent les niveaux de base sur lesquels se développent les systèmes karstiques. Or régressions et transgressions se sont succédées entre le Trias (ère secondaire) et la période sub-récente (ère quaternaire). Le temps requis pour le développement de cavités ou de réseau karstique étant de l'ordre de 10^4 - 10^5 années pour atteindre une taille « accessible à l'être humain » (4, 5), plusieurs phases de développement ont pu prendre place lors des abaissements de niveau de base, car la karstification intervient uniquement à la suite d'une chute du niveau de base, résultant d'une induction eustatique globale ou structurale locale. Par opposition, les remplissages colmatent et fossilisent les conduits plutôt en période d'accommodation, c'est-à-dire en période de remontée du niveau de base local (6).

Les variations de niveau de base peuvent également être associées à des mouvements tectoniques. De plus, d'importants accidents régionaux liés aux phases d'orogénèse, dont l'orogénèse pyrénéenne, sont des accidents profonds le long desquels se trouvent des manifestations thermale.

Une méthodologie d'étude géologique des systèmes karstiques méditerranéens a été développée; elle a été appliquée notamment au karst des Corbières orientales. Elle est basée sur l'étude du signal sédimentaire enregistré par les karsts ; elle consiste à replacer ce signal dans l'enregistrement

sédimentaire des bassins avoisinants, le développement d'un système karstique étant lié notamment au profil d'équilibre fluvial, lui-même connecté au niveau marin. La déconvolution des messages enregistrés dans les séries sédimentaires a ainsi permis de définir les grandes périodes de karstification et la géométrie des systèmes créés (7). L'accommodation karstique ainsi que le potentiel karstifiable théorique, nouvelles notions, sont alors définies.

La méthodologie est illustrée par l'exemple d'un système karstique méditerranéen, le karst des Corbières d'Opoul avec les sources de Fontestramar et de Fontdame. De plus, les caractéristiques hydrogéologiques et géochimiques de ce système sont présentées, mettant en évidence l'influence de circulations profondes issues d'un réservoir thermal.

II. METHODOLOGIE

La méthodologie d'étude géologique a pour objectif de déterminer à partir de l'évolution du niveau de base et des périodes tectoniques, de l'étude de l'accommodation karstique et du potentiel karstifiable. Les périodes favorables à la karstification sont ainsi mises en évidence.

II.1. Définitions :

- **Accommodation karstique (8)**

Espace disponible entre le niveau de base d'un karst à un âge donné et la paléosurface qui lui est connectée dans une même séquence élémentaire tectono-eustatique. C'est aussi l'espace disponible pour déposer des sédiments en période d'ennoyage dans un karst à un âge donné.

- **Potentiel karstifiable théorique ou épaisseur karstifiable potentielle (8).**

Il s'agit de l'espace disponible compris entre le plus haut niveau de base (paléosurface des hauts niveaux pour le cycle alpin) et le plus bas niveau de base (chute eustatique messinienne à -1500 m pour le cycle alpin en domaine méditerranéen ou -120 m pour le maximum glaciaire en domaine atlantique global) d'un cycle tectono-eustatique de 5^{ème} ordre (cycle alpin ou cycle hercynien). Il regroupe l'ensemble des accommodations karstiques élémentaires de ce même cycle.

- **Potentiel de karstification (4)**

C'est l'ensemble des conditions externes imposées à un système karstique. Un moteur de l'écoulement et un solvant. Les moteurs possibles sont la gravité, et les gradients de densité (température et salinité). Les solvants possibles sont le CO₂ ou H₂S + Eau, et le mélange d'eaux de salinité différente.

II.2. Méthodologie

La méthodologie consiste à (i) analyser la courbe de variation eustatique adaptée à la région méditerranéenne occidentale, (ii) à étudier le signal sédimentaire dans les karsts et à le situer par rapport à l'enregistrement sédimentaire des bassins avoisinants, (iii) à reconnaître et dater les paléosurfaces et surfaces remarquables marquant la morphologie actuelle, (iv) à analyser l'évolution des phénomènes structuraux liés à la géodynamique pyrénéenne et alpine (9 ; 10) et (v) à déterminer les périodes favorables à la karstification ainsi que le potentiel karstifiable théorique à partir d'une synthèse de l'ensemble des informations.

L'étude hydrogéologique et géochimique des données relatives à des sources ou divers points d'eau d'un système karstique permet d'apporter des éléments complémentaires sur la structure et le fonctionnement du système et de mettre en évidence un mélange avec des eaux thermales.

III. CONTEXTE GEOGRAPHIQUE ET GEOLOGIQUE

Plusieurs systèmes karstiques se développent sur le pourtour méditerranéen métropolitain ; les principaux systèmes côtiers sont représentés sur la figure 1. D'autres systèmes karstiques se développent dans l'arrière-pays tels que les systèmes des Grands Causses (Larzac), de la vallée de l'Hérault au Nord de Montpellier, de la source du Lez, de la Fontaine de Nîmes, de l'Urgonien de la Gardonnenque, de la Montagne Sainte-Victoire et du bassin d'Aix - Gardanne pour ne citer que quelques-uns. Si les systèmes karstiques côtiers ont été influencés par les variations eustatiques de la Méditerranée, les variations de niveau de base fluviale dépendant de l'eustatisme global ont pu avoir influencé les systèmes karstiques situés actuellement en arrière-pays.

Les Corbières orientales situées en grande partie dans le département des Pyrénées-Orientales ainsi que dans le département de l'Aude sont localisées au nord de la chaîne des Pyrénées. Elles sont limitées à l'ouest par l'Aude, à l'est par l'étang de Salses-Leucate et la Méditerranée, au nord par le massif du Mouthoumet et au sud par les Pyrénées et l'aquifère plio-quaternaire du Roussillon. Le système karstique des Corbières d'Opoul dont l'exutoire principal est la source de Fontestramar, se développe dans les calcaires tectonisés et métamorphisés d'âge Jurassique moyen à Crétacé inférieur. Le bassin d'alimentation de ce système occupe une superficie de plus de 200 km².

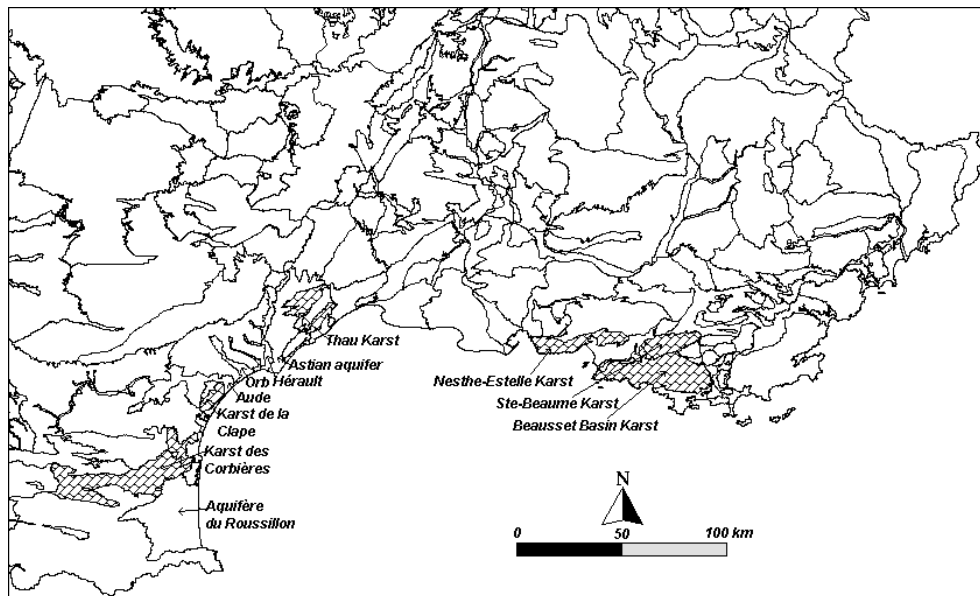


Figure 1 : Représentation des principaux systèmes karstiques côtiers du Sud de la France (*fond extrait du référentiel hydrogéologique version 1*)

Le bassin d'alimentation du système des Corbières d'Opoul est limité au Nord-Ouest par la zone des pertes de l'Agly et du Verdoube ainsi que le flanc méridional du synclinal du Bas-Agly, et au sud-est par la plaine de la Salanque où les formations karstifiables se prolongent sous les formations du Plio-Quaternaire (aquifère du Roussillon). La ligne de crête du Mont Périllou (708m) constitue la limite septentrionale du bassin (7). La source de Fontestramar émerge au niveau d'une vasque, extrémité d'un réseau de galeries reconnu en plongée jusqu'à plus de -164 mètres NGF (communication orale, Brandt, 2001).

IV. EXEMPLE REGIONAL

IV.1 Evolution géologique du massif des Corbières

Les systèmes karstiques des Corbières, principalement gravitaires, sont liés au profil d'équilibre fluvial lui-même connecté au niveau de base marin. Les facteurs contrôlant la karstification des Corbières Orientales de l'Oligocène (30 Ma) au Messinien (5.5 Ma) sont exposés sous forme d'un tableau synthétique (Table I). Ils permettent d'apprécier la mise en place des systèmes ainsi que la karstification du secteur (7).

Epoque	Age [Ma]	Facteurs principaux (eustatisme, sédimentation, surfaces de référence,...)	Références
Messinien	5.95	L'incision messinienne est induite eustatiquement, liée à la crise de salinité en Méditerranée occidentale. Creusement de profonds canyons puis comblement par des sédiments d'âge Zancéen (Pliocène inférieur) dans le bassin du Roussillon. Aucun canyon messinien identifié dans les faciès carbonatés des Corbières.	(12)
Tortonien	11 à 6	Événement tectonique : surrection des massifs et démantèlement de la marge miocène Divers indicateurs tels que des inversions sur profils sismiques, l'existence de brèches, le décalage de formations et de surfaces notamment mettent en évidence la phase tectonique postérieure au Miocène moyen marin et antérieure au Messinien. Surrection des surfaces d'aplanissement entraînant la formation de réseaux karstiques verticaux (valeur non quantifiée dans les Corbières) => incision tortonienne induite structuralement	(13) (14) (10) (15)
Oligocène Miocène inf.	30 à 20	Formation de petits bassins distensifs. Elaboration de grandes surfaces planes datées. Stabilité eustatique avec sédimentation comblant l'accommodation disponible. Profil d'équilibre des surfaces théoriquement en équilibre avec le niveau marin.	(9), (12)

Table 1 : Facteurs influençant la karstification des Corbières Orientales entre l'Oligocène et le Miocène (7).

Quatre paliers de stabilité relative du niveau marin peuvent être observés (figure 2) :

- Environ 200 mètres NGF du Cénomanien au Maastrichtien,
- Environ 150 mètres NGF du Paléocène au Rupélien supérieur,
- Environ 80 mètres NGF du Chattien au Serravalien,
- Environ 20 mètres NGF du Tortonien au Pléistocène.

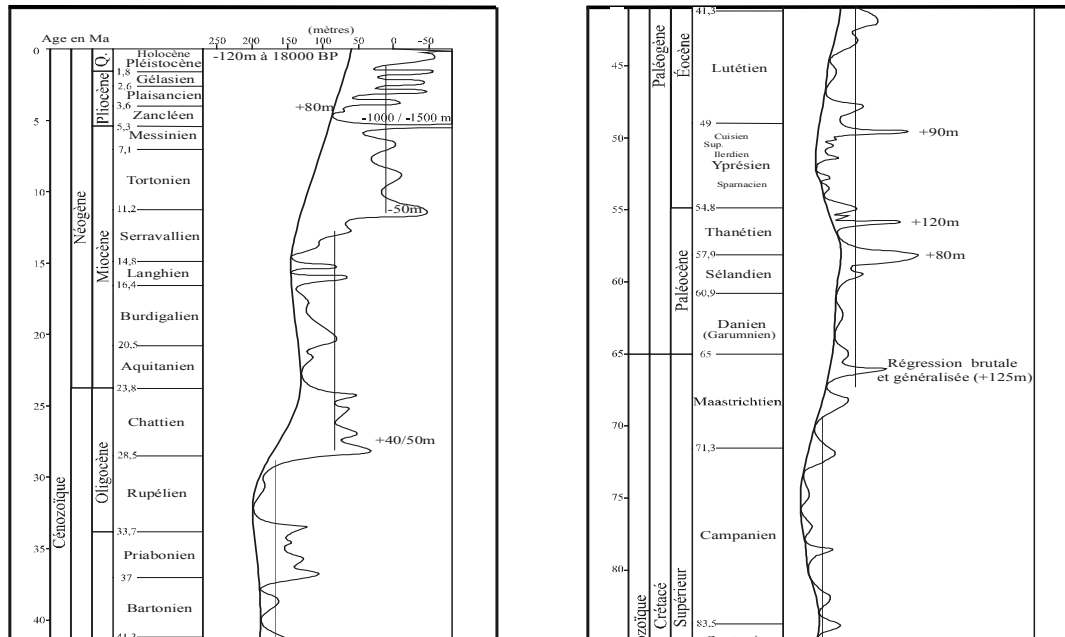


Figure 2 : Courbe de variation eustatique (11). Les transgressions et régressions exceptionnelles ou connues dans la littérature sont reportées sur le document. Les traits verticaux signalent les différents paliers de stabilité relative (21).

IV.2 Résultats

- Genèse des paléosurfaces

Différents types de surfaces ont pu être identifiées au niveau de la zone d'étude des Corbières Orientales, comprises dans les départements de l'Aude et des Pyrénées Orientales :

- Les surfaces des hauts niveaux, les plus anciennes morphologies d'aplanissement observables ; elles ont été façonnées à la fin du Crétacé, lors de l'émersion des Pyrénées. Au cours de la distension oligocène, les surfaces sont soit portées en altitude, soit fossilisées, au fond des grabens, par les remplissages oligocènes (9).
- Les surfaces dites fondamentales de part leur extension et leur planéité remarquables à l'échelle des paysages des Corbières ; ces surfaces correspondent à un plan d'érosion principal, comme en témoignent les puissantes séries de calcaire urgonien tronquées par ces surfaces. Ces surfaces sont situées à des altitudes proches de 150 mètres NGF pour celles proches du littoral, et avoisine 350 mètres NGF pour celle de Vingrau. Ces surfaces fondamentales sont d'âge Miocène moyen selon les auteurs et les datations de faunes (16,17, 18, 12, 9).
- Les surfaces à facettes sont visibles au niveau du flanc SE de la montagne de Tauch. Le plan de faille, attribué à la distension oligocène, est fossilisé par le remplissage conglomératique du bassin de Tuchan. Différents aplanissements sont visibles au-dessus des facettes du Mont Tauch. Ces surfaces se déchaussent au cours du creusement du réseau hydrographique au Pléistocène.

- **sédiments dans les karsts**

Les remplissages des karsts des Corbières sont de type encroûtements métalliques oxydés, terra rossa, grains éoliens, formations détritiques ; les colmatages composés de terra rossa sont prédominants.

Les premiers indices de karstification datent dans la région des Corbières du Crétacé supérieur lors des émergences ; la bauxite est piégée et conservée dans les cavités. Durant la mise en place des nappes de charriage des Corbières (Paléocène au Bartonien), aucun réseau karstique ne se serait formé. Le karst serait colmaté par des argiles rouges à l'Eocène final (20).

L'analyse de la faune et des faciès des colmatages de terra rossa indique que ces karsts existaient depuis le Miocène et que ce type de remplissage perdurerait jusqu'au Pliocène supérieur. Ce type de remplissage prend fin dès les phases froides du Pléistocène.

- **Données spéléologiques.**

L'exploration des réseaux par les clubs spéléologiques montre qu'il n'y a que peu de réseaux à développement horizontal dans les Corbières. On peut citer le Chtulu Démoniaque avec 18km de développement située à une altitude moyenne située entre 400 et 500 mètres NGF, dont l'exutoire est une source de trop plein et le réseau de Fontestramar (21). L'exploration du karst noyé de Fontestramar a atteint la cote de -164 mètres NGF (22), le conduit karstique se continuerait en profondeur le long d'une pente assez raide (Brandt, communication orale). Le réseau de galeries se développe essentiellement selon un plan horizontal situé à une altitude de -30 mètres à -50 mètres NGF. Le niveau a atteint une valeur de -50m lors de la chute eustatique de la fin du Serravalien (11Ma). Ainsi les niveaux karstiques situés au-delà de cette cote sont certainement initiés au cours de la crise de salinité messinienne (-1000 m à -1500m) (Aunay et al., 2003).

- **Synthèse des résultats et potentiel karstifiable théorique**

Le potentiel karstique théorique varie ainsi de + 250m à - 1500 m du Crétacé au Quaternaire. Lors du Crétacé, la karstification est associée à des minéralisations (Al, Fe), le niveau de base est situé entre +200 et + 250m. Du Paléocène à la fin de l'Eocène, les réseaux karstiques verticaux prennent place, liés aux phases de compression alpine et de surrection importante ; le niveau de base est à +170 / + 210m. De l'Oligocène au Miocène moyen, la karstification est dominée par la mise en place de réseaux karstiques horizontaux. Le niveau de base varie entre +170 et + 100m. Dès le Tortonien au Zancéen (Pliocène inférieur), le potentiel karstifiable théorique passe de - 50m au Tortonien à - 1500m au Messinien ; durant ce laps de temps, liée notamment à un contexte tectonique de compression, les réseaux karstiques sont essentiellement verticaux. Finalement au Quaternaire (maximum glaciaire à -18 000ans) le potentiel karstifiable théorique est de - 120m (Figure 3).

Ainsi, du Trias au Turonien, le système est globalement en transgression avec une fossilisation successive des réseaux karstiques. Puis du Turonien à l'actuel, le système est globalement en régression avec des enfoncements des niveaux de base : le karst est polyphasé et montre des jeux successifs.

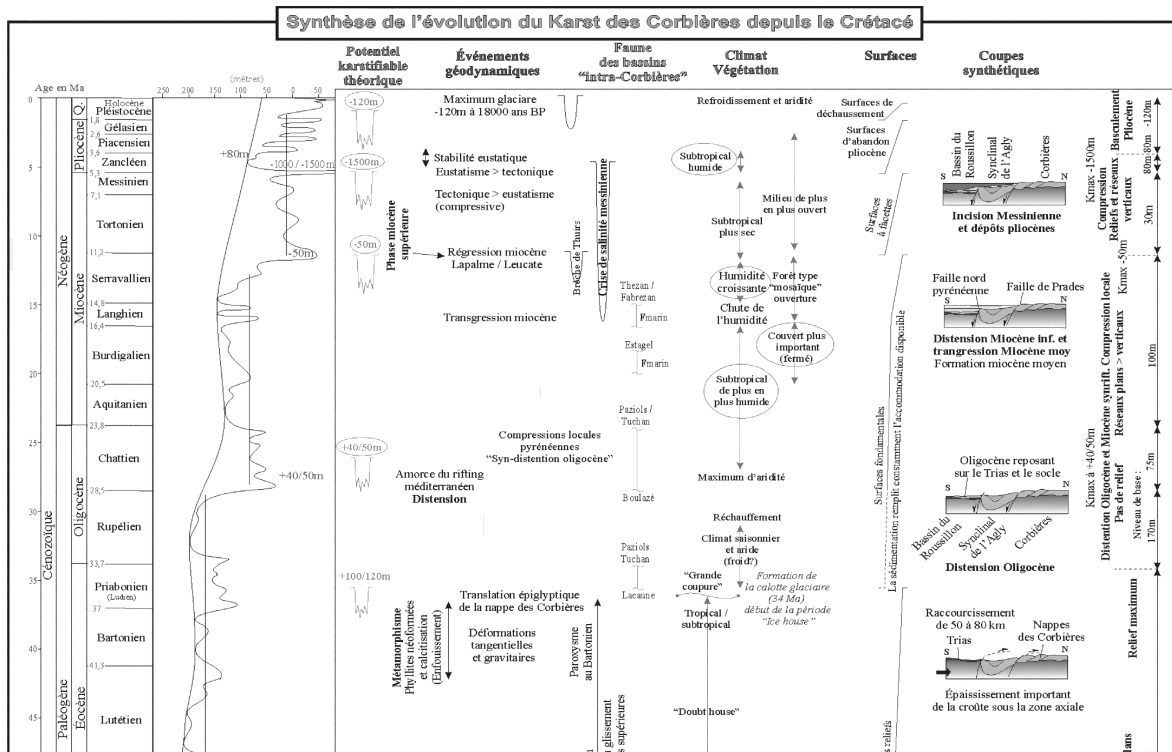


Figure 3 : Tableau de synthèse de l'évolution des Corbières de l'Eocène au Quaternaire (21)

IV.3 Caractéristiques hydrogéologiques et géochimiques de la source de Fontestramar

L'exutoire principal d'un des systèmes karstiques des Corbières Orientales est la source de Fontestramar. Cette source de type « vauclusien » est issue des calcaires du Crétacé inférieur. Son débit d'étiage est de 800 l/s, alors qu'en crue son débit de pointe peut dépasser 20 à 30 m³/s ; son débit moyen est de 2m³/s. La température des eaux de la source est comprise entre 18 et 20°C, donc supérieure au module thermique annuel de la région qui est de 15°C. Cette température indique une contribution d'eaux de circulation profonde conditionnée par les évolutions du niveau de base, ainsi que par une influence thermique liée aux accidents tectoniques profonds telle que la faille de Prades.

Les eaux ont un caractère chimique singulier ; ce sont des eaux très minéralisées. Leur conductivité électrique moyenne est de l'ordre de 8 mS/cm (5,5 g/l). Le faciès chimique est de type chloruré sodique. Elle est marquée par des fortes teneurs en calcium, magnésium, strontium, bore et brome. La salinité ne peut être expliquée à l'aide d'une composante profonde provenant des évaporites du Trias ; les eaux de la source de Fontestramar seraient influencées par une contribution d'eau de l'étang de Salses-Leucate et non marine en considérant des droites de mélange avec l'eau de mer ou l'eau de l'étang. Les eaux issues d'un mélange rendent difficile l'utilisation de géothermomètre (ex. Silice) pour déterminer la profondeur du réservoir. Cette profondeur pourrait être néanmoins supérieure à 250 m.

V. DISCUSSION ET CONCLUSION

La méthodologie originale géologique pour reconstituer les conditions de mise en place de la karstification et déterminer le potentiel karstifiable théorique peut être appliquée à d'autres régions karstiques méditerranéennes, telles que la région de Montpellier avec le karst de Thau, le système karstique du Lez, les régions karstiques de Marseille. Elle pourrait être adaptée à l'étude des aquifères karstiques sous couverture.

Les systèmes karstiques méditerranéens ont été conditionnés par les variations du niveau de base liés aux variations eustatiques ainsi qu'aux phases tectoniques. De plus, ces systèmes présentent des

signatures chimiques et thermiques influencées par des circulations profondes associées à des accidents tectoniques majeurs.

Remerciements

La méthodologie présentée et les résultats associés, a été développée dans le cadre du module CORBIERES du projet de recherche 03PDREAU01 – KARSTEAU du BRGM ; ce module est cofinancé par les conseils généraux des Pyrénées-Orientales, de l'Aude et l'Agence de l'Eau Rhône – Méditerranée - Corse.

Références bibliographiques

- (1) Mangin A., 1975 – Contribution à l'étude hydrodynamique des aquifères karstiques, Thèse de Docteur ès Sciences, Université de Dijon, *France (Ann. Spéléol. 1974, 29(3), 283-332 ; 29(4), 495-601 ; 1975, 30(1), 21-124.*
- (2) Kiraly L. 1975 – Rapport sur l'état actuel des connaissances dans le domaine des caractères physiques des roches karstiques. In : *Hydrogeology of Karstic Terrains*, 53-67, *IUG Sciences*, no. 3.
- (3) Gèze B. 1965 – La Spéléologie scientifique, Paris : Ed. du Seuil.
- (4) Bakalowicz, M. (1975). "Géochimie des eaux karstiques et karstification." *Annales de Spéléologie* 30(4): 581-589.
- (5) Palmer A.N. 1991 Origin and morphology of limestone caves, *Geological Society of America Bulletin*, v. 103, 1-21.
- (6) Aunay B. & Le Strat P., 2002 – Introduction à la géologie du karst des Corbières. *Rapport BRGM/RP-51197-FR*.
- (7) Aunay B., Le Strat P., Duvail C., Dörfli N., Ladouche B., 2003 – Méthode d'analyse géologique sur la karstification des Corbières orientales et influence des événements néogènes (Tortonno-messiniens). *Hydrology of the Mediterranean and Semiarid Regions. IAHS Publ. No 278*, 2003
- (8) Aunay B., Le Strat P., Dörfli N., Bakalowicz M., 2004 – Méthodologie géologique de caractérisation de la mise en place de la karstification des karst péri-méditerranéens. (titre provisoire) à paraître
- (9) Calvet M., 1996 – Morphogenèse d'une montagne méditerranéenne ; les Pyrénées Orientales. *Documents du BRGM n° 225*, BRGM éd., Orléans, France
- (10) Duvail C. 2002 – Architecture et géométrie haute résolution des prismes sédimentaires plio-quadernaires de la plaine du Roussillon (Pyrénées Orientales). *Rapport BRGM/RP-51197-FR*.
- (11) Haq B.U., Hardenbol, J., Vail, P.R. 1987 – Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic (250 millions years ago). *Sciences* 235, 1156-1167.
- (12) Clauzon G., 1990 – Restitution de l'évolution géodynamique néogène du bassin du Roussillon et de l'unité adjacente des Corbières, d'après des données écostratigraphiques et paléogéographiques. *Paléobiologie continentale, Montpellier*, 27, 125-155.
- (13) Duvail C., Le Strat P. & Bourguin, B., 2001 – Atlas géologique des formations plio-quadernaires de la plaine du Roussillon (Pyrénées Orientales). *Rapport BRGM/RP-51197-FR*.
- (14) Clauzon G. et Rubino J-L., 2002 – Signatures synchrones et signatures différées de la crise messinienne sur le territoire français et sur sa marge méditerranéenne. *Résumé RST (avril 2002, Nantes)*.
- (15) Séranne M., Camus H., Lucazeau F., Barbarand J. & Quinif Y., 2002 – Surrection et érosion polyphasées de la Bordure cévenole. Une exemple de morphogenèse lente. *Bull. Soc. Géol. France* 173 (2), 97-112.
- (16) Brunet, 1957 – Recherches morphologiques sur les Corbières. *Mém. Et Doc. Centre Doc. Cart., CNRS éd., t. VI*, 61-134.
- (17) Cornet, C. 1968 – Etude préliminaire de la surface de Vingrau dans les Corbières méridionales. *Bull. Soc. Géol. De France* (7), t. X, 639-644.
- (18) Cornet, C. 1975 – Les surfaces d'arasion des Corbières. *C.R. somm. Soc. Géol. Fr.*, 7-8.
- (19) Aguilar J-P., Legendre S., Michaux & Monture Set, 1999 - Pliocene mammals and climatic reconstruction in the Western Mediterranean area ; In : The Pliocene : Time of Change, *American Association fo Stratigraphic Palynologists Foundation*, 109-120. .
- (20) Blanc, J-J. 1997 – Géodynamique et histoire du karst ; application au Sud-Est de la France. *Quaternaire* 8(2-3), 91-105..
- (21) Aunay B., 2002 – Contribution à l'étude géologique du karst des Corbières, *Mémoire d'ingénieur géologue de l'IGAL*, N° 159, 75P., 22 fig., 2 pl. h.t.
- (22) Brandt C., 1997 – Fontestramar, 11 ans de recherches en plongée dans un grand réseau noyé en bordure de la Méditerranée. In : *Exploration et Spéléologie, Symposium 4 (Publication du 12^{ème} Congrès International de spéléologie, La Chaux-de-Fonds, Suisse)*, vol. 4, 71-74.

Observation *in situ* des hétérogénéités thermiques dans le réseau noyé de Font Estramar.

Cyrille BRANDT

(Association de Recherches de Font Estramar)

I. INTRODUCTION

E. A. Martel est mandaté en 1909 par le Ministère de l'agriculture pour évaluer les projets de captage souterrain d'une hypothétique rivière hypogée au coeur des Corbières d'Opoul (1). Fin août, il visite les émergences de Font Estramar (La Rigole) et de Font Dame. Remarquant leur température anormalement élevée (mais pas leur salinité), il en conclut provisoirement qu'elles sont alimentées par une circulation à très faible profondeur, influencée par la chaleur estivale plutôt que par un apport thermal. La mesure hivernale de température qu'il proposait de réaliser lui aurait évidemment permis de rectifier son hypothèse. En pionnier de la spéléologie, Martel avait démontré l'intérêt de l'exploration souterraine pour l'hydrologéologie en terrain carbonaté ; mais en 1909 le karst noyé était encore inaccessible aux spéléologues.

A Font Estramar, où l'eau peut atteindre une température proche de 18 °C (cf. § III.2), l'influence thermique est manifeste si l'on admet une valeur non influencée de 15 °C (N. Dörfliger, comm. personnelle). Voilà qui parle pour l'existence d'un aquifère profond, compatible avec un «scénario messinien». Dans l'hypothèse dite de la crise messinienne, les drains profonds actuels seraient hérités d'une phase de karstification induite par une énorme régression marine, datée de 5,8 à 5,3 Ma (2). Durant cette période, l'abaissement du niveau de la Méditerranée, transitoire mais de longue durée en regard du temps de formation d'un drainage karstique, aurait été d'une amplitude sans commune mesure avec l'abaissement maximum des niveaux marins induit par les glaciations quaternaires. L'exploration spéléologique du réseau noyé de Font Estramar peut-elle apporter à ce sujet des données pertinentes ? Place aux résultats de l'exploration. L'autre objet de cette communication est de rapporter les observations, réalisées *in situ*, de l'hydrodynamique dans ce réseau maillé, et en particulier de phénomènes liés aux différences de température et de densité.

II. DESCRIPTION DE LA CAVERNE

II.1 L'exploration

Si les premières incursions en plongée dans la résurgence datent des années 50, c'est dans les années 70 qu'on assiste à une pénétration significative dans le système noyé ; Claude Touloumdjian est l'acteur principal des explorations de cette dernière période (3). Résultats : en tout 850 mètres de galeries reconnues jusqu'à la cote -90 m dans la zone finale des puits.

Autour d'un projet initié en 1986 se crée en 1990 l'Association de Recherches de Font Estramar (ARFE), dont les objectifs prioritaires sont l'exploration systématique et la topographie de cette complexe caverne noyée (3). A ce jour, plus de 70 personnes ont participé aux travaux, dont la cartographie de presque 3 km de réseau noyé ; beaucoup ont contribué aux résultats présentés ici.

II.2 Géométrie du réseau et morphologie

Le plan (Fig. 1) donne une bonne idée de l'organisation des galeries. Leur dimensions : typiquement 4 à 6 m de largeur et de hauteur pour les galeries principales, jusqu'à 8 m dans le Boulevard, et 2 m pour les galeries secondaires. Les morphologies sont complexes et nous peignons à les lire, à part

quelques traits évidents. Le fond des galeries est presque partout rocheux, nettoyé par les crues puissantes.

L'organisation du réseau en boucles est un élément frappant de la géométrie du réseau, à un point plutôt inhabituel au yeux des spéléonautes qui fréquentent les grosses émergences karstiques. D'autres traits moins lisibles sur le plan méritent d'être soulignés en même temps que des éléments de morphologie.

II.2.1 Réseau horizontal. La caractéristique dominante est l'importance du développement horizontal dans une faible tranche de profondeur, en discordance avec le pendage. En effet, près de la moitié du réseau se trouve à une cote de $-35 \text{ m} \pm 5 \text{ m}$ (profondeurs au plancher des galeries), même $\pm 3 \text{ m}$ si l'on excepte quelques rares points hauts ou bas, souvent avec un profil en montagnes russes. On a même 85 % du développement total entre les cotes -30 m et -55 m , avec toutefois deux crans verticaux de 13 et 15 mètres respectivement (Puits Emmental et Puits du Silence). La Galerie A Tom se démarque : elle remonte de -35 m à -9 m depuis la Galerie Sans Nom, se maintient entre -15 m et -10 m sur une centaine de mètres, puis part en puits et ressauts pour retrouver le Puits du Loukoum Géant à -69 m .

II.2.2 La zone profonde qui débute vers -53 m en tête du Puits du Loukoum Géant est en contraste frappant avec le reste du réseau, gagnant 110 m de profondeur sur une courte distance (point extrême actuel à -164 m dans un passage sur faille qui semble vouloir descendre encore).

II.2.3 La courte zone de transition entre la Galerie du Silence et le Puits du Loukoum Géant consiste en trois-quatre passages superposés sur plus de 20 m de hauteur. La morphologie du passage inférieur et du Puits ont évoqué pour plusieurs d'entre nous des formes d'érosion par écoulement libre (à prendre avec prudence).

II.2.4 La Galerie à Jean-Louis est actuellement connue sur 40 mètres, tendance horizontale. Il y a un important comblement sédimentaire, la hauteur libre n'atteignant pas un mètre au-dessus d'une belle surface argileuse. La galerie continue au-delà du terminus ; exploration un peu délicate.

II.2.5 Cheminées aveugles. Elles sont nombreuses, surtout au plafond des Galerie Nord, Sud et du Boulevard. Leur hauteur varie fréquemment entre 8 m et 35 m, atteignant parfois le niveau piézométrique ou presque (cf. Fig. 1). Surtout au plafond de la Galerie Sud, certaines cheminées se terminent vers le haut par un dôme lisse ou plat, où la fissure directrice est peu apparente (avec la visibilité qui s'annule très vite..., reste plus qu'à tâter).

II.2.6 Enduit noir. Les parois de la caverne ont presque partout une teinte sombre, due à un enduit, alors que la roche encaissante est très claire. L'enduit est presque noir sur certains matériaux : dolomie, quartz, veines de calcite, etc. Une analyse (sonde RDX) de l'enduit sur un galet de quartz a révélé de l'oxyde de manganèse ; sans doute l'enduit est-il de même nature sur les autres supports. Il s'agit vraisemblablement d'un phénomène actuel si l'on considère le brunissement rapide des fils d'Ariane et des traces de coup sur la roche. D'où provient cette particularité du chimisme de l'eau ?

Figure 1. *Ci-contre : plan du réseau noyé de Font Estramar. La présence d'eau plus chaude est symbolisée par un marquage en grisé.*

II.3 Interprétation

La géométrie du réseau indique au moins deux phases majeures de spéléogenèse, sous l'influence des niveaux marins qui ont déterminé depuis longtemps les niveaux de base régionaux. La cote de -164 m atteinte dans la caverne, soit env. 162 m sous le niveau marin actuel, dépasse nettement la plus forte régression glaciaire (-120 m). En admettant, comme beaucoup le pensent, que la création de drains s'effectue de manière préférentielle à proximité immédiate du niveau piézométrique (4, 5, 6), la profondeur atteinte dans le réseau s'accorde bien au scénario messinien. De cette phase daterait la zone des puits débutant à l'extrémité de la Galerie du Silence, placée comme un appendice à un système de galeries orientées selon une logique différente.

Les galeries horizontales offrent toutes les caractéristiques de conduits phréatiques ou épiphréatiques formés près du niveau piézométrique (profil en montagnes russes et indépendant du pendage). Leur direction générale, peu en accord avec l'alimentation actuelle de la résurgence supposée en partie héritée de l'épisode messinien, suggère qu'elles seraient antérieures et auraient été réutilisées comme drains vers l'émergence après la transgression Pliocène. La disposition de la Galerie Élastique et l'existence de la Galerie à Jean-Louis suggèrent une extension de cet ancien drainage vers le N – N – E, établissant du même coup leur antériorité par rapport au système profond dans la mesure où son existence aurait inhibé la création de nouveaux conduits proches du niveau piézométrique.

Un élément frappant, et que nous n'avons encore trouvé sous cette forme dans aucun autre réseau noyé, sont les nombreuses cheminées aveugles, dont certaines se terminent en coupoles. Cette particularité du réseau de Font Estramar pourrait être comprise comme le témoin d'une zone d'interface entre les eaux karstiques et marines, l'émergence ayant été en contact direct avec la Méditerranée (7). Elle pourrait aussi être une marque du thermalisme. Des observations réalisées dans le réseau donnent peut-être quelques éléments sur leur genèse (cf. sections III.3 et IV).

III. HYDRODYNAMIQUE ET TEMPERATURES

III.1 Observations des circulations

L'observation visuelle des courants est suffisante pour constater les grandes lignes de l'hydrodynamique dans le réseau. L'eau venue par le Puits du Loukoum Géant se répartit dans les différentes galeries, comme indiqué dans la Fig. 1, de manière évidemment à égaliser les pertes de charge entre les chemins alternatifs. On constate une grande homogénéité de l'eau dans ce domaine, à juger par des mesures des chlorures et de la conductivité dans des échantillons pris en divers endroits jusque dans le Puits du Loukoum Géant. Il en est de même pour la température (quelques mesures au centième, sinon par sensation cutanée dont la sensibilité différentielle est de l'ordre de deux ou trois dixièmes de degré). Il n'existe donc pas d'indication suggérant des arrivées d'eau substantielles dans cette partie du réseau autre que celle venant par les puits «terminaux».

Un apport chaud est toutefois évident par la Galerie Chaude et le Boyau Chaud. L'explorateur qui y pénètre est surpris de traverser depuis dessous une transition très nette entre eau froide et «chaude», se manifestant par un effet miroir et des troubles de réfraction au moment de déranger l'interface. La différence de densité est une question de température, pas de chimisme (voir ci-dessous). Notre équipe est unanime pour considérer que la température de la Galerie Chaude est idéale pour la plongée, et souhaite que les hydrogéologues fassent les efforts nécessaires pour qu'une eau de même température coule à l'avenir aussi dans le reste du réseau. Quant aux valeurs de température, se reporter à la section III.2.

Selon toute évidence (relevé topo, températures), le Boyau Chaud est branché sur la G. Chaude et produit une difffluence notable vers la G. Sud (cf. Fig. 1). Une jonction humaine entre B. Chaud et G. Chaude est envisagée, délicate vu la toute petite dimension du passage.

Dans la zone terminale de la G. Chaude, on rencontre plusieurs passages vraiment étroits, où la poursuite de l'exploration est très délicate, sinon impossible. L'un des ces passages au moins est fortement remontant. Nous n'avons pas encore pu déterminer exactement la provenance du courant à cet endroit.

Question chimisme, l'eau de la G. Chaude ressemble beaucoup au courant «froid», d'après les analyses par le BRGM d'échantillons récoltés le 17.07.2001 (N. Dörfliger, comm. personnelle), y compris quant à la forte empreinte chlorurée sodique. Ces analyses ont révélé une teneur en chlorures légèrement inférieure (-7%) dans la G. Chaude, alors que nous y avons trouvé une valeur légèrement plus forte (+4%) à une autre occasion, toujours en période sèche. Des visites dans la G. Chaude lors de petits épisodes de crue (essayez d'entrer même avec une crue moyenne !) ont montré que le courant y forcissait aussi, et que les températures tendaient à s'équilibrer, à juger par sensation cutanée.

III.2 Mesures de températures

Nous avons effectué quelques relevés des températures dans le réseau en utilisant des thermomètres à mercure gradués au 1/10ème de degré, l'utilisation d'une loupe permettant une lecture à $\pm 0,02$ °C. Il est nécessaire de corriger les mesures par soustraction d'une valeur proportionnelle à la profondeur sous eau, après étalonnage de l'instrument pour sa réaction à la pression hydrostatique, typiquement 0,05 à 0,1 °C/bar.

On peut estimer le débit relatif des affluents chauds (G. Chaude + Boyau Chaud) d'après les mesures faites dans la caverne et dans l'exutoire supposé homogénéisé (cf. Table 1). A noter que l'incertitude de la première série de mesures est très grande, à cause des faibles contrastes de température après une petite crue.

Date	Température (°C)			Apport chaud
	Galerie Chaude	Boulevard	Exutoire (moyenne)	
08.04.1992	17,84 $\pm$ 0,02	16,87 $\pm$ 0,02	16,93 $\pm$ 0,02	6,2 % $\pm$ 4,1 %
27.03.2002	20,52 $\pm$ 0,02	17,73 $\pm$ 0,02	17,95 $\pm$ 0,02	7,9 % $\pm$ 1,4 %

Table 1. *Mesures de température dans le réseau noyé de Font Estramar et dans l'exutoire au niveau du pont de l'ancienne route nationale. La valeur à l'exutoire résulte d'une moyenne des mesures prises dans toute la tranche d'eau (cf. texte). La proportion du débit des affluents chauds par rapport au débit à l'exutoire (apport chaud) a été déterminée d'après ces mesures.*

Il faut mentionner le fait que dans la faible épaisseur d'eau de l'exutoire (env. 1/2 m) on a observé une variation de température de 0,08 °C, avec, étonnamment, un gradient décroissant entre le fond et la surface. Cette observation montre bien qu'une certaine hétérogénéité thermique persiste non seulement dans la vasque (cf. § III.3), mais encore dans l'exutoire, d'où une incertitude supplémentaire sur le débit relatif de l'eau chaude. Peut-être de l'eau tiède sourd-elle aussi du lit de l'exutoire.

III.3 Comportement de l'eau chaude dans la Galerie Sud

Depuis le Carrefour, l'eau chaude emprunte la G. Sud (effet de seuil au plafond du Carrefour) pour rejoindre l'émergence (cf. Fig 1) ; aucune anomalie significative de température n'a été observée dans les plafonds de la G. Nord. On constate une stratification frappante de l'eau sur toute la

longueur de la G. Sud : une couche d'eau tiède s'écoule sur une épaisseur de 1 mètre au moins sous le plafond extrêmement irrégulier de la galerie et remplit les nombreuses cloches et cheminées (cf. Figs. 1 et 2). Il semble que les eaux tièdes et froides se mélangent peu sur le trajet, ce que des mesures de température permettraient d'objectiver. Un mélange partiel se produit finalement dans la zone d'émergence, où les contrastes thermiques s'affaiblissent mais sans disparaître complètement.

Tout en aval de la Galerie Sud, l'eau tiède entre en contact avec l'éboulis perméable qui barre la section de la galerie ; elle est dirigée préférentiellement à travers l'éboulis par un effet de seuil, et sourd au fond de la vasque (Fig. 2). Un plongeur sent bien que l'eau est un peu plus chaude dans la partie profonde de la vasque (au-dessous de -6 m), et arrive à percevoir avec ses mains nues l'eau un peu tiède qui sourd entre les blocs dans la zone Est du fond de la vasque. Le thermomètre révèle aussi de petites différences en surface entre l'Est et l'Ouest de la vasque.

Ouverte au plafond dans la zone aval de la Galerie Sud près de l'émergence, la Cheminée du Sesterce est formée aux dépens d'une cassure verticale (voir Fig. 2). Elle se divise en deux branches et bute à -10 m sous une trémie de blocs. Le haut de la Cheminée du Sesterce est bien visible en surface, obstruée de pierraille, derrière la cahute du limnigraphe à l'Est de la vasque. De l'eau tiède remonte par la cheminée et débouche du fond de blocs sous la rive Est de la vasque.

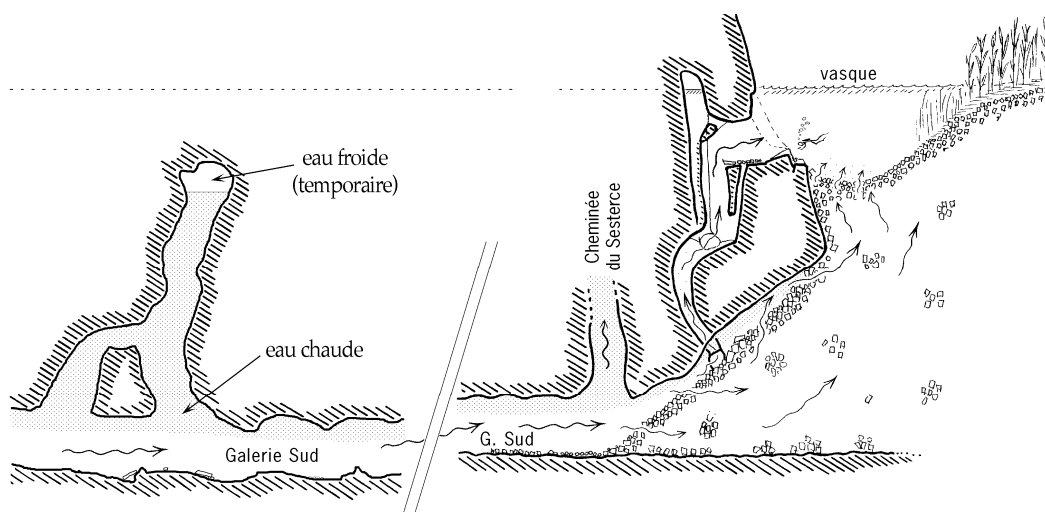


Figure 2. *Stratification des couches d'eau de températures différentes dans la Galerie Sud, de l'amont (à gauche) jusque sous l'émergence. Les flèches ondulées représentent les mouvements de l'eau. Le schéma en coupe de la zone d'émergence montre la disposition supposée de la roche en place masquée par l'éboulis.*

III.4 De l'eau froide dans les cheminées de la Galerie Sud

A plusieurs reprises, les explorateurs ont été surpris de trouver une couche d'eau plus froide au sommet de certaines cheminées. Le phénomène était plus frappant dans les cheminées de la G. Sud, où l'eau est tiède. Cette stratification en sens contraire à l'effet de la température prouve que ces eaux froides étaient peu minéralisées, suggérant qu'il s'agissait d'infiltrations locales. A deux reprises d'ailleurs, nous avons pu vérifier qu'il avait plu quelques jours avant. Nous supposons que ces observations offrent un exemple des conditions nécessaires à la formation (ascendante) de ces cheminées, impliquant un contraste de chimisme et aussi de densité entre les eaux en présence, par un phénomène de corrosion par mélange des eaux (8, 6) actif tout en haut de la cheminée. Nous soupçonnons de plus que des phénomènes de corrosion sont actuellement au travail dans le haut de

quelques-unes de ces cheminées, par l'absence complète d'enduit foncé (cf. § II.2.6) sur les 3 ou 4 derniers mètres de hauteur (paroi blanche et poussiéreuse au toucher), absence constatée nulle part ailleurs dans le réseau. La hauteur inhabituelle des dômes ainsi formés, évoluant en véritables cheminées (cf. Fig. 2), serait à mettre sur le compte d'un contraste de chimisme renforcé par les influences thermales et/ou marines. N'oublions pas en effet que l'émergence a été en contact direct avec la Méditerranée durant le Pléistocène (7).

La stagnation, au sommet des cheminées, d'eaux infiltrées localement offre d'ailleurs un mécanisme d'érosion qui n'implique pas nécessairement de faire appel à un phénomène de corrosion par mélange des eaux. Si les eaux infiltrées localement ont gardé une certaine agressivité, la différence de densité suffira à confiner leur effet corrosif dans le haut de la cheminée.

Remarquons qu'une figure très semblable aux cheminées de la Galerie Sud est visible en terrain exondé tout près au S - E de la vasque, petit aven dû à l'érosion du versant qui a recoupé le sommet d'une cheminée aveugle.

IV. CONCLUSION

Qu'apporte à la connaissance hydrogéologique l'exploration spéléologique de Font Estramar ? La distance atteinte dans le réseau, à peine plus de 500 m en ligne droite, est encore très modeste comparé aux dimensions de l'aquifère, et les zones les plus intéressantes sont probablement trop profondes par rapport aux possibilités actuelles des spéléonautes. Malgré ses limitations (rayon d'action, temps de séjour, etc.), cette approche a pu rapporter des données complémentaires aux résultats des études indirectes.

La géométrie du réseau exploré, en premier lieu, apporte quelques arguments quant à la genèse des drainages actuellement actifs. L'existence d'un réseau de galeries peu profondes, formées près d'un ancien niveau de base et préexistantes à l'actuelle circulation profonde, appuie indirectement l'hypothèse d'un abaissement temporaire très important (> 160 m) du niveau de base.

On constate ensuite qu'un drainage bien différencié débouche à l'émergence de Font Estramar. Pourtant, l'exploration de la Galerie Chaude, par où arrive un peu moins de 10 % du débit, montre que, même à proximité du point d'émergence, ni la totalité du débit ni la totalité du flux thermique (cf. Table 1) ne sont concentrés dans un seul drain. Ajoutons encore la modeste émergence qui sourd en rive droite de l'exutoire et dont l'eau transite par les siphons d'une petite grotte située à l'Est et toute proche de la vasque (H. Salvayre, comm. personnelle ; nos propres explorations). Sa température est un peu plus élevée que celle des eaux «froides» de Font Estramar, et l'eau ne provient probablement pas des plafonds de la Galerie Sud, d'après les relevés topo.

Enfin, nous avons pu constater que sur plus de 200 m (toute la Galerie Sud), de l'eau plus chaude côtoyait un courant froid sans s'y mélanger complètement. Comme dans un autre exemple observé dans le réseau, cette stratification liée à la température pourrait avoir des effets morphogénétiques (en invoquant prioritairement la corrosion par mélange des eaux). Si ces phénomènes sont prévisibles sur un plan théorique, l'observation in situ a le mérite de fournir la description de situations réelles dans le cadre bien défini de la géométrie de la caverne noyée.

Finalement, constatons que les spéléonautes n'ont pas fini de progresser sur le plan technique et psychique, augmentant progressivement leur autonomie et leur rayon d'action en karst noyé. Au vu de l'apport de la spéléologie dans le domaine de l'hydrogéologie karstique et du peu de plongeurs de bon niveau parmi les spécialistes du domaine, on peut se demander si ces derniers n'auraient pas intérêt à investir un peu dans la formation des spéléonautes.

REMERCIEMENTS

L'Association de Recherches de Font Estramar, dont l'auteur de cet article, tiennent à remercier chaleureusement les propriétaires de la source et la société Extramer SA aussi bien pour l'autorisation de plonger que pour la confiance accordées à l'ARFE.

BIBLIOGRAPHIE

- (1) Martel. E. A., 1912. Utilisation des sources de Font-dame et La Rigole à Salses (Pyrénées Orientales). *Extrait du rapport (chap. XV) de Mr. E.-A. Martel sur l'exploration souterraine des Pyrénées en 1909, 2e mission du Ministère de l'agriculture. 13 p. manuscrites.*
- (2) Aunay B., Le Strat P. avec la collaboration de Aguilar J.-P., Camus H., Clauzon G., Dörfliger N., 2002. Introduction à la géologie du karst des Corbières. *Rap. BRGM/RP-5195-FR.*
- (3) Association de Recherches de Font Estramar (ARFE), 1997. Font Estramar : 11 ans de recherches en plongée dans un grand réseau noyé en bord de Méditerranée. *Proceedings of the 12th International Congress of Speleology, 1997, Switzerland – Vol. 4 : 71-74.*
- (4) Audra, P., 1994. Karsts alpins. Genèse de grands réseaux souterrains. Exemples : le Tennengebirge (Autriche), l'île de Crémieu, la Chartreuse et le Vercors (France). *Karstologia Mémoires n°5, 280 p.*
- (5) Camus, H., 1997. Formation des réseaux karstiques et creusement des vallées : l'exemple du Larzac méridional, Hérault, France. *Karstologia 29 – 1/1997 : 23-42.*
- (6) Lismonde, B., 1999. Quelques mécanismes chimiques du creusement des cavernes (plus particulièrement pour l'étude de la zone épinoyée). *Karstologia 33 – 1/1999 : 41-50.*
- (7) Salvayre, H., 1974. Contribution à l'étude des origines des résurgences côtières de Font Estramar - Font Dame (Massif des Corbières - Pyrénées Orientales - France). *CNRS Mémoires et Documents, Nvelle série 15 T II: 249-267.*
- (8) Bögli, A., 1964. Corrosion par mélange des eaux. *Int. J. Speleology, 1, 1-2 : 61-70.*

L'eau thermique dans les calcaires Paléogènes et Crétacés de la côte slovène

Andrej Lapanje ⁽¹⁾ & Joerg Prestor ⁽¹⁾

Institut Géologique de Slovénie, Dimičeva 14, 1000 Ljubljana, Slovénie

I. INTRODUCTION

Le long de la côte slovène, dans la péninsule d'Istrie et notamment dans la ville d'Izola, au sud de la baie de Trieste, les calcaires de la période paléogène surgissent sous cent mètres de couches de flysch. Des sources thermales y ont été découvertes avant le 19^e siècle et ont été, dès cette époque, utilisées à des fins balnéaires. En 2002 et 2003, huit sources sous-marines d'eau thermique à 30° C ont été localisées au cours d'opérations de sondage des fonds marins. Ces sources naissent d'un aquifère carbonaté profond situé dans les zones fissurées à la limite lithologique entre le flysch et le calcaire, au travers d'une épaisse couche de sédiments marins.

Au cours des dix dernières années, trois forages ont été effectués dans cet aquifère carbonaté profond sur la côte adriatique slovène afin de capter et distribuer cette eau thermique à Lucija (LU-1/94), Portorož (HV-1/94) et Izola (LIV-1/02). L'eau hypothermale de ces forages déclinait des températures de l'ordre de 22° à 24°C. A l'aide des recherches hydrogéologiques systématiques actuellement en cours, nous tentons désormais de déterminer le potentiel de l'aquifère carbonaté profond dans cette région côtière touristique afin de mieux déterminer les possibilités de son exploitation future.

Une vue générale ainsi que la réinterprétation des recherches géologiques, hydrogéologiques, géophysiques et géothermales faites sur le territoire slovène de l'Istrie démontrent la composition régionale de l'aquifère carbonaté.

Cet aquifère représente une ressource géothermale particulièrement intéressante et son exploitation devrait être largement développée dans les années à venir. Parmi tous les facteurs décisifs qu'il offre, l'exploitabilité et la conformité de son eau souterraine sont les plus importants. Ces deux facteurs recèlent les caractéristiques typiques de l'aquifère carbonaté (principalement calcaire) situé à une profondeur plus importante et comportant des couches de charbon dans les zones de contact avec la mer. En ce qui concerne le cas qui nous occupe, l'exploitabilité de l'aquifère est principalement conditionnée par sa productivité, les hauteurs de pompage de l'eau étant peu problématiques puisqu'il s'agit de couches *artésiennes* et *sub-artésiennes* qui couvrent les endroits les plus propices à son exploitation. La productivité de l'aquifère est un point délicat puisqu'elle dépend directement de la tectonique et moins du développement du karst à l'époque de l'interruption de la sédimentation, entre le Crétacé et le Quaternaire.

II. LA STRUCTURE GÉOLOGIQUE

La surface de l'Istrie slovène est constituée de roches de l'époque Tertiaire, notamment des couches de la série du flysch (E), les couches calcaires Alvéolino-nummulitiques (Pc₂) et des couches de la formation de Liburnie (Pc₁/K).

Sous cette couche de surface, on trouve des roches datant du Crétacé qui sont, dans une succession normale, suivies au-dessous de 2000 mètres très probablement par des couches carbonatées datant du Jurassique. Les émergences et les interruptions de la sédimentation sont référencées au Crétacé supérieur, lors du passage du Crétacé au Tertiaire. Une plus longue interruption de la sédimentation s'est opérée pendant la période du Crétacé supérieur. L'âge de la limite d'émergence augmente du nord au sud (5). Le forage Lu-1/94 met en évidence une lacune stratigraphique datant de la période du Santonien au Maastrichtien. La formation de la sédimentation de Liburnie commence ensuite par une strate épaisse de brèches d'immersion.

Les calcaires de la formation de Liburnie (Pc_1/K) présentent les caractéristiques planctoniques du milieu marin et sédimentaire de l'eau douce. Principalement dans la partie inférieure et au milieu de la formation, entre le calcaire sombre et le calcaire légèrement bitumineux, s'étendent des strates de 90 cm de charbon, qui à l'époque ont été exploitées. Lié de façon organique (11% - V) (2), le charbon contient une grande quantité de soufre qui se dissout et pénètre dans l'aquifère, dans un environnement de réduction, sous forme de H_2S .

Dans les couches de la série du flysch datant de l'Eocène (E) alternent des strates de marne, d'arène et de brèche, qui s'avèrent peu perméables ou même totalement imperméables. Leur rôle est conséquemment celui d'un couvercle pour l'aquifère carbonaté profond et d'un isolateur thermique (« blanket effect ») de l'aquifère calcaire que renferment les couches inférieures.

Le territoire concerné fait partie de l'unité macro-tectonique des contreforts Adriatique et Apulique, et plus particulièrement du bassin paléogène de Trieste. Les contreforts Adriatique et Apulique (J) sont des *unités paraautochtones* d'une structure dinarique de chevauchement et de couverture. Sur les contreforts est chevauchée la dalle écaillée de Karst (P) jouant le rôle du front de chevauchement des Dinarides extérieures (7). Le front est fait d'écaillés de calcaire paléogène et de roches sédimentaires éocènes de type flysch. Le dalle écaillée de Karst (P) est suivie dans la direction du Nord-Est par des autres structures chevauchantes des Dinarides extérieures (K,S).

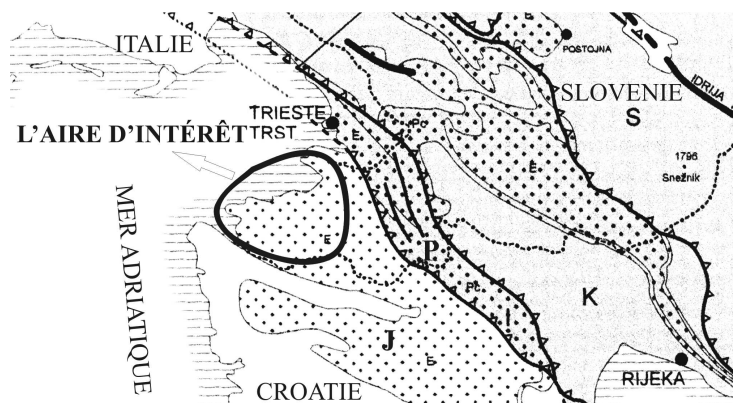


Figure 1. Caractéristiques régionales macro-tectonique du littoral slovène (7)

III. LA GEOMETRIE DE LA BASE DU FLYSCH – AQUIFERE CARBONATE

Nous nous sommes intéressés de prime abord à la géométrie de la base du flysch, notamment dans la partie littorale (à proximité de l'infrastructure touristique). A l'aide des données rassemblées sur les zones de forages, nous avons élaboré des outils de mesures géo-électriques de la sismique de réflexion puis une carte de la structure de la base avant-flysch. Pour ce faire, nous avons utilisé les

données des 103 forages répartis irrégulièrement sur le territoire. Il se trouve qu'autour du village Secovlje et de la rivière Dragonja, les forages sont très condensés. Les informations de la base avant-flysch restent donc très fiables, ce qui n'est pas le cas des autres territoires. Le forage MA-1/93 est celui dont l'implantation est la plus au sud-est (SE) et le forage TO-1/96 à Koper est le plus au nord (N). Les forages sur la côte HV-1/94 et LU-1/94 à Portoroz et à Lucija sont les forages les plus à l'ouest.



Figure 2. Les couches horizontales de flysch dans les affleurements de la baie de Strunjan

De nombreuses recherches géo-électriques, réalisées principalement dans le cadre de prospection pour le pétrole et le gaz, pour des captages d'eau souterraine ou d'autres besoins encore, nous ont permis d'accéder aux données de 128 sondes. Vingt d'entre ces dernières ont été placées directement dans les forages.

La crédibilité de l'interprétation des sondes géo-électriques ne peut pas être directement exprimée en chiffres, c'est pourquoi l'élément décisif de fiabilité concernant la prévision de la profondeur du passage du calcaire au flysch (Pc,E/E) est répartie en trois classes: 1) fiabilité haute de prévision de la profondeur, 2) fiabilité moyenne de prévision de la profondeur et 3) fiabilité faible de prévision de la profondeur. Sur l'ensemble des sondes géo-électriques, nous avons pu constater que seulement 37 d'entre elles présentaient une fiabilité haute concernant la prévision de la profondeur. 43 sondes géo-électriques avaient une fiabilité moyenne et 17 sondes géo-électriques une fiabilité faible. Il était impossible de déterminer la profondeur pour 31 sondes géo-électriques (1) en raison de variables diverses, d'ordre géologiques (des mesures étalons effectuées sur des affleurements calcaires où le flysch n'est pas présent par exemple), ou techniques (mesures peu fiables dues ou à une pénétration insuffisante, à un contraste géo-électriques trop faible ou à des perturbations relatives à l'influence de l'eau salée).

D'après les résultats des recherches géophysiques, les forages D-2/92, Ma-1/93, Lu-1/94 et HV-1/94 ont permis de prévoir le calcaire avec une marge d'erreur inférieure à 10% de celle initialement prévue. En ce qui concerne le forage Ma-1/93, la profondeur prévue du calcaire (Pc,E) était environ 400 m. Le calcaire a été trouvé à une profondeur de 432m. Considérant que la transformation du temps en profondeur a été basée sur des résultats d'analyse de la vitesse, on peut considérer que les prévisions ont été bonnes.

La carte (Figure 3) montre que le territoire sud ouest (SO) correspond à une zone synclinale. Le flanc sud-ouest (SO) de ce synclinal est plus raide, surtout à cause du contact tectonique avec des roches du Crétacé au sud. Le fond du synclinal est plus au moins identique. La profondeur de la base du flysch s'étend de 225 m à 270 m d'altitude, pourtant les détails montrent quelques bassins

séparés. Le flanc nord-est (NE) est en pente douce, bien qu'il présente des tendances plus raides vers les structures d'Izola. Cette tendance particulière pourrait être due à l'influence du chevauchement du bassin de Strunjan. Sur le territoire d'Izola une crête apparaît avec la tendance dinarique (NO-SE) dans la base avant-flysch. La base du flysch s'enfonce régulièrement vers le nord. On peut donc penser que la base du flysch s'enfonce vers l'est probablement sous la charge des Dinarides extérieures sur le bassin paléogène de Trieste (5).

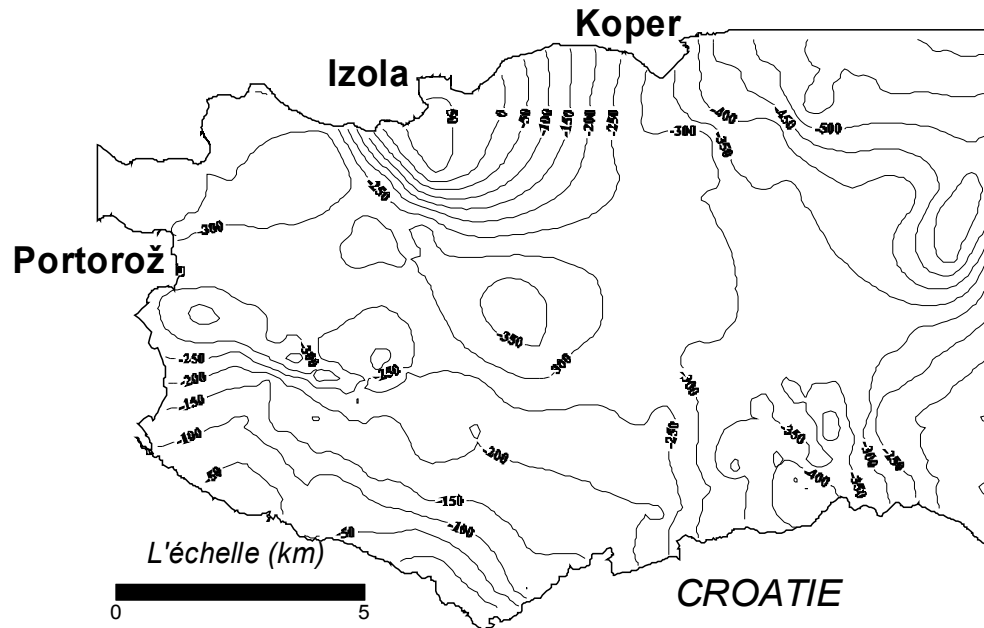


Figure 3. La carte de base du flysch dans le littoral slovène – isohypse (5)

IV. HYDROGÉOLOGIE

Les recherches effectuées jusqu'à ce jour ont montré qu'on ne peut attendre de plus importantes quantités d'eau thermique que dans les calcaires du Paléogène et du Crétacé inférieur, couverts de roches de type flysch et là où ces couches sont fissurées. En comparaison avec des forages faits à proximité des zones de faille dont la productivité dépasse 10 l/s (forages Lu-1/94, KA-1/93, et RS-1/100), la productivité des forages effectués dans les calcaires compacts était inférieure à 10 l/s (forage TO-1/96, Ma-1/93, D-3/91 et D-5/91). Les forages à proximité de la côte sont artésiens et ceux loin de la côte où le pendage s'accroît, sont sub-artésiens.

Les valeurs du coefficient de perméabilité obtenues à l'aide des essais de pompes dans les forages déjà mentionnés ainsi que dans les autres forages implantés sur ce territoire, se situent entre $1 \cdot 10^{-8}$ m/s in $3.7 \cdot 10^{-7}$ m/s. Il s'agit donc d'un aquifère d'une mauvaise ou parfois moyenne perméabilité. Nous avons utilisé la grille de perméabilité Custodio & Llamas, où la valeur d'une perméabilité moyenne est de $1 \cdot 10^{-5} > k(m/s) > 1 \cdot 10^{-7}$, la valeur d'une perméabilité mauvaise est de $1 \cdot 10^{-7} > k(m/s) > 1 \cdot 10^{-9}$ et la valeur d'une perméabilité très mauvaise est de $k(m/s) < 1 \cdot 10^{-9}$.

Il est rare qu'un aquifère carbonaté atteigne la valeur de perméabilité moyenne de l'ordre $k(m/s) \approx 1 \cdot 10^{-6}$ (ce qui est d'ailleurs, du point de vue du pompage de l'eau thermique et de la productivité du forage géothermal, un très bon coefficient de perméabilité). Les couches carbonatées ayant un coefficient de perméabilité de $k(m/s) \approx 1 \cdot 10^{-7}$ peuvent être encore intéressantes du point de vue des captages, car elles permettent l'exploitation de l'ordre de 1 l/s de l'eau thermique à des profondeurs variant de 700 à 800 m. En ce qui concerne les couches de faible perméabilité de coefficient $k(m/s) \approx 1 \cdot 10^{-8}$, l'intérêt du forage n'est plus valable pour l'exploitation (cela vaut pour les forages à une

profondeur de 800 m). Les recherches faites à présent ne dépassant pas 1000 m de profondeur, nous n'avons donc aucun résultat quant à la perméabilité des couches profondes.

Toutes les expériences de pompage ne fournissent pas une vue d'ensemble correcte de la zone. Suite à un rabattement de 30,3 m dans le forage d'essai D-6 et du rabattement de 0,66 m dans le forage d'observation D-2, un cône de 300 m de rayon s'est développé et s'est presque stabilisé. Dans ce cas précis, la limite de l'alimentation a été presque atteinte. Dans les autres cas nous supposons que le rayon du cône de dépression s'élargit jusqu'au rayon de quelques 100 mètres voire 1000 mètres ou plus, ce qui lui confère un développement régional.

L'alimentation de l'eau souterraine provient des hauts territoires karstiques de l'arrière pays (de la nappe couvrant les Dinarides extérieures (K) (Figure 1), d'où surgit, de sous les couches du flysch, l'aquifère carbonaté. Les résultats de quelques autres recherches contribuent de même à prouver l'origine de cette alimentation bien que le volume de celle-ci ne soit pas exactement connu. Les précipitations sur la zone du flysch sont de 1050 mm/an (moyenne relevée sur la période 1961-1990). Pour la même période, l'évapotranspiration potentielle prévue est > 750 mm (4). D'après les précipitations efficaces, la valeur approximative estimée d'après Turc est de 500 mm. Le coefficient d'écoulement pour ce territoire est approximativement de 40 % d'après Kenessey, tandis que l'écoulement annuel pour la période 1961-1990 est d'approximativement 300 mm (4).

Il est difficile, sur la base de telles estimations, de préciser la valeur de l'infiltration. Les résultats évalués sont d'environ 100 mm. Il faut au minimum 3 km² d'aire d'alimentation pour le renouvellement 10 l/s de l'eau souterraine. Les chiffres effectifs sont probablement plus élevés et doivent atteindre ou même largement franchir la valeur des dix kilomètres carrés.

La disponibilité du stockage de l'eau souterraine dépend fortement de la liaison hydrodynamique de l'aquifère avec la mer. Il ressort des résultats de l'analyse hydrochimique, que l'eau souterraine issue des profondeurs de l'aquifère carbonaté peut contenir, selon les endroits, différentes parts d'eau salée.

V. HYDROGÉOCHIMIE

Les analyses chimiques de l'eau des calcaires du Paléogène et du Crétacé supérieur montrent un processus intéressant quant à la transformation de la composition chimique de l'eau souterraine de la zone d'alimentation, représentée par la dalle karstique du NO vers le SO.

La zone naturelle d'écoulement se situe au dessous du niveau de la mer, à proximité d'Izola, à proximité du contact discordant entre le calcaire du Paléogène (Pc,E) au-dessous et entre le flysch de la série Eocène (E). Ces sources n'ont été découvertes qu'en 2002. Structurellement, il est possible que des sources thermales soient présentes aussi dans la baie de Piran, notamment le long de la faille tectonique du Crétacé supérieur (K2) et des calcaires paléogènes (PC,E) au sud et entre le flysch (Figure 4). La zone d'alimentation de l'aquifère régional est principalement constituée par les calcaires du Paléogène.

Sur ce territoire où l'aquifère présente un fort caractère karstique, l'eau de type Ca-HCO₃ s'écoule au travers des sources karstiques comme le montre bien l'exemple de la source de Rizana. Quand l'aquifère calcaire régional disparaît sous le flysch, la chimie de l'eau se modifie. En confinement, l'eau devient réductrice au point de contenir H₂S et CH₄. La présence des calcaires dolomitiques du Crétacé supérieur augmente la teneur en magnésium, tandis que l'influence de la mer augmente la minéralisation. Sodium et chlorures deviennent majoritaires dans la composition chimique.

L'analyse chimique de l'eau du forage Lu-1/94 (5), montre que l'eau située au niveau de la couverture de flysch provient de sources variées. Une part de cette eau est issue du vaste arrière-pays de Cicarie, tandis que l'eau de la mer fournit la seconde provenance. La présence d'un sédiment riche en matière organique dans l'aquifère (strates de charbon dans la formation de Liburnie) a provoqué des phénomènes de réduction, qui ont évidemment changé la composition de l'eau souterraine. A l'aide d'un simple modèle de mélange basé sur la teneur de l'ion chlorure, Brenčič (1994) a effectué un calcul montrant que le part de l'eau de la mer du forage Lu-1/94 est de 32%. Les analyses isotopiques de l'oxygène ont montré qu'il ne s'agit pas d'une eau récente, mais que nous sommes ici en présence d'un long et lent processus de mélange d'eau de mer avec de l'eau des calcaires issus des profondeurs (70%), s'alimentant par l'écaille karstique. L'aquifère duquel est tirée l'eau concernée présente des conditions réductrices. Au cours de la réalisation du forage Lu-1/94, nous avons aperçu un précipité noir se former et dégager une odeur corrosive d'œufs pourris. D'après les connaissances de la composition de l'eau, il a été constaté que ce précipité noir est un sulfure de fer. La forte odeur qui s'en dégage résulte de la présence d'H₂S. De l'ammoniaque a également été relevée. Le calcul de l'équilibre chimique montre une sursaturation des minéraux sulfurés. La formule de Kurlov sur la figure 4 montre les divers types d'eaux souterraines captées grâce aux forages effectués au long du littoral slovène.

VI. LES CARACTERISTIQUES GÉOTHERMIQUES DU SECTEUR

Les données de 19 forages sont utilisées pour effectuer des prévisions de températures dans les profondeurs de la côte sud du littoral. Parmi eux, le forage le plus profond est LU-1/94, à Lucija. Dans ce forage de 801 m, des mesures de températures ponctuelles ont été effectuées sur toute la profondeur. Les thermogrammes des forages dans la partie NE de l'arrière-pays du littoral, notamment autour de Rizana et Hrastovlje, montrent en majorité un caractère isothermal. Peu nombreux sont ceux qui présentent un gradient thermique, ce qui est la caractéristique des assises carbonatées fissurées à travers lesquelles s'infiltre l'eau météorique. Dans leur majorité, les autres thermogrammes sont mesurés dans des forages qui manifestent un grand équilibre de températures (5).

Quant aux prévisions des températures de profondeur, nous avons accumulé les points de mesures mais il est aussi possible d'utiliser aussi la méthode de Bullard (8), valable pour le régime de la conduction de la chaleur en provenance de l'écorce terrestre. Le courant monodimensionnel stationnaire de la chaleur avec des sources et des pertes négligeables, la température souterraine $T(z)$ peut s'exprimer par la formule de Laplace :

$$T(z) = T_0 + q_0 \sum \left(\frac{\Delta z_i}{\lambda_i} \right),$$

T_0 = moyenne de la température annuelle sur la surface

q_0 = densité constante à la surface du courant thermique (W/m²)

λ_i = conductibilité de la chaleur dans le $i^{\text{ème}}$ intervalle Δz_i (W/m.K).

Afin d'effectuer des prévisions de températures dans les profondeurs des couches lithologiquement différentes, il est impératif de connaître la conductibilité thermique des roches présentes dans la profondeur, ainsi que la densité du courant thermique à l'endroit exact des mesures. La densité du courant thermique (DCT) tirée de la carte de L'Atlas Géothermal d'Europe (3) varie entre 35 et 50 mW/m² pour le territoire en question, ce qui est au-dessous de la moyenne mondiale pour un continent. A l'endroit des forages, au pied de Slavnik, dans les environs de Rizana et Hrastovlje (R-1/82, P-29/88, O-1/91, R-14/93), les valeurs se situaient entre 35 et 41 mW/m² bien que la valeur à Lucija (LU-1/94) soit de 38mW/m². Cela ne prouve pourtant pas que l'endroit soit géothermalement anormal.

Nous avons mesuré la conductivité thermique dans les carottes des roches tirées de huit forages au long du littoral. Le résumé des résultats sur la conductivité présente entre 2,1 et 2,3 W/mK pour des marnes, entre 2,0 et 2,6 W/mK pour des marnes calcaires, entre 2,1 et 3,3 W/mK pour des calcaires (ainsi que pour des calcaires bitumineux), entre 1,8 et 2,0 W/mK pour des argiles, et entre 1,4 et 1,6 W/mK pour des calcarénites. A l'aide de la formule, nous avons calculé 9 pics supplémentaires de température en profondeur sur le littoral, ce qui nous a permis l'élaboration de cartes thermiques plus exactes. Le résultat est une disposition plus égale des points de températures en profondeur pour l'élaboration des cartes thermiques interpolées. L'exemple montre la prévision des isothermes en profondeur de 500 m (Figure 5).

Les recherches effectuées à ce jour en baie de Koper ont pu livrer une bonne appréciation de la structure de l'aquifère carbonaté s'étendant en profondeur sous les couches du flysch. Le potentiel géothermal constaté est hautement prometteur pour de futures recherches et pompages. Du fait de la possibilité d'alimentation et de la connexion hydrodynamique potentielle de l'aquifère avec la mer, ainsi que de l'exploitation de l'eau souterraine qui dépend de certaines zones tectoniques perméables, il est désormais nécessaire d'étudier avec beaucoup d'attention la disponibilité de l'eau souterraine. L'exploitabilité de l'eau souterraine est quand même étroitement dépendante de la micro-localisation du forage. L'identification des zones tectoniques et de la fissuration sont très importants pour le développement des captages, ainsi que les méthodes géophysiques qui sont un outil utile dépendant de la fiabilité des mesures. Les interruptions de sédimentations qui pourraient influencer les processus karstiques pourraient jouer un rôle important dans ces mécanismes. Mais cela n'est pas encore prouvé.

Par ailleurs, à cause de sa structure très souvent instable, le contrôle de la qualité de l'eau souterraine exige des procédés technologiques particuliers qui peuvent représenter un obstacle de taille à son exploitation (dans le cas de la thalassothérapie par exemple). Cette contrainte peut cependant être très fortement réduite en procédant uniquement au prélèvement des calories.

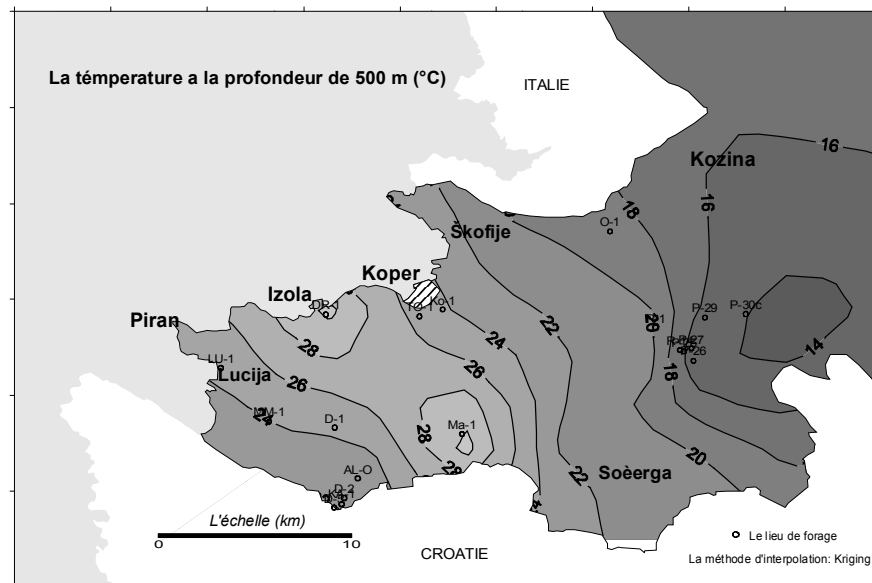


Figure 5. Les isothermes à 500 mètres de profondeur.

Remerciements

Cet article résume les travaux de recherches effectués dans une perspective géothermale en Istrie slovène financées par les sociétés Marina Portorož d.d., Terme Čatež d.d et MŠZŠ dans le cadre du projet de recherches appliquées à l'énergie géothermale (L2-3413-0215-01). Les auteurs tiennent à remercier les sociétés mentionnées ci-dessus pour l'aide précieuse qu'elles ont su leur apporter, ainsi que tous les collaborateurs ayant contribué à la réalisation de ce travail.

Références bibliographiques

- (1) Car, M., Gosar, A., 1993 - Geofizikalne raziskave širšega zaledja reke Dragonje. IGGG, Ljubljana (en slovène)
- (2) Hamrla, M., 1959 - O pogojih nastanka premogišč na Krasu. Geologija, 5, 180 – 253, Ljubljana. (en slovène, avec un extrait en anglais).
- (3) Hurtig, E., Čermak, V., Haenel, R., Zui, V., 1992 - Geothermal Atlas of Europe. Geoforschungszentrum Potsdam. Publ. 1, 156 pp.
- (4) Kolbezen, M., 1998 - Površinski vodotoki in vodna bilanca Slovenije. Surface streams and water balance of Slovenia. Ministrstvo za okolje in prostor, Hidrometeorološki zavod Republike Slovenije. 98 p. Ljubljana
- (5) Lapanje, A., Placer, L., Brenčič, M., Prestor, J., Celarc, B., Rajver, D., Marinko, M., Gosar, A., Car, M., 2003 - Hidrogeološke in strukturno - geološke strokovne osnove za zajem termalne vode v slovenskem primorju z ovrednotenjem geotermalnega potenciala na območju Žusterne. 30 p., 3 pril. Geološki zavod Slovenije, Ljubljana (en slovène).
- (6) Petrović, R., 1965 - Izveštaj o reflektivnim seizmičkim ispitivanjima na moru - Slovenačko Primorje. Zavod za geološka i geofizička istraživanja, Beograd (en serbo-croate).
- (7) Placer, L., 1998 - Structural meaning of the Sava folds. Geologija 41, 191-221, Ljubljana.
- (8) Powell, W.G., Chapman, D.S., Balling, N., Beck, A.E., 1988 - Continental Heat-Flow Density. V: R. Haenel, L. Rybach & L. Stegena - Handbook of terrestrial heat-flow density determination. Kluwer academic publishers, Dordrecht etc., p. 167-222.

Quelques informations géologiques sur les eaux thermales en relation avec les calcaires dans le Haut Aragon (Espagne)

José Antonio Cuchi⁽¹⁾, Hector Millán⁽²⁾, Andrés Pocovi⁽²⁾
(UNIVERSIDAD DE ZARAGOZA)

- (1) Escuela Politécnica Superior de Huesca. Departamento de Agricultura y Economía Agraria. Carretera de Cuarte s/n. 22071-Huesca. cuchi@unizar.es
(2) Facultad de Ciencias. Departamento de Ciencias de la Tierra. Plaza de San Francisco s/n. 50071-Zaragoza.

1.- INTRODUCTION

Situé au Nord du fleuve Èbre, le “Haut Aragon” comprend, “sensu lato”, le département de Huesca et une partie de celui de Saragosse dans la région (Communauté Autonome) d’Aragon (Espagne). Du point de vue géologique, il est divisé en deux grandes parties: Au nord, on trouve le vaste domaine pyrénéen, contrôlé par des chevauchements alpins. La zone méridionale horizontale, est, géologiquement parlant, plus simple: elle appartient au domaine du Tertiaire continental du bassin de l’Èbre, essentiellement Miocène, avec des recouvrements détritiques plio-quadernaires.

La partie montagneuse est, du point de vue morphologique, sous-divisée en Pyrénées et pré-pyrénées, séparées par les dépressions intrapyrénaïques marneuses du Crétacé et de l’Éocène. Géologiquement, les Pyrénées se sous-divisent en hercynien (axial) et alpin (chaînes intérieures). Le premier est appuyé sur la frontière française et il comprend les massifs granitiques de Panticosa, Llardana (Posets) et Aneto. Dans les secondes, se trouvent les massifs calcaires de Tendeñera et Tres Sorores (Monte Perdido). Les pré-pyrénées, limites des chevauchements sur les matériaux de la vallée de l’Èbre, sont recoupées par différents diapirs du Keuper. De nature calcaire et alpin en lithologie et en structure, elles culminent dans la Sierra de Guara. Les pré-pyrénées se prolongent vers l’ouest, à Saragosse par la Sierra de Santo Domingo. Dans ce même département, dans les Pyrénées, les calcaires des “sierras” de Leyre et Orba démarrent dès la Navarre, au nord du canal de Berdun, mais sans arriver aux limites de Huesca. La géologie structurale a fait l’objet de différentes études, parmi lesquelles (1-7). Il existe de nombreux travaux sur le karst, résumés en (8 et 9). La karstification est un trait caractéristique du paysage du Haut Aragon. Les caractères karstiques sont très importants dans des massifs comme Collarada, Tendeñera, Monte Perdido, Cotiella, Turbón et Guara.

2.- HYDROGÉOLOGIE DU HAUT ARAGON

Ces deux unités montagneuses comprennent différents systèmes hydrogéologiques, dont les caractéristiques générales sont résumées en (10). Dans la zone méridionale, les aquifères se trouvent essentiellement dans des matériaux détritiques. La zone pyrénéenne est beaucoup plus complexe, du point de vue hydrogéologique et elle a été très peu étudiée, sauf certaines unités spécifiques. On a reconnu plusieurs types d’aquifères, les plus importants étant ceux installés sur les calcaires, connus collectivement sous le nom d’aquifère 67, synclinal de Jaca, du bassin de l’Èbre. Celui-ci se divise en nombreux systèmes karstiques, dans les Pyrénées et pré-pyrénées qui alimentent d’importantes résurgences. De moindre débit, mais aussi très intéressants, il y a les aquifères dans les granites fissurés de Panticosa et de Benasque, les zones de suintement des eaux sulfureuses dans les marnes et turbidites de l’Éocène, ainsi que les saumures en rapport avec des évaporites du Keuper.

3.- EAUX MINÉRALES ET THERMALES DANS LE HAUT ARAGON

La complexe géologie pyrénéenne du Haut Aragon produit différentes manifestations d'eaux minérales et/ou thermales. En Espagne, les eaux souterraines d'une température supérieure de 4°C à la température moyenne atmosphérique sont considérées comme thermales. On définit comme eaux minérales celles qui ont été déclarées d'intérêt public, et comme médicinales celles qui ont un but thérapeutique. Une information plus précise est présentée en (11).

Dans le Haut Aragon, les eaux thermales et/ou minérales surgissent dans des granites, calcaires, marnes et évaporites. Dans les premiers, apparaissent les eaux utilisées dans les stations thermales de Panticosa (50°) et Baños de Benasque (37°) de faible minéralisation et de type bicarbonaté sodique. Dans les marnes et turbidites, il y a des zones de suintement, avec un débit très faible de saumures froides, une présence de soufre bactérien et une odeur à H₂S. Elles ont été communément utilisées à Artieda, Echo, Jasa, Torrijos, Banaguás, Larrés, Fanlo, Fiscal, Ligüerre de Ara.

Une série de diapirs et d'affleurements du Keuper qu'on peut mettre en rapport avec différents chevauchements apportent des saumures qui émergent en différentes sources de faible débit. On a utilisé ces dernières dans les bains aujourd'hui disparus d'Estadilla et de Camporrels. Ils ont été aussi utilisés pour en tirer du sel à Salinas de Jaca, Escalote, Lierta, Fuente Salada de Guara, Chasa de Rodellar, Salinas de Hoz, Naval, El Grado, Salinas de Trillo, Peralta de la Sal, Aguinaliú, Juseu, Calasanz.

La plupart des sources dans les calcaires apportent des eaux froides, de type bicarbonaté calcique. Certaines sources ont été déclarées minérales ou médicinales. On les utilise dans les usines de mise en bouteille (Veri, Vilas), ainsi que dans la station thérapeutique de Vilas de Turbon. Il existe aussi plusieurs résurgences dans les calcaires avec des caractéristiques thermales.

4.- INVENTAIRE DES SOURCES THERMALES DANS LES CALCAIRES DU HAUT ARAGON

Voilà une liste des sources avec des caractéristiques thermales dans les calcaires existant dans le Haut Aragon, dont l'emplacement est représenté par la figure 1.

Baños de Nueno: Source diffuse située sur la rive droite du canyon de la rivière Isuela entre le barrage de Arguis et la commune de Nueno. Il reste des vestiges d'un ancien bâtiment de bains. L'eau est actuellement captée par un forage de 110 mètres qui approvisionne Nueno et son terrain de golf.

Baños de Alquezar: Petite source qui affleure sur la rive droite du canyon de la rivière Vero, sur le sentier reliant Alquezar et Asque. Elle est reconnaissable par la présence d'une baignoire creusée dans la roche.

Graus-Benabarre: Tout près du Mas de Puyvert, à l'intersection de l'ancienne route et du ravin des Ventosas, affleure Fuencalien qui est captée pour l'approvisionnement urbain. En rapport avec cette résurgence, un forage pétrolier réalisé vers 1960 (Benabarre 3) a capté un aquifère artésien à environ 300 mètres de profondeur. Aménagé à l'époque, il est utilisé actuellement pour une mise en bouteille par l'entreprise Agua Ribagorza SA.

Naval: Ensemble de résurgences de saumures, en rapport avec le diapir de cette commune et qui étaient utilisés traditionnellement pour la production du sel ordinaire, actuellement en cours de réhabilitation.

Estadilla: Source située dans le bas du village, aménagée pour l'approvisionnement de celui-ci.

El Grado: Source apparue dans la décennie de 1960 après le remplissage du barrage tout proche. Les habitants du voisinage se souviennent de tremblements, de bruits souterrains et de souffles d'air pendant cette période. La Confédération Hydrographique de l'Èbre a percé un piézomètre aux alentours et elle a contrôlé son rapport avec le barrage à l'aide de traceurs. A l'heure actuelle, elle est utilisée dans le complexe sportif de ce village.

Puyarruego: Elle est située sur la rive droite de la rivière Bellós, à l'entrée du canyon d'Añisclo, en bordure du Parc National d'Ordesa et Monte Perdido. Depuis la route, un passage relativement aménagé permet l'accès à une petite résurgence. En amont, il y en a une autre, à plus fort débit, impossible d'accès depuis la précédente. A part la grande résurgence, il existe plusieurs bouches verticales, au-dessus des précédentes, repérées par L. Pallaruelo. L'accès à la plupart de ces points ne peut se faire qu'en période d'étiage, et avec un équipement adéquat pour faire la descente des canyons.

Asso Beral: Petite source, mal aménagée en deux mares creusées dans la terre.

Bains de Tiermas: Anciens bains, assez connus, à l'est du village du même nom. Historiquement, on parle même de 12 sources. Inondée par les eaux du barrage de Yesa à partir de 1959, elle apparaît à découvert lorsque le niveau des eaux baisse. Trois forages de 50, 76 et 65 mètres, situés tout près l'un de l'autre, ont été effectués en 1990. Tous les trois sont artésiens, spécialement le premier qui, à l'heure actuelle, coule sans contrôle.

Bains de Benasque: Bains situés dans la haute vallée de l'Esera, au pied du massif granitique des Maladetas. Les eaux affleurent par trois sources captées de façon traditionnelle.

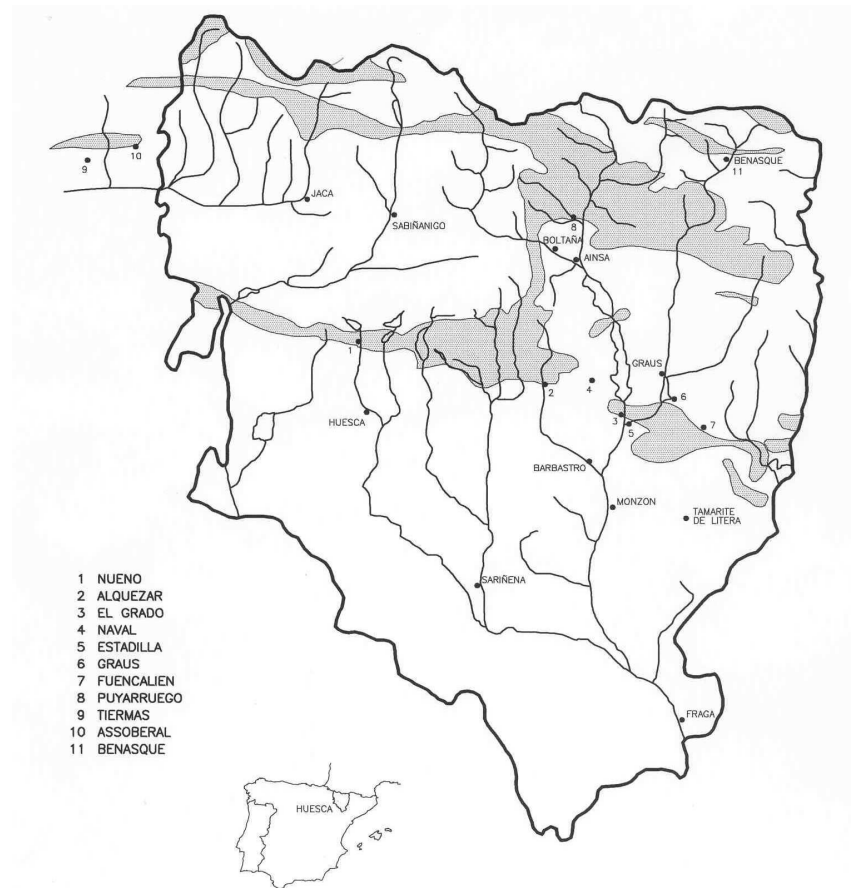


Figure 1. Sources thermales dans les calcaires du Haut Aragon

Tableau 1: Emplacement des sources thermales dans les calcaires du Haut Aragon (Espagne).

Emplacement	COMMUNE	UTM (X)	UTM (Y)	ALTITUDE	Fuseau
Baños	Nueno	712.425	4.685450	870	30 T
Fuen de Baños	Alquezar	254.450	4.672550	470	31 T
Barranco Durán	El Grado	270.425	4.670.500	440	31 T
Salinas (*)	Naval	264.950	4.675.125	570	31 T
Estadilla	Estadilla	271.950	4.660.175	430	31 T
Ribagorza	Graus	280.200	4.671.038	460	31 T
Fuencalien	Benabarre	285.975	4.667.000	560	31 T
Puyarruego	Fanlo	262.225	4.711.312	650	31 T
Bañario Tiermas	Sigüés	655.253	4.719.759	468	30 T
Asso Beral	Sigüés	670.175	4.719.950	560	30 T
Baños	Benasque	302.175	4.726.250	1770	31 T

(*) A Naval, on a situé les Salinas de Pisa.

5.- HYDROCHIMIE DES SOURCES THERMALES DANS LES CALCAIRES DU HAUT ARAGON

Au cours de ces dernières décennies, une série de travaux (12-15) ont été faits sur la composition chimique des sources déjà citées et dont les caractéristiques les plus importantes sont mentionnées dans les tableaux 2 et 3. Les données signalent un thermalisme faible, à l'exception des bains de Benasque, dont la composition chimique (y compris le pH élevé, caractère réducteur, et la présence de bore et d'arsenic) s'apparente à celle des eaux provenant des granites. Les conductivités électriques sont plus élevées que celles des eaux des sources karstiques normales (de l'ordre de 400 micro Siemens/cm). Les valeurs de Naval sont dues à la dissolution d'évaporites du Keuper, alors qu'on admet que celles du canal de Berdun (Asso Beral et Tiermas) sont dues à la présence de sels dans les marnes de l'Éocène moyen. Les valeurs de pH, sauf dans le cas de Benasque, sont tout près de la neutralité. Dans ce cas, cela est dû à l'altération de plagioclases, avec des valeurs élevées de pH et d'une plus grande présence de silice colloïdal. La plupart des eaux ont un potentiel redox positif, comme celles qui proviennent de sources habituelles du karst. Il n'y a que les eaux du canal de Berdún qui présentent un caractère réducteur dû, probablement à la présence de matière organiques dans les marnes. Les niveaux de tritium sont modérés et suggèrent des temps de résidence de l'ordre de quelques années. Les exceptions sont Puyarruego et Benasque. Pour le premier, on considère des temps de résidence d'environ 25 ans tandis que le deuxième serait plus ancien.

Tableau 2. Quelques caractéristiques physico-chimiques des sources thermales dans les calcaires du Haut Aragon (Espagne).

Nom	Temp.	pH	C.E.	redox	Ox. dis	Tritium UT
	°C		µSiemens/cm	mVolt	Mg/L	UT
Nueno	20.8	7.3	789	195	7.4	-
Alquezar	21.5	7.0	1050	-	-	-
El Grado	21.7	7.2	424	400		-
Naval	21.5	7.2	29800	289	5.9	-
Estadilla	17.1	7.1	709	399	6.4	8.3 ± 0.6
Ribagorza	22.8	6.7	592	205	1.8	4.9 ± 0.4
Fuencalien	18.4	7.0	660	-	7.7	4.4 ± 0.4
Puyarruego	24.8	6.6	3560	149	6.8	11.8 ± 1.4
Tiermas	34.0	6.8	10410	-221	0.6	6.8 ± 1.2
Asso Beral	22.8	6.9	8200	-289	4.6	6.4 ± 1.4
Benasque	36.3	9.19	260	-112	0.9	1.2 ± 1.7

Données issues de différentes études. L'échantillon de Tiermas correspond au forage T 2

Tableau 3. Caractéristiques hydrochimiques des sources thermales dans le Haut Aragon (Espagne).

Nom	HCO ₃ ⁻	NO ₃ ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	SiO ₂	K ⁺	Na ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺
Nueno	198	2	60	91	7.0	1	40	73	21
Alquezar	287	-	220	206	-	5	114	131	17
Naval	179	4230	151200	1015	0.0	903	2605 0	1850	234
Ribagorza	334	0	30	18	11.6	2	25	71.3	25
F. calien	298	17	21	6	0.3	1	5	45	10
Pyarruego	188	0	744	581	26.9	10	500	231	50
Tiermas	0	0	2900	960	7.9	29	1890	240	100
Asso Beral	0	0	1680	2160	36.2	31	1380	581	142
Benasque	23 *	0	4	11	54.0	0	23	6	0

Données extraites de différentes études. Toutes les données en mg/L. *. 20mg/L de CO₃²⁻

6.- CARACTÉRISTIQUES GÉOLOGIQUES DES ÉMERGENCES THERMALES

Il existe très peu d'information sur les émergences thermales. Dans le texte ci-joint, on trouvera la bibliographie structurale la plus pertinente. Le tableau 4 résume le peu d'information existant, notamment en ce qui concerne les zones de forage et les modèles de flux. A l'exception de Benasque, elles apparaissent dans les calcaires du cycle alpin.

Les sources chaudes des bains de Benasque émergent en une structure fortement plissée de calcaires du Dévonien adossées aux granites du batholite de la Maladeta. On les trouve aux alentours de l'intéressant système de la Cueva del Alba, avec des galeries en granite et en marbre.

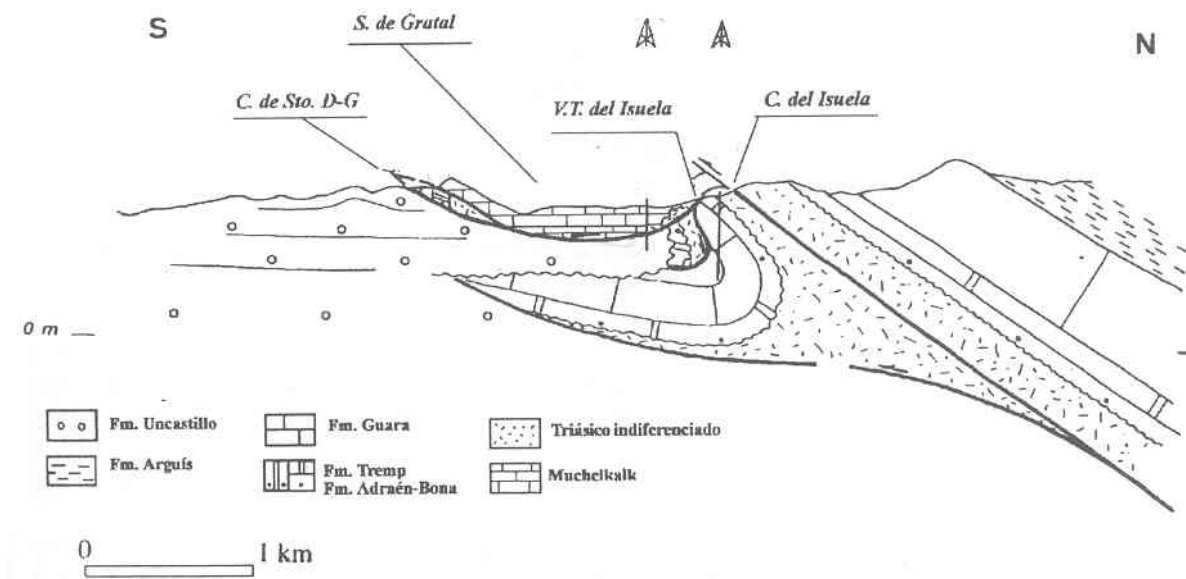


Fig. 2. Schéma structural de la gorge de l'Isuela.

La source de Nueno est captée par le forage le plus méridional. Modifié de Millán 1996

Une série de sources ont un rapport avec le Trias. Dans les prépyrénées, dans l'un des rares et petits affleurements attribués au Muschelkalk, (4) dans une structure fortement plissée, surgissent les eaux des Bains de Nueno. (Figure 2). Les sources d'Alquezar, d'Estadilla et de El Grado (3, 4, et 5) sont

mis en relation avec des chevauchements de matériaux de l'Éocène, essentiellement des calcaires, sur des matériaux du Tertiaire continental du Bassin de l'Èbre. La présence du Keuper, importante dans ces mouvements, est plus manifeste dans les sources salines de "El Grado", qui affleurent dans les évaporites du diapir de cette commune.

Tiermas et Asso Beral (6 et 7) émergent au travers d'une puissante épaisseur de marnes, peut-être par des failles non affleurantes de direction N-S, du même type que celles qui apparaissent à l'Est, à Ruesta. Leurs eaux se chargeraient au Nord, dans les calcaires des "sierras" de Leyre y Orba, qui chevauchent les marnes. La figure 3, présente une coupe verticale, N-S entre ces deux communes.

Puyarruego (1 et 2) surgit sur le versant est du début nord de l'anticlinal de Boltaña-Sevil, en matériaux de l'Éocène. Localement, il se présente comme un pli en genou. L'eau apparaît dans les faciès de transition des calcaires aux marnes. Le thermalisme à Graus-Benabarre (3 et 5) est en rapport avec un confinement partiel de calcaires du Crétacé, dans une écaille entre deux chevauchements, sous la couche de conglomérats de l'épandage alluvial oligocène de Graus.

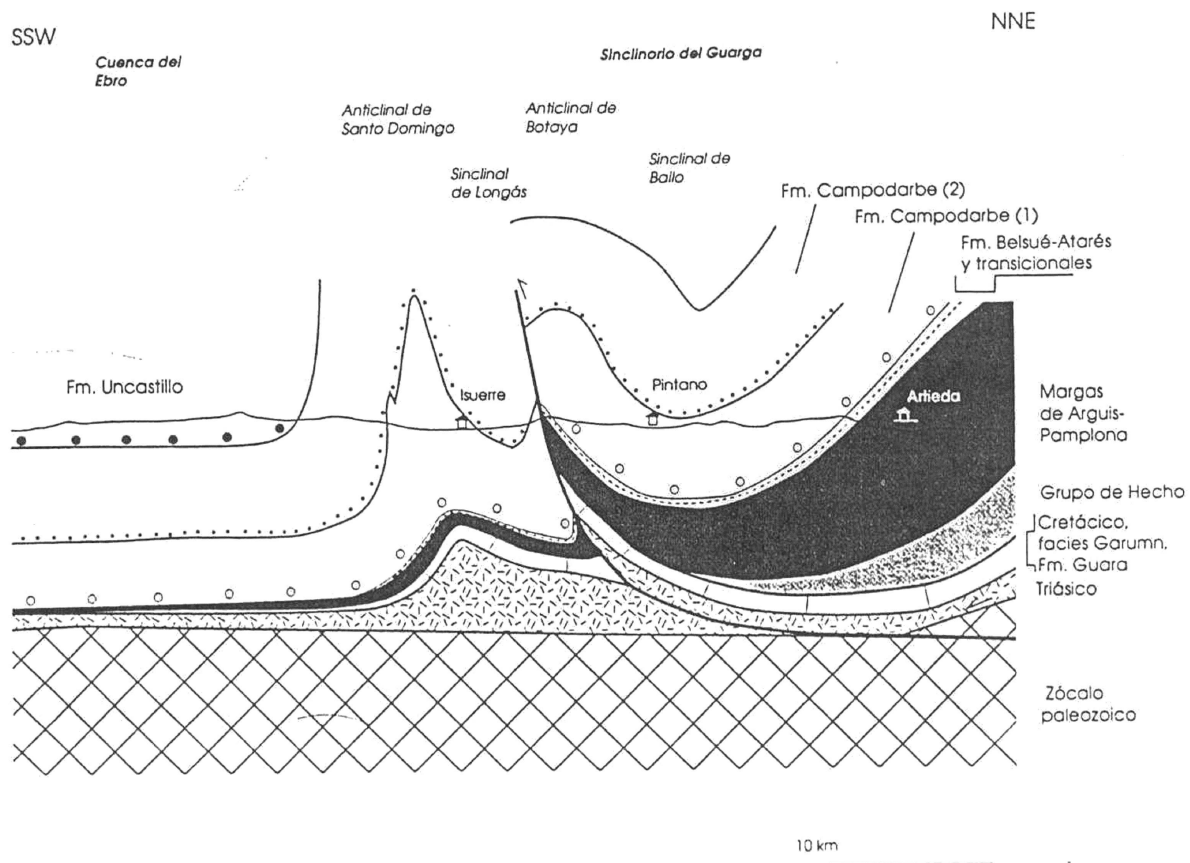


Figure 3. Coupe géologique de la région de Tiermas-Asso Beral (canal de Berdun). Adopté d'Oliva et al. 1996. Les sources de Tiermas y Asso Beral se trouvent au niveau d'Artieda.

On pense que l'eau de la recharge ascendante provient des calcaires du Guara au travers des turbidites du Groupe de Hecho et des marnes d'Arguis-Pamplona (Éocène).

Tableau 4. Caractéristiques géologiques des sources thermales des calcaires dans le Haut Aragon (Espagne).

Commune	Zone de recharge	Karstification	émergence	Q l/s	Lihtologie
Nueno	Muschelkalk	faible	diffuse	30	Alluvial
Alquezar	Eocène moyen	élevée	ponctuelle	0.01 *	Conglomérat
El Grado	Eocène	élevée	ponctuelle	50	Calcaire/Keuper
Salinas Naval	Keuper	moyenne	diffuse	1 *	Keuper/alluvial
Estadilla	Eocène	élevée	ponctuelle	5 **	Keuper/grès
Ribagorza	Crétacé supérieur	élevée	sondage	**	Calcaire
Fuencalien	Crétacé supérieur	élevée	ponctuelle	5 *	Calcaire/grès
Puyarruego	Crétacé-Eocène	élevée	ponctuelle	50 **	Calcaire
Tiermas	Crétacé-Paléocène	faible	sondage	200	Marnes
Asso Beral	Crétacé-Paléocène	faible	ponctuelle	0.01 *	Marnes
Benasque	Dévonien	élevée	ponctuelle	0.17	Calcaire

*: Débit Estimé. ** Débit variable dans le temps

7. CONCLUSIONS

A l'heure actuelle, il n'y a pas d'études spécifiques sur les émergences d'eaux chaudes en rapport avec les calcaires dans le Haut Aragon. En général, le thermalisme est faible, ainsi que les débits. Bien que le karst connaisse un développement important dans la région, sauf dans des situations concrètes, telles que Puyarruego ou Graus, on ne voit pas une connexion incontestable entre ces deux processus. Donc, et prévoyant un possible développement de l'utilisation de ces eaux, il serait important d'approfondir l'étude de ces sources.

8. BIBLIOGRAPHIE

- (1) Seguret, M. 1972. Etude tectonique des nappes et séries décollées de la partie centrale du versant sud des Pyrénées. Caractère sédimentaire, rôle de la compression et de la gravité. Thèse Fac. Sci de Montpellier.
- (2) Cámara, P., Klimowitz, J. 1985. Interpretación geodinámica de la vertiente centro-occidental surpirenaica (Cuencas de Jaca-Tremp). Estudios Geológicos. 41. 391-404.
- (3) Martínez Peña, M.B. (1991). La estructura del límite occidental de la unidad surpirenaica central. Tesis doctoral. U. Zaragoza. 380 p.
- (4) Millán, H. 1996: Estructura y cinemática del frente de cabalgamiento surpirenaico en las Sierras Exteriores Aragonesas. Tesis Doctoral. U. de Zaragoza, 330 p.
- (5) Martínez Peña, M.B., Millán, H., Pocoví, A. 1992. Láminas cabalgantes del sector central del Pirineo meridional (Provincia de Huesca). II Congreso Geológico de España. t 2. 130-139.
- (6) Oliva, B. Millán, H., Pocoví, A., Casas, A.M. 1996. Estructura de la Cuenca de Jaca en el sector occidental de las Sierras Exteriores Aragonesas. Geogaceta 20 (4) 800-802.
- (7) Labaume, P., M. Séguret and C. Seyve (1985), Evolution of a turbiditic foreland basin and analogy with an accretionary prism: Example of the Eocene South-Pyrenean basin. Tectonics, 4, 661-685.

- (8) Cuchí, J.A., Sancho C. El karst del Alto Aragón. Instituto de Estudios Altoaragoneses. A publier.
- (9) López-Martínez J. y Freixes, A. (1989): El karst en los Pirineos españoles. In Durán J.J., López-Martínez, J., (Ed.) *El karst en España*. Sociedad Española de Geomorfología. Mon. nº 4. 131-144.
- (10) Cuchí, J.A. 1998. Esquema general de las unidades hidrogeológicas del Alto Aragón. Lucas Mallada 10. 87-105.
- (11). Cuchí, J.A., Baeza, J., García de la Noceda, F. 2000. Overview of the hydrogeothermics in Spain. *Environmental geology* 39 (5), 482-487.
- (12). Carravedo. M. (1993). El agua de Fuentebaños : ¿Un mito?. El Candil. Alquezar. 5 p.
- (13) Instituto Geológico y Minero de España-Diputación. 1994. Estudio de aguas minero-medicinales, minero-industriales, termales y de bebida envasadas en la Comunidad Autónoma de Aragón. Non publiée.
- (14) Puyal, M.A. Cuchí, J.A., Manso, J.A. 1998. Hidroquímica de aguas naturales del Pirineo Aragonés. Lucas Mallada 10. 173-187.
- (15) Saz, P. 1992. Fuentes minero-medicinales de la provincia de Huesca. Instituto de Estudios Altoaragoneses. 102 p.

Quelques aspects de la recherche hydrothermale en Italie

M. CASADEI ⁽¹⁾ – G. GURNARI ⁽²⁾

⁽¹⁾ Université de Bologne, Département des Sciences de la Terre, Bologne, Italie

⁽²⁾ Société CPSA SERVIZI S.A. République de Saint-Marin

Le territoire italien est caractérisé par une grande variété de paysages naturels. Cependant, les formations sédimentaires dominent dans la plupart des régions. Les cycles sédimentaires ont produit partout des dépôts alluvionnaires d'épaisseur variable.

Les aquifères carbonatés sont généralement développés au contact stratigraphique ou tectonique avec des réservoirs aquifères de nature alluviale.

En présence de masses intrusives ou volcaniques, cette situation donne fréquemment lieu à des phénomènes hydrothermaux de grand intérêt scientifique et économique.

Quand nécessaire, le captage d'eaux particulièrement minéralisées et à haute température est le plus souvent réalisé par des ouvrages tels que puits, galeries ou drainages sub-horizontaux.

Cependant, les ouvrages de captage profond sont rarement réalisés en terrains carbonatés pour plusieurs raisons. D'abord, la complexité des forages en terrain calcaire entraîne des prix de revient élevés. La grande hétérogénéité hydrogéologique, associée à la fracturation intense ou aux phénomènes karstiques, ne garantit pas un retour économique en rapport avec les investissements réalisés.

Dans les régions où les calcaires sont caractérisés par des phénomènes karstiques importants (Frioul oriental, péninsule Gargano dans les Pouilles), la circulation profonde est radicalement contrôlée par le réseau de drainage souterrain lié à la dissolution effectuée par l'eau. Dans ces cas, le forage pour le captage d'eaux souterraines devient encore plus problématique.

Dans un cas comme dans l'autre, on préfère, si les conditions géomorphologiques et logistiques sont favorables, développer les travaux sur les terrains alluvionnaires qui reçoivent l'alimentation directe par les aquifères carbonatés et l'exploitation devient plus simple et performante.

Souvent les formations calcaires présentent des sources naturelles issues directement du substrat rocheux, sur les pentes collinaires. Lorsque l'eau de ces sources présente des caractéristiques hydrologiques et hydrothermales qualitatives et quantitatives intéressantes, les points d'émergence sont exploités par des captages qui prennent en compte plusieurs variables. Dans la plupart des cas, on cherche à déterminer le circuit hydrothermal par l'analyse isotopique. Les résultats ainsi obtenus doivent généralement être considérés dans le contexte régional ou local, puisqu'il est difficile de reconstituer le parcours souterrain lorsque les formations calcaires présentent une grande extension.

C'est le cas de nos expériences dans les bassins hydrothermaux de Bagno di Romagna (Apennins Septentrionaux), où nous avons réalisé des forages jusqu'aux niveaux plus superficiels de la formation calcaire fracturée. L'eau présente une composition alcaline et riche en soufre, une température supérieure à 45°C à 50 m de profondeur, et les débits potentiels sont de quelques litres/s. Dans ce cas,

les informations générales ont permis la planification d'une campagne géophysique détaillée, qui nous a permis d'installer des captages efficaces.

Nous avons rencontré un cas similaire dans les Apennins à Bologne, où la situation géologique est contrôlée par un système de grabens dans des formations calcaires. Nous avons exploité un système de circulation hydrothermale profonde en captant des venues d'eau dans les calcaires à -210 m et -350 m de profondeur. Des considérations analogues peuvent être effectuées sur les captages d'eau de S.Elena dans le bassin thermal de Chianciano (Toscane) ou de Sirmione (Lac de Garde) entre la Lombardie et la Vénétie.

A Bagni di Lusnizza (Frioul, près de la frontière autrichienne-slovène) un forage de reconnaissance nous a permis de pénétrer pour quelques dizaines de mètres dans un calcaire dolomitique karstifié, où nous avons rencontré un aquifère hydrothermal particulièrement riche en soufre.

Nous sommes en train de reconstituer le circuit hydrothermal à partir des investigations isotopiques, car toutes les autres méthodes de recherche traditionnelle ne nous permettent pas d'expliquer les raisons de cette présence hydrogéologie dans un contexte alpin aussi complexe, mais sans doute très riche en eaux souterraines, parfois avec des caractéristiques thermales très intéressantes (température, chimisme, stabilité ionique, débit).

Cependant, la plupart des eaux souterraines rencontrées dans les formations calcaires sont froides, même si elles présentent caractéristiques hydrochimiques intéressantes (concentrations salines proches ou supérieures à 1000 mg/l): Sur l'arc alpin et les Apennins, on rencontre fréquemment des sources naturelles, certaines avec des débits importants, qui sont adaptées pour l'exploitation hydrothermale.

Dans certains cas seulement, la recherche des hydrocarbures a permis, dans des formations calcaires, des forages profonds pour rencontrer des niveaux hydrothermaux productifs autrement inconnus. De ce point de vue, le développement technologique des récentes décennies est en train de contribuer de façon significative à la connaissance encore très incertaine, des aquifères calcaires profonds.

Indices suggérant une influence hydrothermale ancienne dans la spéléogenèse du karst des Arbailles (Pyrénées-Atlantiques)

Jacques Bauer

Géologue retraité, Groupe Spéléologique Oloronais

1. PREAMBULE

Le but de cette note est d'abord d'attirer l'attention des chercheurs intéressés par l'hydrothermalisme pyrénéen en milieu calcaire, sur une originalité spéléologique propre à la bordure orientale du massif des Arbailles. Dans ce secteur, la terminaison périclinale des calcaires aptiens (fig. 1) forme un domaine atypique au sein duquel les cavités affichent un style particulier, «sans queue ni tête», à la différence des autres secteurs où les réseaux gravitaires classiques sont la règle. Dès 1993, l'organisation de coupoles de plafond dans les «Entonnoirs géants» du gouffre Béchanka (fig. 2) avait suggéré à certains spéléos l'action passée de courants de convection, c'est à dire d'une influence hydrothermale éventuelle dans la genèse de cette partie de la grotte. (1).

D'autre part, l'existence, en marge du secteur en question, de la source tiède chlorurée-sodique de Camou trahit l'existence d'un hydrothermalisme certes modeste, mais toujours actif. Cette source s'inscrit dans le cortège des manifestations thermo-minérales qui émaillent les chaînons calcaires nord-pyrénéens : eaux chlorurées sodiques et/ou sulfatées calciques remontant des profondeurs après avoir lixivié le Trias salifère (Rébénacq, Lurbe-Saint-Christau, Salies,... pour nous limiter aux Pyrénées-Atlantiques).

2. CONTEXTE GEOLOGIQUE GENERAL

Le massif des Arbailles correspond à un compartiment tectonique bien délimité, élément de la mosaïque de blocs découpés et basculés lors de la phase d'extension albienne, puis comprimés et plissés lors de l'orogénèse pyrénéenne (2). Comprenant une succession de formations mésozoïques allant du Trias au Crétacé supérieur, il forme un karst multiple où trois, voire quatre aquifères calcaires alternent avec des unités marneuses imparfaitement étanches. Les Arbailles ont fait l'objet d'une importante thèse de Doctorat (3). Une brève synthèse existe par ailleurs (4). Nous nous contenterons ici du schéma global de la figure 1.

3. LA TERMINAISON ORIENTALE DU MASSIF

Il s'agit d'une terminaison périclinale, au niveau de laquelle les calcaires aptiens qui forment le karst central de la forêt des Arbailles plongent sous les marnes noires de l'Albien. Un faisceau de failles normales à tendance souvent décrochante d'orientation NW-SE à WNW-ESE s'agence en «fractures d'extrados». Ces accidents se présentent comme une conséquence possible de la surrection générale du massif, probablement depuis le Miocène, avec réutilisation, dans les limites du périclinal, de nombreuses fractures préexistantes soumises ici à une tectonique locale d'extension et d'ouverture.

3.1 - Un style spéléologique insolite : des cavités «sans queue ni tête»

Bernard Collignon parle à ce sujet de «développement spatial semblant échapper à toute règle» (6). Dans le gouffre-grotte de Béchanka, les «Entonnoirs géants» (fig. 2) font figure d'annexe en marge d'un réseau organisé au moins en partie selon un schéma gravitaire classique. Le gouffre Urzo (OX 9) et l'OX 655 montrent chacun un agencement plutôt vertical de grands volumes dont l'organisation «désordonnée» est difficile à expliquer. A remarquer qu'à l'OX 655, une grande galerie supérieure, phréatique à l'origine, pratiquement horizontale, tranche avec la disposition «anarchique» du reste. Idobeltze (OX 14), bien que partiellement interprétable comme une ancienne perte, présente une disposition amoéboïde avec une grande salle basale (entonnoir de soutirage au fond) dont partent des galeries remontantes, centripètes ou centrifuges selon la logique hydrodynamique que l'on prête au réseau. La base (connue) de l'OX 12, la Palombière, est une succession de petites salles d'origine phréatique disposées sans ordre apparent... Et la liste n'est pas close...

3.2 - Morphologies de dissolution

Le Gouffre du Hibou, près de la doline d'Oxibar, montre au niveau d'une «alcôve» latérale un ensemble de «coupôles métriques, subsphériques, indépendantes de toute fissure apparente» telles que les décrit B. Collignon dans les Bibans (5 et 6). La grotte de la Palombière (OX 12) possède ce même type de coupôles au plafond de son tube ascendant aveugle. Cheminées sans issue, coupôles profondes et dômes remontants sont visibles surtout dans la salle d'entrée d'Urzo (OX 7) ou celle du Chaos à l'OX 655. A Béchanka, le plafond de petites annexes en marge supérieure des Entonnoirs géants montre tous ces types de morphologies et plus particulièrement ces «conduits remontants en cloches ou coupôles profondes, ramifiés au plafond de vastes salles» et ces «cheminées et dômes alvéolaires aveugles» (7 et 8).

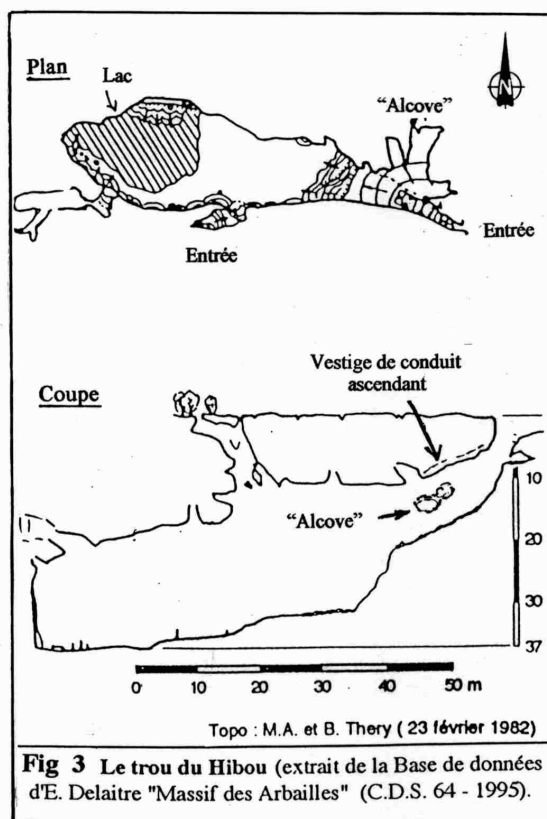
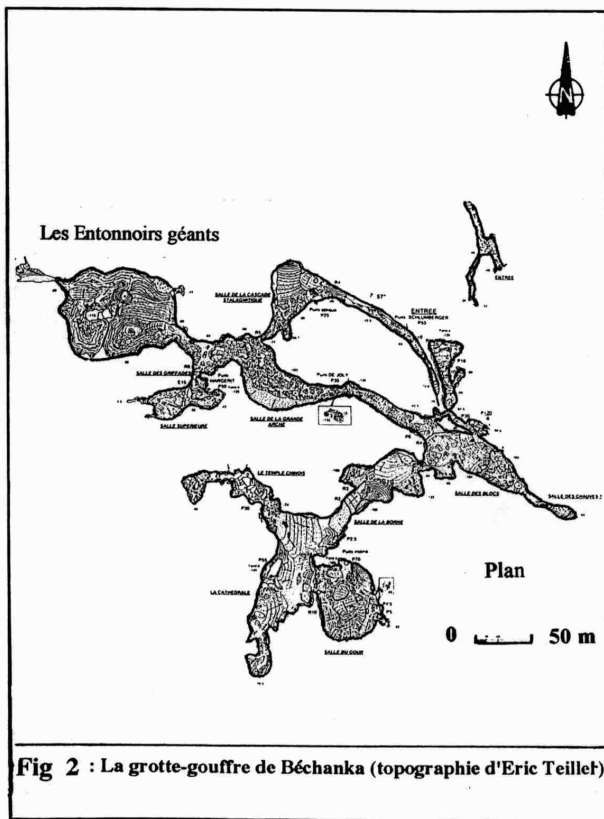
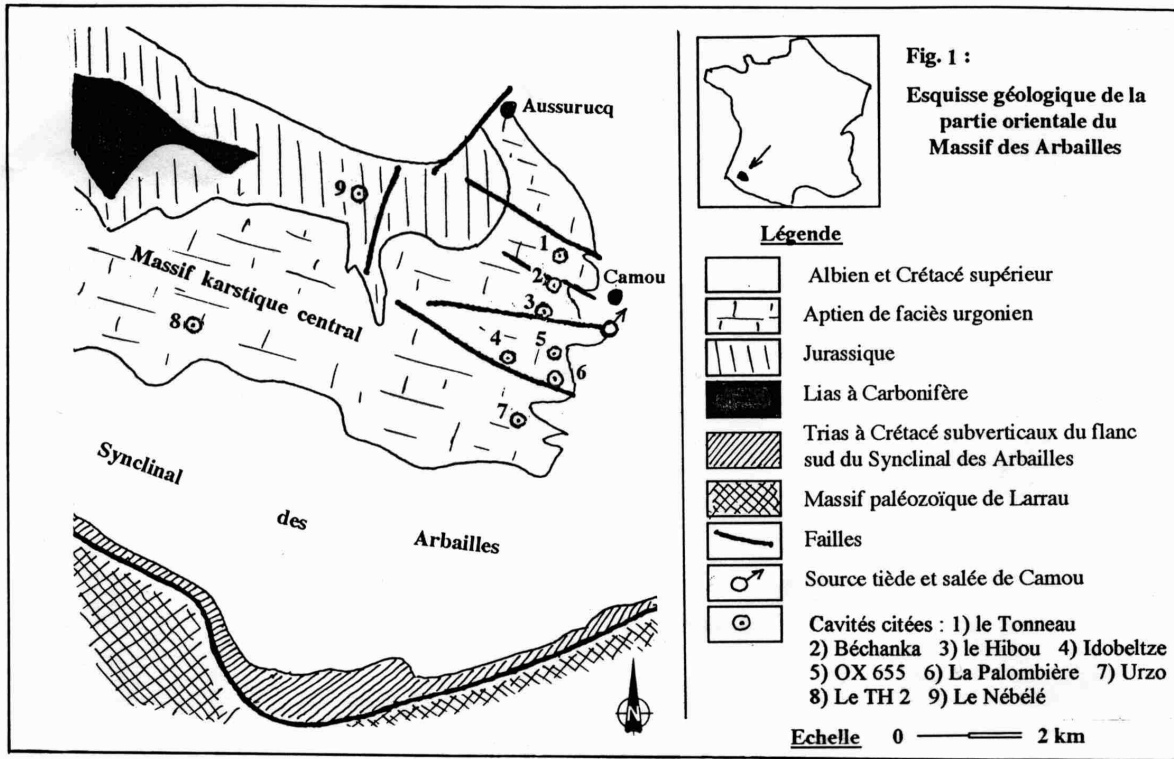
3.3 - Indices de paléoflux ascendant

Tout aussi importante est la présence, très fréquente, d'indices de paléoécoulements ascendants (Urzo, OX 655, La Palombière, le Hibou... pour ne citer que ces cavités).

3.4 - Dépôts minéralogiques insolites

Des prélèvements ont été faits en 1994 sur une paroi au haut des Entonnoirs de Béchanka. Le résultat des analyses éventuelles n'est pas connu. Au gouffre du Hibou, le revêtement d'une coupole de la petite alcôve citée plus haut pouvait suggérer un contexte chaud (analyse du Professeur Pons, Bordeaux), contesté par le laboratoire d'Elf-Aquitaine à Pau malgré «des textures très bizarres et un apport certain de fer pouvant suggérer une diagenèse bactérienne très importante en milieu vadose et à basse température».

C'est dans le secteur de la grotte du Tonneau (fig. 1) que les indices minéralogiques d'un hydrothermalisme relativement récent sont le plus remarquables : présence au sein des calcaires aptiens d'un système filonien ouvert, minéralisé en quartz «spongieux» ou automorphe, avec moules en creux rhomboédriques suggérant d'anciens cristaux isolés de carbonates (dolomite?). Plus près de la cavité affleure un amas de calcite largement cristallisée, irrégulièrement palissadique, ménageant des vides tapissés de cristaux automorphes en «dents de cochon». Hélas, aucune relation directe n'a pu être établie entre ces diverses manifestations, de toute évidence récentes (mises en place dans un contexte tectonique décomprimé), voire d'origine spéléogénétique certaine pour la seconde, et la spéléogénèse de «l'aven du Tonneau».



Notons ici qu'il existe des dépôts chimiques ou minéralogiques «insolites» dans d'autres secteurs des Arbailles : gypse en encroûtements massifs dans le gouffre TH 2, au bas de la salle Martel; gypse, mirabilite et thénardite au réseau du Nébélé, galerie du Scrouitch (3 - op. cit.). Dans ces deux cas, la source la plus plausible des sulfates de calcium ou de sodium est le Trias évaporitique.

3.5 - Preuves d'activité hydrothermale contemporaine

On citera pour mémoire la source chaude de Camou (chlorurée-sodique et sulfatée), qui sourd, «couplée» à une émergence karstique classique, à la faveur d'une grande faille normale décrochante sensiblement E-W. Cette source dont le débit est insignifiant aujourd'hui peut afficher des températures atteignant au plus 35°C.

4. REMARQUES D'ORDRE GENERAL

En quête de critères, on ne devra jamais perdre de vue que l'hydrothermalisme affectant un milieu karstique peut être simplement passif (n'y laissant que des signatures chimiques ou minéralogiques) ou actif (participation à la spéléogénèse). On restera conscient également que certaines formes de creusement spécifiques peuvent avoir des causes différentes (convergence morphologique) mais qu'une analyse fine permet parfois de faire la part des choses. La première étape est déjà d'éveiller le soupçon (c'est, répétons-le, la motivation première de cette note !). Puis on se mettra en quête de faits étayant une même présomption (sans pour autant négliger ceux qui tendraient à réfuter celle-ci).

D'autre part, s'il y eut réellement une influence hydrothermale dans la mise en place et/ou le modelé de certaines cavernes du massif des Arbailles, tout cela appartient au passé. Les conséquences morphologiques, minéralogiques ou chimiques que l'on peut espérer déceler ne sauraient être que «fossiles», au moins partiellement oblitérées par des phénomènes plus classiques ultérieurs.

REFERENCES

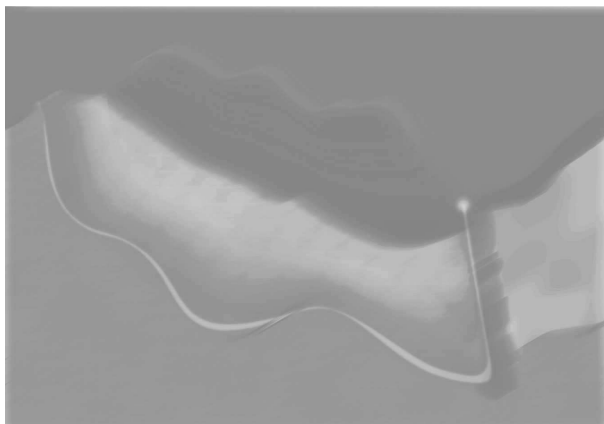
- 1) Bauer J. 1998 : Spéléogénèse hydrothermale dans le massif des Arbailles (Pyrénées-Atlantiques) : des présomptions et des faits. Huitième rencontre d'octobre du Spéléo-Club de Paris pp. 6 à 11.
- 2) Canérot J. 1989 : Rifting éocénacé et halocinèse sur la marge ibérique des Pyrénées occidentales (France). Conséquences structurales. Bull. centres de rech. Explo.-Prod. Elf-Aquitaine, vol. 13 n°1.
- 3) Vanara N. 2000 : Le karst des Arbailles. Karstologia Mémoire n°8.
- 4) Bauer J. 1995 : Le massif des Arbailles (Iteko Ohaina). Comité départemental de spéléologie des Pyrénées-Atlantiques.
- 5) Collignon B. 1983 - Spéléogénèse hydrothermale dans les Bibans, Atlas Tellien. Karstologia n°2, pp. 45 - 54.
- 6) Collignon B. 1983 - Rhar Es Skhoun : étude d'une grotte thermique des Bibans. Spelunca n°12 pp. 19 - 24.
- 7) Forti P. 1996 Thermal karst systems. In : Acta carsologica (Vol. XXV) Ljubljana, Slovénie.
- 8) Martini J.E.J. et Marais J.C.E. 1996 - Grottes hydrothermales dans le Nord-Ouest de la Namibie. Karstologia n°28, pp. 13 - 18.

A voir aussi

- Bulletin of the Hungarian Speleological Society, special issue for the 10 th International Speleological Congress, 1989 : «Karst an cave».
- International conference on Caves under cities, Budapest, october 1998 : «Budapest, cave-capital».

SESSION 2

Les outils, les méthodes d'étude



Thermes d'Avène-les-Bains (Hérault) Réalisation d'un nouveau forage captant l'aquifère karstique cambrien des Monts de Lacaune

Ph. Crochet ⁽¹⁾, V. Durand ⁽¹⁾, D. Michel ⁽²⁾,

(1) ANTEA Montpellier – Parc Club du Millénaire Bât 15,
1025 rue Henri Becquerel, F 34 036 Montpellier cedex

(2) BERGA Sud – 10 rue des Cigognes , F 34 000 Montpellier

Le captage par forage d'un gisement thermal possédant des sources naturelles est une opération fréquente qui répond généralement à un objectif qualitatif, l'eau étant mieux protégée en profondeur d'intrusions potentielles d'eaux de surface. Mais c'est également une opération qui permet une meilleure gestion quantitative de la ressource dans la mesure où son exploitation passe de la pratique de la simple « cueillette » à celle de la « culture », avec possibilité d'améliorer ainsi la récolte [Ricour, 1994].

Toutefois, et plus particulièrement dans le cas de sources karstiques, c'est une intervention délicate à double titre :

- tout d'abord, comme toute réalisation de forage dans un gisement thermal, elle peut entraîner l'introduction de contaminations en profondeur qui peuvent ensuite s'avérer très délicates à éradiquer,
- elle doit être effectuée en prenant en compte l'impact du nouvel ouvrage sur la source naturelle, avec comme objectif prioritaire de ne pas mettre en cause la pérennité de celle-ci.

Cet article présente toutes les étapes de la réalisation d'un nouveau forage captant le gisement d'eau thermale dont la source « Sainte Odile » est l'exutoire historique. Son eau est utilisée pour alimenter en eau minérale les thermes d'Avène-les-Bains. Le groupe Pierre Fabre a engagé cette opération afin de sécuriser l'exploitation de cette source avec l'objectif de disposer d'un nouveau captage fournissant à un débit d'environ 50 m³/h une eau dont les caractéristiques physico-chimiques soient identiques à celles de l'émergence.

La démarche suivie constitue un cas exemplaire à plusieurs titres :

- succès vis-à-vis de l'objectif fixé dès le premier forage réalisé, notamment grâce à la mise en œuvre d'études préliminaires complètes ;
- ensemble des précautions prises lors de la réalisation de l'ouvrage vis-à-vis des risques de contamination du gisement ;
- surveillance en temps réel de l'ensemble des points du gisement (sources, forages) afin de faire face à toute influence non maîtrisée ;
- appréciation quantitative de l'impact du nouveau forage sur l'exutoire naturel afin de définir un débit d'exploitation compatible avec sa préservation.

1. PRESENTATION DES THERMES D'AVENE

Avène-les-Bains est situé dans la haute vallée de l'Orb dans le département de l'Hérault, à 20 km au Nord de Bédarieux. Plusieurs sources d'eau minérale jalonnent l'Orb sur une distance d'environ un kilomètre, sur un tronçon où le cours d'eau décrit une vaste boucle (cf. figure 1). Leurs débits varient de 0,5 m³/h (Source Marronnier) à plus de 100 m³/h (Source Cresson).

Le premier établissement thermal a vu le jour en 1743 et la source "historique" des Bains a été déclarée d'intérêt public en 1874, puis renommée source Sainte-Odile en 1964. En 1975, le groupe Pierre Fabre a repris le domaine thermal : un nouvel établissement spécialisé en dermatologie et dans le traitement des affections bucco-linguales a été construit. A cette occasion, la source a été aménagée pour mieux la protéger. Conjointement, une usine de produits cosmétiques, utilisant également les eaux minérales, a été bâtie sur le site.

Actuellement, l'autorisation d'exploiter la source Sainte-Odile est accordée pour trente ans par arrêté ministériel du 6 février 1987, en conformité avec le décret ministériel de 1957. Elle fait l'objet d'un périmètre de protection institué par décret du 18 février 1992.

Parallèlement, un nouveau forage (Source Valdorb) a été réalisé en 1992 pour renforcer l'alimentation en eau de l'établissement thermal et de l'usine de production Pierre Fabre Dermo-Cosmétique (PFDC). Cet ouvrage, profond de 200 m, est artésien et fournit une eau minérale identique à celle de Sainte Odile à une température de 21,3°C.

Les sources Sainte-Odile et Valdorb sont toutes les deux autorisées à des débits d'exploitation respectifs de 25 m³/h et 80 m³/h.

2. CONTEXTE GEOLOGIQUE

Avène-les-Bains appartient aux Monts de Lacaune, situés à l'extrémité nord-est de la Montagne Noire et au sud-ouest du Causse du Larzac. Ces Monts sont constitués de formations datées du cambro-silurien (Paléozoïque inférieur) qui comprennent des terrains granitiques (le granite de Mendic) et des terrains carbonatés. Ceux-ci sont constitués par une série de plis faillés de direction SW-NE, chevauchants vers le nord-ouest, à flancs très étirés et se présentant sous l'aspect de couches monoclinales à pendage élevé (cf. coupe géologique de la figure 2 extraite de la carte géologique au 1/50000^{ème} de Camarès (n°961).

Le site d'Avène fait partie de l'unité d'Avène – Mendic. Les formations carbonatées, dont l'épaisseur atteint 800 m, sont situées sur le flanc ouest de l'anticlinal de Mendic. Elles sont constituées, en allant du sud vers le nord, par des alternances grés-carbonatées bien développées massives de 200 à 300 m d'épaisseur (K1-2), surmontées par la série des dolomies massives K2a comportant au droit de la station thermale une séquence en petits bancs finement lités (dolomies « varvées »). Les reconnaissances réalisées sur le site ont mis en évidence le caractère très fissuré de ces dolomies, avec la présence de fractures ouvertes présentant des recristallisations aux épontes et des remplissages bréchiques.

Au niveau de la station thermale, les assises dolomitiques du Cambrien sont recouvertes par le alluvions de l'Orb dont l'épaisseur est d'une dizaine de mètres.

3. PRESENTATION DE L'AQUIFERE THERMAL

L'ensemble des sources thermales d'Avène-les-Bains apparaît dans les alluvions de l'Orb, mais les eaux minérales sont issues des formations dolomitiques sous-jacentes. Elles se différencient nettement des eaux de la nappe superficielle par leur température significativement plus élevée (plus de 25°C par rapport à 13°C).

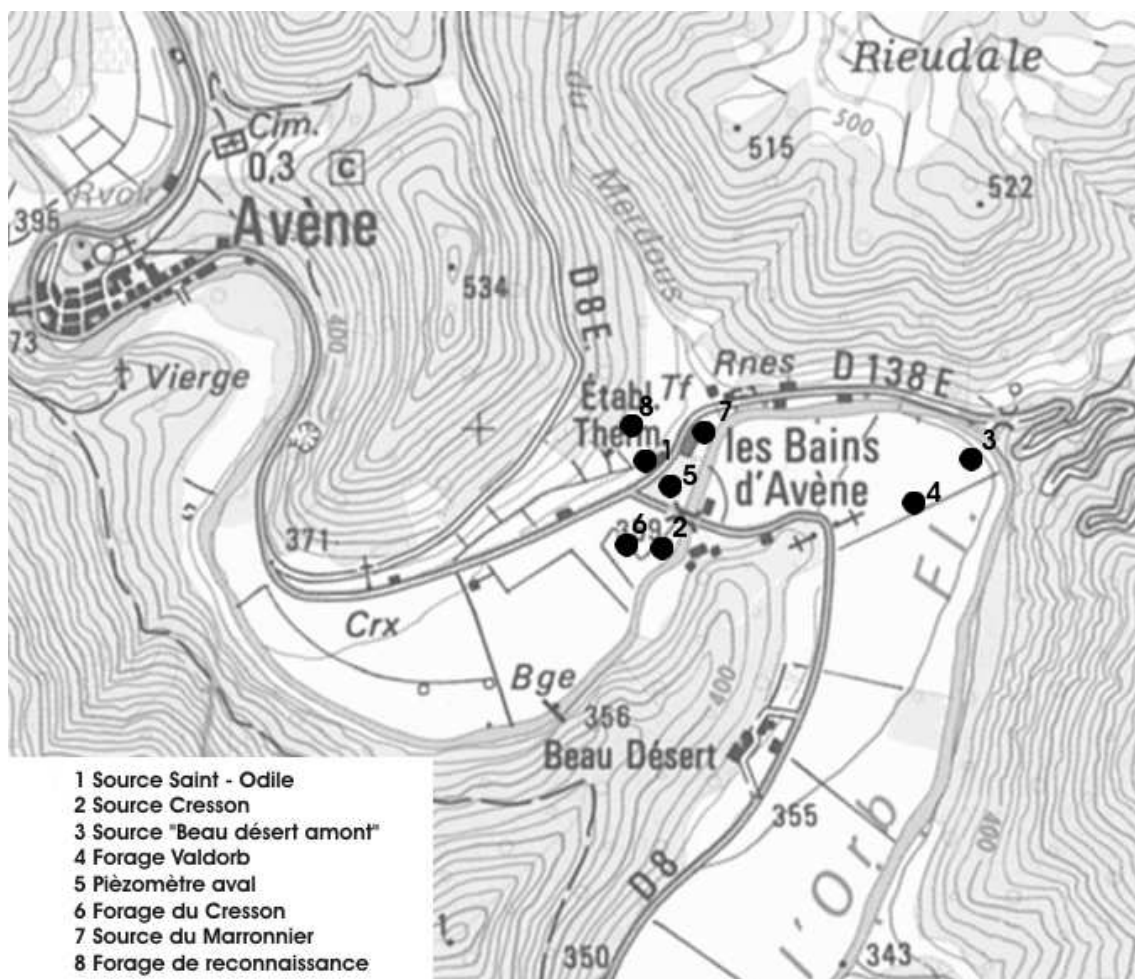


Figure 1 – Localisation des sources thermales et des forages d'Avène

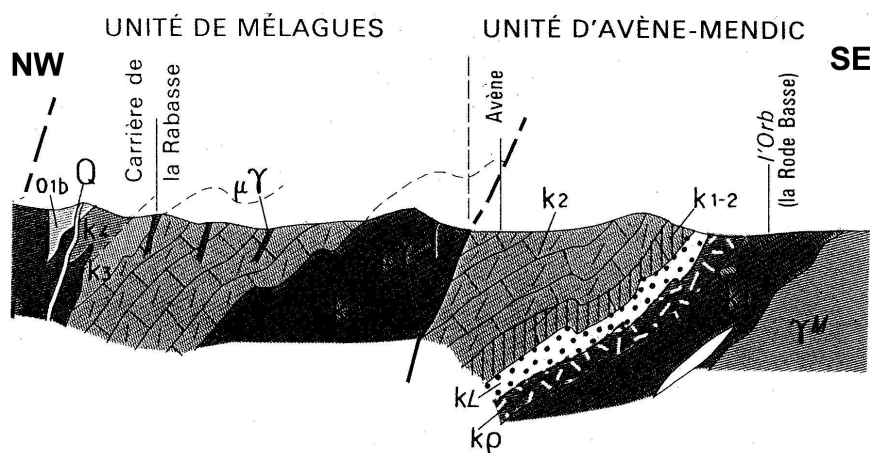


Figure 2 – Coupe géologique de l'unité d'Avène-Mendic
(extrait de la carte géologique au 1/50000^{ème} de Camarès – n°961)

Ces eaux proviennent de la base de la série dolomitique du Cambrien, avec éventuellement une origine plus profonde au niveau des formations rhyolitiques sous-jacentes compte tenu de la présence de silice. Elles acquièrent leur minéralisation au fur et à mesure de leur migration à travers les formations carbonatées dolomitiques alors que dans un même temps, leur température diminue. Cette remontée s'effectue principalement à la faveur d'accidents structuraux. Les cheminements privilégiés seraient constitués par les nœuds tectoniques résultant du croisement de failles de direction cévenole (ESE-WNW) parallèles aux écailles cambriennes et de failles de direction N125 E et N80 E.

Les eaux minérales d'Avène sont de type bi-carbonatée calcique et magnésienne avec une minéralisation totale de 200 à 300 mg/l. Les datations réalisées révèlent une eau d'origine profonde dont l'âge est supérieur à 50 ans (absence de tritium). Les eaux de la source Sainte-Odile ont une température de 25° et celles de la source Valdorb sont de l'ordre de 21°C.

4. IMPLANTATION DU FORAGE

L'implantation du forage a été effectuée en mettant préalablement en œuvre sur une zone d'étude définie par PFDC l'ensemble des méthodes de reconnaissances traditionnellement utilisées en hydrogéologie des milieux fissurés :

- relevés stratigraphiques sur le terrain ;
- reconnaissance géophysique par prospection électrique (à imagerie informatisée) pour repérer les accidents tectoniques affectant les formations carbonatées ;
- campagne de mesure de gaz radon dans le sol ;
- photo interprétation (identification sur photographie aérienne de linéaments) ;
- reconnaissances sur le terrain afin d'apprécier les caractéristiques et l'importance des fractures identifiées sur les photographies aériennes.

Le croisement de l'ensemble des indices structuraux fournis par ces différentes approches a permis d'identifier six zones potentiellement favorables pour l'implantation du forage qui ont ensuite fait l'objet d'une analyse multicritères prenant en compte les aspects suivants :

- la géologie (probabilité de recouper une eau identique à celle de Sainte Odile),
- les nuisances potentielles liées aux travaux,
- l'impact du forage sur la source Sainte Odile (basé sur son éloignement),
- la protection naturelle,
- la maîtrise foncière,
- les contraintes futures liées à la maintenance (place disponible pour les interventions sur le forage).

Le choix final s'est porté sur un emplacement situé immédiatement au nord de l'établissement thermal, ne présentant pas de forte contrainte extérieure et dont les indices géologiques étaient les plus favorables :

- géophysique : résistivité faible ($< 40 \Omega.m$),
- fracturation : accident N 060 (cévenol),
- anomalie radon forte ($> 1500 \text{ pc/litres}$).

Dès ce stade, le forage a fait l'objet d'une déclaration au titre du code minier et d'une demande d'autorisation au titre de la loi sur l'eau. Le Conseil Départemental d'Hygiène a donné un avis favorable lors de la séance du 31 janvier 2002 pour la réalisation d'un forage de reconnaissance.

5. REALISATION DU FORAGE DE RECONNAISSANCE

En thermalisme, l'équipement définitif d'un ouvrage représente un investissement tel qu'il n'est généralement engagé qu'après s'être assuré que les objectifs quantitatifs (débit) et qualitatifs (caractéristiques physico-chimiques des eaux et bactériologie) pouvaient être atteints. La réalisation d'un forage de reconnaissance constitue donc une étape préalable qui, compte tenu des enjeux, doit être valorisée pour recueillir le maximum d'informations scientifiques (géologie, caractéristiques des venues d'eau rencontrées, etc.), aussi bien pour équiper le futur captage que dans le cadre de la connaissance générale de la structure et du fonctionnement du gisement. C'est donc une phase essentielle qui conditionne la réussite d'un projet et doit en conséquence être menée avec rigueur.

5.1. - Suivi de la ressource pendant les travaux

Il est primordial de pouvoir déceler en temps réel pendant la réalisation du forage tout impact sur le gisement, que ce soit d'un point de vue quantitatif (variation de débit aux exutoires naturels, piézométrie) et qualitatif (principalement turbidité et conductivité des eaux). Aussi, un suivi de tous les points du gisement a été prévu dès la conception du projet. Ainsi, préalablement au démarrage du chantier, un dispositif de mesures a été mis en place en complément des équipements existants sur sept points (cf. localisation figure 1). Les paramètres suivis sont détaillés dans le tableau 1.

Points d'eau	Niveau	Débit	Conductivité	T°	O ₂ dissous	Turbidité
Sainte Odile		A	A	A	A	C
Forage Valdorb	A	A	A	A	A	C
Forage Cresson	B		C	C	C	
Source Cresson	B	C	C	C	C	C
See Marronnier		C	C	C	C	C
Piézomètre aval	B					
Orb	B					

A. paramètre suivi en continu dans le cadre du suivi annuel

B. paramètre suivi en continu dans le cadre des travaux (équipement spécifique mis en place)

C. mesures manuelles

Tableau 1 : Sources et paramètres suivis pendant la réalisation du forage de reconnaissance

5.2. - Foration

Toujours dans un souci de protection optimum de la ressource, le cahier des charges adressé lors de la consultation des entreprises incluait les contraintes environnementales et d'hygiène imposées durant les travaux, notamment :

- présence sur le chantier d'équipements pour faire face à tout incident au cours des travaux ;
- instruction et sensibilisation du personnel de chantier à l'ensemble de ces contraintes.

L'ouvrage a été réalisé entre le 21 et le 29 janvier 2002 par les entreprises COREIS (Razès-87) et FORACO (Lunel-34), associées pour le projet.

La méthode retenue a été celle du carottier à câble car elle permet de disposer d'observations géologiques optimales et de réduire au minimum l'augmentation de turbidité dans l'aquifère. En revanche, la foration étant réalisée en circuit ouvert (dans le cas présent avec l'eau thermique de la Source Sainte-Odile), il n'est pas possible d'identifier les venues d'eau à l'avancement. Aussi, il est nécessaire d'effectuer des pompages sous packers. Il faut toutefois noter que cette méthode permet de tester réellement le débit et les caractéristiques des venues d'eau au cours des travaux.

De nombreuses fractures ouvertes ont été recoupées, notamment de 64,50 à 64,80 m et de 78,25 à 83 m de profondeur. Les données des pompages sous packers réalisés sont synthétisées dans le tableau 2.

Tranches de terrains testées (m)	Débit de Pompage (m ³ /h)	Température de l'eau (°C)	Conductivité de l'eau mS/cm à 25°C	Influence sur la source Sainte-Odile
55,0 m – 68,4 m	6,9	25,5	385	- 1 m ³ /h
70,4 m – 87,7 m	1,1	24,9	383	Néant
70,4 m – 87,7 m	7,2	26,0	382	- 1,1 m ³ /h
76,4 m – 87,7 m	7,2	26,1	381	- 2 m ³ /h

Tableau 2 : Résultats des pompages sous packers du forage

Le débit et les caractéristiques de ces venues d'eau répondant à l'objectif fixé, le forage a été arrêté à la profondeur de 87,70 m

La coupe géologique du forage de reconnaissance est reportée à la figure 3. Trois grands ensembles lithologiques peuvent être différenciés :

- de 0 m à 9,15 m de profondeur : terrains altérés de surface (colluvions de pente et blocs de dolomies fortement altérés) ;
- de 9,15 m à 70,30 m de profondeur : dolomies du Géorgien à matrice gris beige, présentant de très nombreuses inclusions de formes variées (rubans, microlithons aux formes fluides, zébrures, ...) et de couleur fréquemment gris-bleu ;
- de 70,30 m à 87,65 m : dolomies de couleur claire, beige à ocre, sans éléments colorés

Le suivi effectué pendant la phase travaux a montré qu'il n'y a eu aucun impact sur la qualité de l'eau minérale sur les différents points surveillés. Comme prévu, la technique du carottage a permis de s'affranchir de phénomènes de turbidité sur les sources et les forages existants.

5.3. - Diagraphies

A l'issue de la foration, des diagraphies ont été réalisées afin d'apporter des informations complémentaires avant la transformation de l'ouvrage en forage d'exploitation, sachant que certaines investigations ne seraient ensuite plus possibles une fois les tubages en place. Les principales informations déduites des mesures et enregistrements effectués sont les suivantes :

- *Gamma ray et résistivité* : le couplage de ces deux types de mesures a permis de valider les coupures lithologiques effectuées à partir de l'examen des carottes.
- *Imagerie optique de paroi orientée* : un total de 155 plans de discontinuité ont été identifiés. Leur analyse a mis évidence deux familles principales de fractures : N65° avec un pendage N45° et N60° avec un pendage N255°. Par ailleurs, l'analyse visuelle des enregistrements a mis en évidence une cavité entre 78,25 m et 83 m ainsi que trois zones fracturées ouvertes, d'environ 0,50 m de hauteur, entre 63,5 et 69.00 m de profondeur.
- *Déviation* : le forage à une inclinaison de 5,5° vers l'azimut N200° (Sud – Sud Ouest).
- *Paramètres physico-chimiques de l'eau* : les mesures traduisent l'homogénéité du fluide qui, à l'échelle des observations effectuées apparaissent indépendantes des variations lithologiques observées.
- *Micro-moulinet* : les venues d'eaux, qui apparaissent à partir de 58 m de profondeur, sont concentrées en fond de forage. Elles proviennent de la cavité identifiée entre 78,25 et 83 m de profondeur.

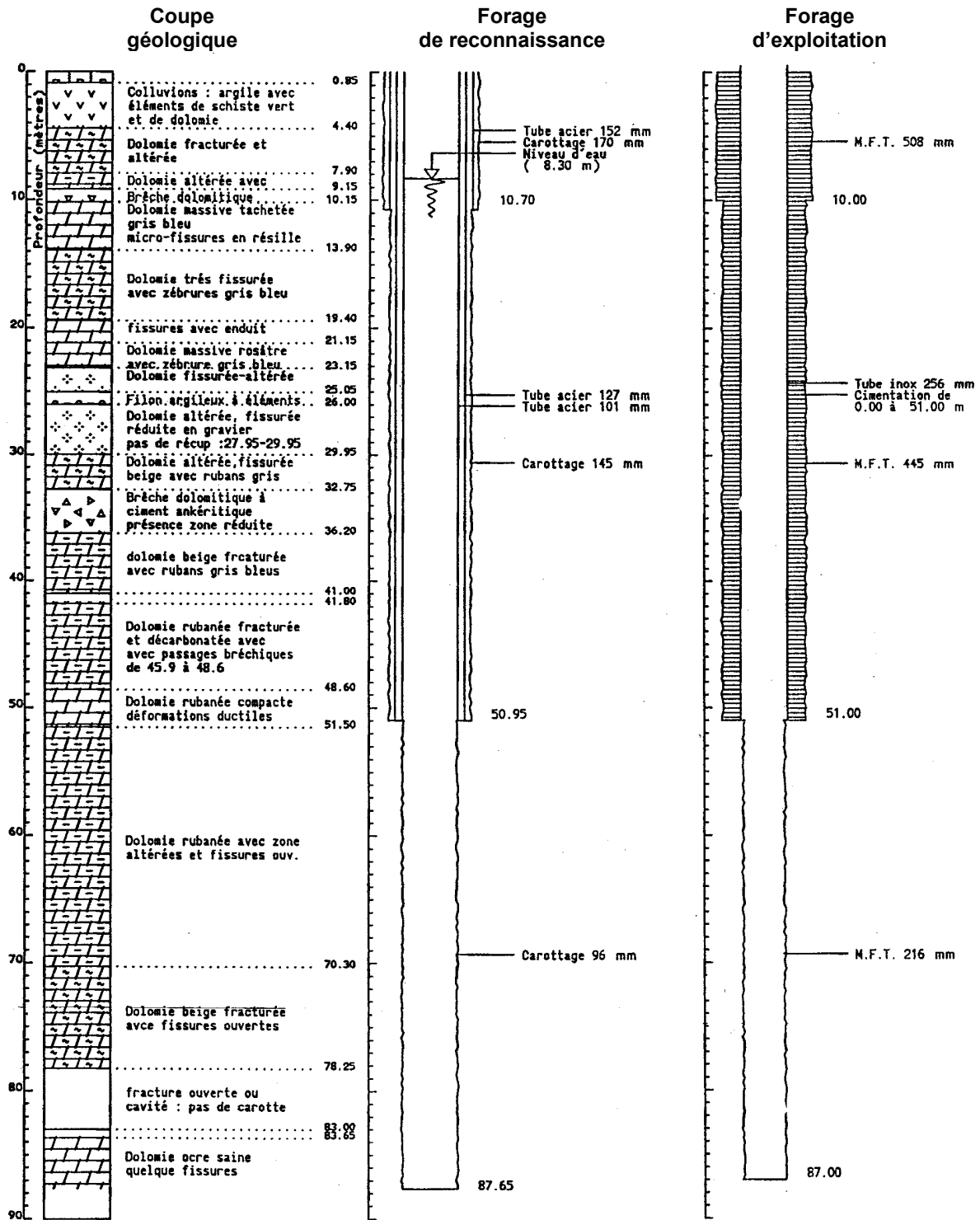


Figure 3 – Coupe géologique et technique du forage

5.4 - Tests de pompage

Deux tests de pompage ont été réalisés après la foration :

- un essai de courte durée comprenant trois paliers de 20 minutes (5,1 m³/h - 8,7 m³/h - 13,8 m³/h) et un palier de 15 heures à 16,4 m³/h ;
- un essai longue durée de 19 jours (15 février au 6 mars 2002) à un débit de 17 m³/h afin de vérifier la stabilité du fluide et valider le forage de reconnaissance.

Les résultats sont récapitulés dans le tableau 3.

	Palier 1	Palier 2	Palier 3	Palier 4
Durée	20 mn	20 mn	20 mn	15 h
Débit	5,1 m ³ /h	8,7 m ³ /h	13,8 m ³ /h	16,4 m ³ /h
Rabatement en fin de palier	0,62 m	1,90 m	1,90 m	2,18 m
Conductivité	384 µS/cm	385 µS/cm	381 µS/cm	390 µS/cm
Turbidité	Forte (non mesurable)			3 NTU
Impact sur la source Sainte Odile	Non décelé	- 0,6 m ³ /h	- 0,6 m ³ /h	- 0,8 m ³ /h

Tableau 3 : Résultats des pompages par palier sur le forage de reconnaissance

Le débit spécifique calculé lors du pompage est d'environ 6 m³/h par mètre de rabattement, ce qui est comparable avec la valeur obtenue sur le forage Valdorb à partir des mesures du début d'année 2002 (environ 5 m³/h/m).

L'interprétation du pompage a été effectuée avec le logiciel ISAPE développé par le BRGM. Compte tenu d'une remontée naturelle des niveaux liée à la recharge (1,5 cm/jour), elle n'a pu être effectuée que sur le début de l'essai. Un calage satisfaisant a été obtenu en adoptant le schéma de Theis avec les paramètres suivants :

- transmissivité : $T = 3.2.10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$,
- coefficient d'emmagasinement : $S = 10^{-5}$.

Ces différents pompages ont influencé la source Sainte-Odile, avec toutefois une faible baisse de débit (1,6 m³/h pour 17 m³/h), ce qui traduit une relation hydraulique entre le forage et l'émergence. Par ailleurs, les analyses complètes réalisées en cours de pompage de façon synchrone sur ces deux points mettent en évidence une identité de leur chimisme. Il apparaît donc que le forage capte bien le même aquifère que l'émergence naturelle.

Les diagraphies, pompages et analyses réalisés à ce stade ont donc clairement mis en évidence que l'ouvrage présentait une productivité compatible avec les objectifs (débit souhaité de l'ordre de 50 m³/h) et que les eaux d'exhaure étaient identiques à celles de la source St. Odile. Compte tenu de ces résultats, Pierre Fabre Dermo-Cosmétique a décidé de transformer le forage de reconnaissance en forage d'exploitation.

6. TRANSFORMATION EN FORAGE D'EXPLOITATION

Les travaux ont été réalisés du 10 juillet au 13 août 2002 par l'entreprises BONIFACE. La coupe technique de l'ouvrage après équipement est reportée à la figure 3.

Le forage a été réalisé de 0 à 51 m au diamètre de 17''½. La méthode de foration retenue a été le Marteau Fond de Trou en circulation inverse car, outre sa rapidité, elle était parfaitement adaptée au contexte géologique (présence de vides) et peu polluante pour la formation par rapport aux méthodes conventionnelles.

Le fluide de foration était l'air comprimé et l'eau du forage Cresson. Un tubage en inox 316 L d'un diamètre de 256 mm, soudé sous atmosphère inerte, a ensuite été mis en place de +0,5 à -51 m, avant cimentation de l'espace annulaire.

Après attente de la prise du ciment, le bouchon de fond installé à -51 m a été reforé et le forage a été alésé en 8''½ au Marteau Fond de Trou en circulation inverse. La zone productrice dans les formations dolomitiques a été laissée en trou nu. Le forage a ensuite été nettoyé à l'air-lift et le tubage inox a été brossé.

De même que pour le forage de reconnaissance, les différents points de suivi gisement ont été surveillés pendant les travaux. Aucun impact n'a été constaté.

7. POMPAGES DE VALIDATION

Un pompage de longue durée a été réalisé en 2003. Il a compris plusieurs phases :

- du 29 janvier à 7 avril : une phase de développement de l'ouvrage à un débit moyen d'environ 80 m³/h destinée à éliminer les fines dolomitiques présentes dans le réseau de fractures (pompages avec brusques changements de débits) ;
- du 8 avril au 21 mai : deux paliers de pompage d'environ trois semaines à 47,5 et 57,5 m³/h afin d'apprécier d'une part, le comportement de l'ouvrage sur de plus longues périodes de pompage, d'autre part l'influence sur la source Sainte Odile ;
- du 22 mai au 20 septembre : un pompage de longue durée en continu pendant trois mois au débit de 70 m³/h (correspondant au débit envisagé pour la demande d'autorisation d'exploiter à l'émergence) ;
- du 30 septembre au 3 octobre : un pompage par paliers réalisé spécifiquement pour quantifier l'impact de l'ouvrage sur le débit de la source Sainte Odile.

Durant l'ensemble de ces pompages, la conductivité et la température de l'eau d'exhaure sont restées stables et identiques à celles de l'émergence naturelle. La seule différence par rapport à la source Sainte Odile est une température plus élevée d'environ 1°C, ce qui s'explique par le fait que la venue d'eau est captée plus en profondeur.

Le dernier essai a compris trois paliers de pompage de huit heures entrecoupés d'arrêts de seize heures (cf. figure 4). Il faut noter qu'il a été perturbé dès la fin du premier palier par des précipitations qui ont entraîné une augmentation du débit de la source. Le tableau 4 récapitule les résultats fournis par cet essai.

Palier	débit pompé	Débit source avant pompage	Δ débit de la source	Δ débit / débit pompé
N° 1	23 m ³ /h	19,8 m ³ /h	2,0 m ³ /h	8,7 %
N° 2	44 m ³ /h	29,8 m ³ /h	3,7 m ³ /h	8,4 %
N° 3	64 m ³ /h	25,0 m ³ /h	5,5 m ³ /h	8,5 %

Tableau 4 : Résultats des pompages par palier sur le forage d'exploitation

Il apparaît que l'impact sur la source Sainte Odile, quel que soit son état hydraulique, se traduit par une baisse de son débit proportionnelle au débit de pompage (environ 8 à 9 %). Le débit d'exploitation visé étant de 70 m³/h, la variation de débit engendrée sur l'émergence naturelle sera donc de l'ordre de 6 à 7 m³/h. Il sera toutefois intéressant de valider ultérieurement cette relation à partir des mesures qui seront effectuées en continu en phase d'exploitation sur le forage et sur la source.

8. CONCLUSIONS

La phase de validation du nouveau forage est terminée après ces derniers pompages. L'étape suivante sera le dépôt des différents dossiers de demandes d'autorisations (exploitation à l'émergence et transport) afin d'engager la procédure devant déboucher sur l'arrêté ministériel.

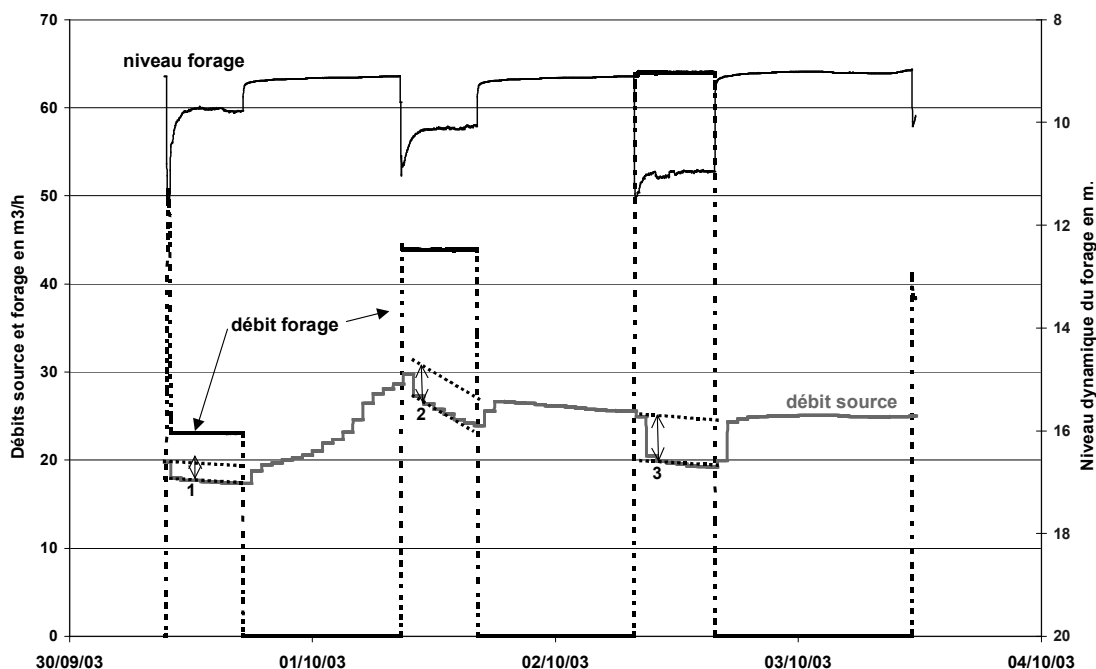


Figure 4 – Variations des débits de la source Sainte Odile pendant l'essai par paliers

L'ensemble des tests effectués (diagraphies, pompages, analyses) ont clairement mis en évidence que le nouveau forage capte en profondeur une eau thermique identique d'un point de vue physico-chimique à celle émergeant naturellement à la source Sainte Odile. Par ailleurs, la productivité de l'ouvrage permet d'atteindre l'objectif de débit visé, tout en préservant la pérennité de cette source.

Par ailleurs, ce forage a également apporté des informations précieuses sur la structure et le fonctionnement du gisement. Ainsi, il est apparu que l'eau thermique ne serait pas uniquement cantonnée dans les dolomies varvées comme cela était supposé, mais qu'elle occuperait a priori l'ensemble de l'aquifère constitué par les dolomies. Concrètement, cela permet d'envisager la réalisation de nouveaux forages avec une probabilité élevée de succès. Toutefois, les investigations géologiques, telles qu'elles ont été mises en œuvre dans le cas présent, sont un préalable indispensable pour identifier les accidents tectoniques, vecteurs de la migration des eaux thermales dans le magasin, qui constitueront les cibles pour les forages afin de garantir une productivité suffisante.

Bibliographie

- HONEGGER J.L., 2000 :** *Les eaux minérales : gisement et exploitation industrielle* – Les techniques de l'Industrie Minérale, n°7/septembre 2000, pp 121-130.
- LOPOUKHINE M., 1992 :** *Le gisement thermal – Nouvelles techniques de captage* – Presse thermique et climatique – 129, n°3, pp 144-152.
- MERCIER F., CROCHET Ph., VIGOUROUX Ph., 2001 :** *Les eaux minérales et embouteillées du Massif central* – Géologue n° 1301/131 Spécial Massif central – Décembre 2001, pp 223-233.
- POULX X., 1986 :** *Les forages d'eau thermominérale* – Compte rendu des journées eaux thermales et minérales – Orléans-La Source, 28-29 Janvier 1986 – rapport BRGM 87 SGN 20 EAU, pp 44-51.
- RICOUR J., 1994 :** *L'hydrogéologie pourvoyeur de matière première des établissements thermaux* – Hydrogéologie 1994 n°1, pp 33-34.

Processus hydrogéologiques et hydrochimiques dans les circulations d'eaux thermales à Aix-les-Bains (Savoie)

Reto MURALT

Centre d'Hydrogéologie de l'Université de Neuchâtel, Neuchâtel, Suisse*

RESUME

La zone d'Aix-les-Bains est un exutoire régional des écoulements profonds. Grâce à la superposition de l'anticlinal de La Chambotte/Roche du Roi qui chevauche l'anticlinal du Mont du Chat/Montagne de La Charve, l'aquifère fissuré et/ou karstifié du Malm est doublé sous Aix-les-Bains. A ces deux aquifères du Malm s'ajoutent plusieurs aquifères moins importants dans les calcaires du Crétacé, notamment de l'Urgonien. Plus haut dans la série, des circulations existent vraisemblablement dans les couches de la Molasse, même si celle-ci est généralement peu perméable.

La complexité du site et la diversité des eaux souterraines a nécessité l'application de différentes méthodes hydrogéologiques, hydrochimiques et isotopiques pour mettre en évidence les relations entre ces eaux et d'évaluer les hypothèses quant à leurs bassins versants respectifs. Ainsi se mélangent à Aix-les-Bains un grand nombre d'eaux de plusieurs aquifères, provenant de différents bassins versants, avec des temps de séjour souterrain, des écoulements et des compositions chimiques très variés.

1. BREF APERÇU GEOGRAPHIQUE ET GEOLOGIQUE

La ville d'Aix-les-Bains se trouve sur la rive est du Lac du Bourget, à quelques kilomètres au nord seulement de l'endroit où se rejoignent la première chaîne du Jura et le front subalpin.

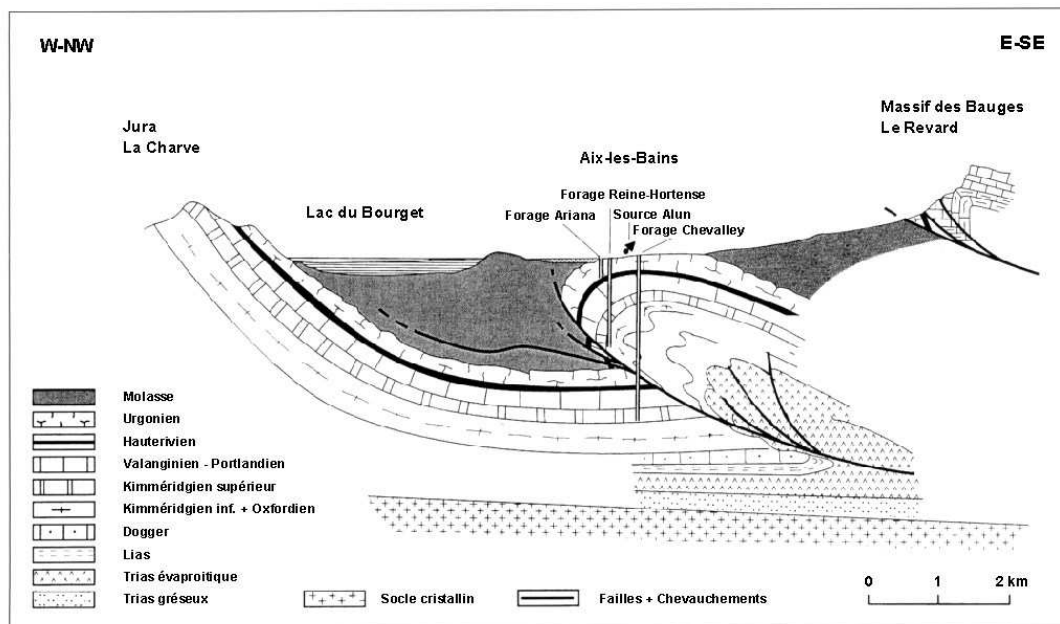


Figure 1 : Coupe géologique WNW-ESE de la Montagne de La Charve au Revard en passant par Aix-les-Bains et les puits Ariana, Reine-Hortense et Chevalley (modifié d'après [1]).

* adresse actuelle: Office fédéral de l'environnement, des forêts et du paysage (OFEFP), 3003 Berne, Suisse - reto.muralt@buwal.admin.ch

En fait, elle est directement située sur le premier anticlinal jurassien, celui de la Chambotte/La Roche du Roi dont l'axe plonge vers le sud et dont les roches mésozoïques sont recouvertes vers l'est par les sédiments molassiques de la plaine de l'Albanais. A l'est d'Aix-les-Bains c'est le massif subalpin du Revard/Nivolet qui chevauche la plaine molassique de l'Albanais et le Jura plissé. A l'ouest d'Aix-les-Bains se trouve l'anticlinal de La Charve/Mont du Chat qui est chevauché par celui de la Chambotte/La Roche du Roi [2], [1] (fig. 1). Plusieurs décrochements de direction WNW-ESE et WSW-ENE recoupent la région d'Aix-les-Bains. D'après [3] et [4] un autre grand décrochement dextre, cette fois-ci d'orientation ENE-WSW recoupe la zone d'Aix-les-Bains et serait à l'origine des sources thermales.

2. LES EAUX THERMALES ET SUBTHERMALES D'AIX-LES-BAINS

Une description détaillée du chimisme des eaux d'Aix-les-Bains se trouve dans [5]. Trois groupes de résurgences thermales et subthermales peuvent être distingués.

- **Les eaux thermales des Thermes nationaux.** Les plus connues sont les **sources thermales Alun et Soufre** d'une part et les **puits profonds Reine-Hortense et Chevalley** d'autre part. Les sources sont captées dans les calcaires de l'Urgonien. La température de la source la plus importante, la source Alun, varie de 33.5 à 46.6 °C et le débit entre 30 et 150 m³/h. Depuis l'exploitation des deux puits (à partir de 1990, respectivement 1992), sa température maximale et son débit moyen ont baissé. La source Alun est diluée par des eaux souterraines peu profondes, son chimisme varie entre trois types [Ca] [SO₄, HCO₃], [Ca, Mg] [HCO₃, SO₄] et [Mg] [HCO₃, SO₄].
- Le puits **Reine-Hortense** atteint une profondeur de 1'104 m. Plusieurs venues d'eau ont été recoupées entre 600 et 1'050 m de profondeur surtout dans les calcaires du Kimméridgien de l'anticlinal de la Chambotte. Elles produisent une eau à 39-40°C en tête de puits (45.6-46 °C entre 975-1'050 m de profondeur) avec un débit artésien jaillissant de 31 à 47 m³/h. Le chimisme est du type [Ca, Mg, Na] [HCO₃, SO₄]. Le puits **Chevalley** atteint une profondeur de 2'200 m. Dans les calcaires du Kimméridgien chevauché de l'anticlinal de la Charve/Mont du Chat, le forage a rencontré une eau chaude d'environ 72-75°C. Le forage est artésien mais il perd l'artésianisme jaillissant lors du refroidissement de la colonne d'eau dans le puits, quand l'eau augmente sa densité. Il produit l'eau thermale la moins minéralisée d'Aix-les-Bains du type chimique [Ca, Mg] [HCO₃].
- **Les eaux subthermales des thermes de Marlioz.** Les trois petites sources sulfureuses **Adélaïde, Esculape et Bonjean**, froides à légèrement subthermales, émergent de la moraine qui recouvre la roche de l'Urgonien avec un débit maximal d'environ 2.5 l/mn et une température entre 10 et 13 °C. Leur eau est du type chimique [Ca, Na] [HCO₃, SO₄]. La source subthermale non sulfureuse **Les Platanes** émerge des calcaires de l'Urgonien à une température de 12 à 14°C et d'un type chimique [Ca] [HCO₃].
- Le puits **Ariana** atteint une profondeur de 231.5 m. Entre 181 et 227 m il produit une eau artésienne jaillissante dans les calcaires jaunes du Barrémien, avec un débit d'environ 2 m³/h et une température de 18.5 °C. Le chimisme de son eau varie entre les types chimique [Ca, Na] [HCO₃, SO₄] et [Ca, Na, Mg] [HCO₃, SO₄].
- **Les eaux subthermales et thermales de Raphy-St. Simon.** Le puits **RS3** est profond de 32 m. Il est artésien jaillissant et produit dans les calcaires de l'Urgonien une eau avec une température de 19.5°C et un débit de quelques 5.5 m³/h. Elle est de type chimique [Ca, Mg] [HCO₃]. Le puits **RS4** atteint 492 m de profondeur dans les calcaires du Kimméridgien supérieur de l'anticlinal de la Chambotte. Il recoupe plusieurs venues d'eau de chimisme et de température différents dans les calcaires du Barrémien entre 13 et 16°C (type chimique variant entre [Ca, Mg] [HCO₃, SO₄] et [Ca, Mg] [SO₄, HCO₃]) mais également du Kimméridgien entre 21 et 23°C (type chimique [Ca, Mg] [HCO₃]) [6].

Un quatrième site thermal non exploité mérite d'être mentionné : **le forage pétrolier La Tailla-1** à une dizaine de km au nord d'Aix-les-Bains a rencontré une eau chaude et faiblement minéralisée à une profondeur de quelque 2'000 m dans les calcaires du Malm chevauché [7].

3. RELATIONS HYDRAULIQUES

Les données concernant la répartition de la pression artésienne et des niveaux piézométriques dans l'espace et dans le temps sont peu nombreuses. Pour plusieurs puits et sources les niveaux piézométriques peuvent englober plusieurs aquifères. Le puits Chevalley par exemple n'est cimenté que jusqu'à la profondeur de 941 m. Bien que le reste du puits soit tubé, un espace annulaire libre existe entre le diamètre foré et le tubage, qui fait communiquer entre eux les aquifères du Malm chevauché et chevauchant. Pour la plupart des puits, il n'existe qu'une seule mesure de la pression artésienne ou du niveau piézométrique au repos, ou alors les mesures ne concernent qu'une période très courte. Ainsi on ignore la variabilité des niveaux piézométriques dans le temps. Bien que tous ces problèmes empêchent des conclusions exactes concernant les relations hydrauliques, les données disponibles donnent des indices intéressants (fig. 2).

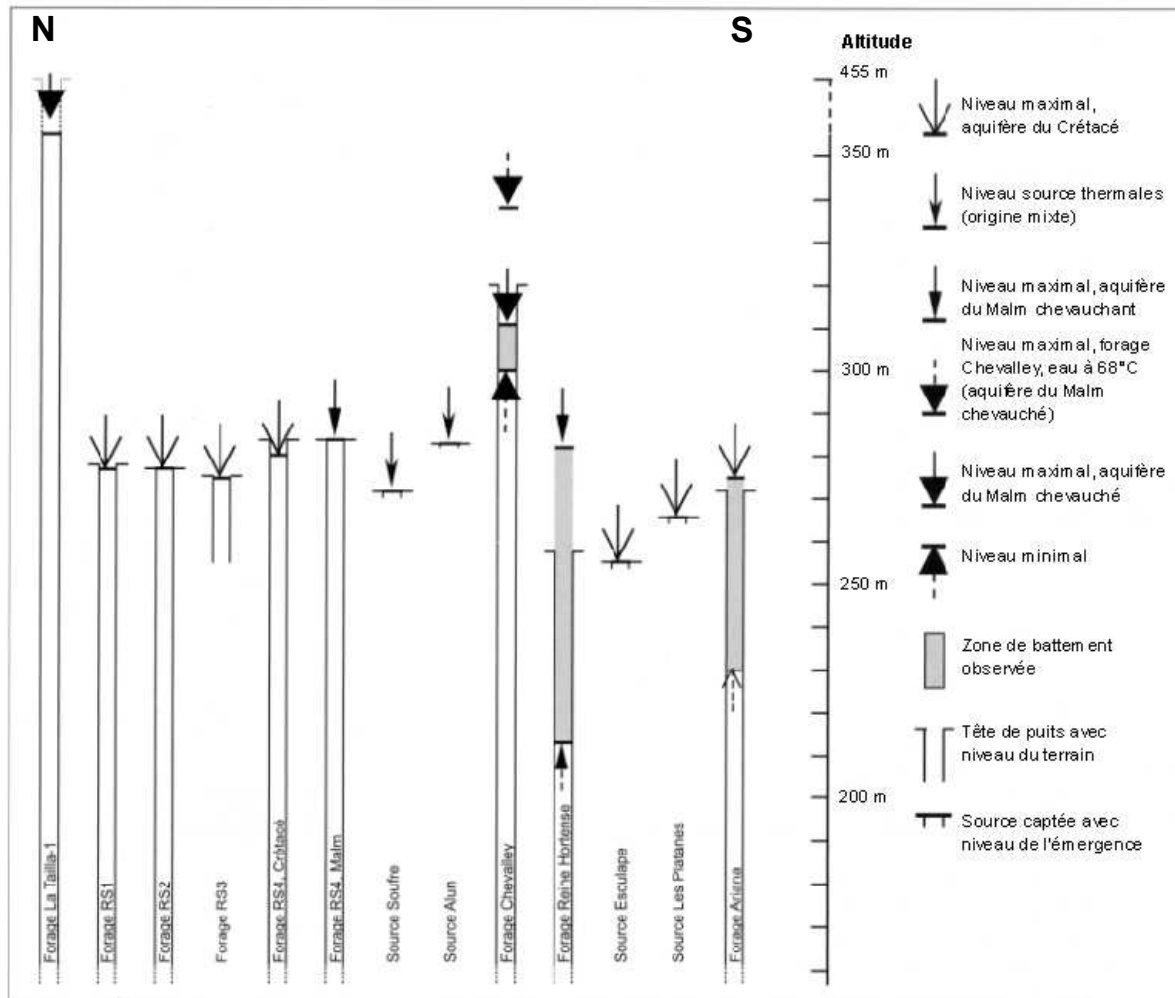


Figure 2 : Répartition des pressions artésiennes dans les différents puits et des niveaux des sources de la région d'Aix-les-Bains. On observe un gradient général du nord vers le sud et des aquifères profonds vers les aquifères moins profonds.

D'après [2], le niveau piézométrique du Malm dans le forage pétrolier La Tailla-1 était de 355 m, ce qui est supérieur au niveau piézométrique du puits Chevalley. Il existe donc un gradient hydraulique et vraisemblablement un écoulement du nord vers le sud dans l'aquifère du Malm chevauché.

Dans le puits Raphy St. Simon RS4 à quelques 2 km au nord des sources Alun et Soufre et du puits Reine-Hortense, l'aquifère du Malm de l'anticlinal de la Chambotte/Roche du Roi est artésien jaillissant et possède une pression artésienne supérieure à la pression artésienne du puits Reine-Hortense qui est de 282 m [6], [8]. Si on soustrait encore le rabattement lors du pompage au puits Reine-Hortense qui est de 53 m pour un débit

de 61 m³/h, il est évident qu'il y a aussi un gradient hydraulique et vraisemblablement un écoulement du nord vers le sud dans l'aquifère du Malm de l'anticlinal de La Chambotte/Roche du Roi.

Dans l'aquifère ou mieux, l'ensemble des aquifères du Crétacé (Hauterivien, Valanginien, Barrémien) du puits Raphy St. Simon RS4, le niveau piézométrique est de 280.2 m [6]. Dans le puits Ariana qui exploite l'aquifère du Barrémien à quelques 4 km au sud, la pression artésienne atteint une valeur maximale de 274.3 m [9]. Cette différence de pression indique encore une fois un gradient hydraulique du nord vers le sud également dans le Crétacé de l'anticlinal de La Chambotte/Roche du Roi et laisse supposer un écoulement dans la même direction. Evidemment, des failles transversales telles que la faille de la Roche du Roi entre les Thermes nationaux et les Thermes de Marlioz peuvent fonctionner comme des barrières hydrauliques. Néanmoins, la concordance des gradients dans les trois aquifères superposés est un indice fort que ces gradients sont réels et qu'il y a une continuité hydraulique du nord vers le sud.

Similaire au gradient du nord vers le sud, on observe un gradient du bas vers le haut. Ainsi le niveau piézométrique dans l'aquifère du Malm chevauché (puits Chevalley) est de 310.9 m, celui dans l'aquifère du Malm chevauchant par contre que de 282 m dans le puits Reine-Hortense et supérieur à 284 m dans le cas du puits RS4, une valeur plus précise n'ayant pas été déterminée. Finalement, le niveau piézométrique dans le Crétacé de l'anticlinal de la Chambotte est de 274.3 m à Marlioz et de 280.2 m à St. Simon. Ces gradients des aquifères les plus profonds vers les aquifères les moins profonds signifie donc un écoulement du bas vers le haut. Si des zones de failles très perméables existent, cet écoulement est quantitativement important comme on l'observe aux sources Alun et Soufre. Si par contre ces zones de perméabilité élevée n'existent pas, l'écoulement ne peut se produire que par drainance à travers des couches très peu perméables, et le débit reste donc faible, comme dans le cas du puits Ariana.

Le rabattement induit par la production du puits Reine-Hortense dans l'aquifère du Malm chevauchant crée une inversion temporaire des gradients hydrauliques entre cet aquifère et celui du Crétacé. Ainsi il est possible que des eaux récentes du Crétacé s'infiltreront dans l'aquifère du Malm, ce qui pourrait expliquer la présence de tritium et donc d'eau récente dans l'eau du puits Reine-Hortense.

Le niveau piézométrique de 282 m du puits Reine-Hortense indiqué par [8] étant inférieur à la cote de la source Alun de 283 m, un écoulement d'eau de l'aquifère du Malm chevauchant vers cette source est théoriquement impossible. Néanmoins on ne peut pas l'exclure totalement parce que le niveau piézométrique du puits Reine-Hortense est peut-être plus élevé en périodes de hautes eaux. De toute façon, la pression de l'aquifère du Malm chevauché étant d'au moins 30 m plus élevée que celle de l'aquifère du Malm chevauchant, l'apport d'eau du Malm chevauché vers la source Alun doit être nettement supérieur à celui provenant du Malm chevauchant.

4. LES ISOTOPES STABLES DE L'EAU

Les isotopes stables des eaux d'Aix-les-Bains démontrent qu'il n'est pas possible d'expliquer la provenance de toutes les eaux d'un même bassin versant (tab.1). Ceci est aussi vrai pour les eaux thermales des deux puits profonds des Thermes Nationaux, Reine Hortense et Chevalley.

Tableau 1 : Valeurs moyennes des isotopes stables des eaux d'Aix-les-Bains.

	Source Esculape	Puits Ariana	Source Les Platanes	Source Alun	Puits Reine Hortense	Puits Chevalley	Puits RS3	Puits RS4 (Malm)
² H	-66.35±0.2	-66.89±1.5	-63.50±2.3	-68.34±1.3	-70.90±1.3	-71.15±1.1	-67 ±1.4	-69.4
¹⁸ O	-9.12±0.1	-9.23±0.2	-8.64±0.2	-9.76±0.1	-9.79±0.1	-10.15±0.1	-9.74±0.2	-9.62
nombre d'analyses	2	7	2	7	7	6	3	1

Si l'on admet que la plus grande partie de l'eau du puits Chevalley s'est infiltrée sur le flanc oriental de l'anticlinal de La Charve, et que cette eau correspond à un mélange homogène des eaux infiltrées sur toute la surface représentée par les affleurements du Malm, celle-ci devrait atteindre une altitude moyenne de quelques 900 m [1]. La présence de ¹⁴C dans l'eau du puits Chevalley nous permet de conclure, que cette eau

s'est infiltrée après la fin de la dernière glaciation du Würm, et donc dans des conditions climatiques similaires aux nôtres [5].

En admettant que l'eau de la petite source subthermale Les Platanes à Marlioz s'infiltré non loin de son émergence (altitude d'environ 270 m), on peut estimer l'altitude moyenne de son bassin versant entre 300 et 350 m. En combinaison avec une altitude de 900 m pour le bassin versant du puits Chevalley, on obtient un gradient isotopique tout à fait normal de 0.26‰/100 m pour l'oxygène-18 et de 1.33‰ pour le deutérium. Si l'altitude moyenne du bassin versant de l'eau du puits Chevalley était de 1'000 m, les gradients isotopiques de l'oxygène-18 et du deutérium sont respectivement de 0.22‰/100 m et de 1.13‰/100 m, donc également tout à fait normaux. En l'absence d'autres données isotopiques pour la région d'Aix-les-Bains, on peut se permettre d'établir à partir des eaux du puits Chevalley et de la source Les Platanes des équations qui expriment la relation entre les isotopes stables de l'eau et l'altitude moyenne du bassin versant.

$$\delta^{18}\text{O} = -0.00263 \times \text{altitude} - 7.79; \delta^2\text{H} = -0.0133 \times \text{altitude} - 59.2 \text{ (alt. moy. b.v. Chevalley} = 900 \text{ m)}$$

$$\delta^{18}\text{O} = -0.00224 \times \text{altitude} - 7.91 \delta^2\text{H} = -0.0113 \times \text{altitude} - 59.82 \text{ (alt. moy. b.v. Chevalley} = 1'000 \text{ m)}$$

Les altitudes calculées avec ces équations se trouvent au tableau 2. Pour les eaux des Thermes de Marlioz cela signifie que la majeure partie de l'eau de la source Esculape et du puits Ariana ne peut pas provenir de l'aquifère profond du Malm chevauché représenté par l'eau du puits Chevalley. On doit plutôt admettre que ces eaux sont alimentées pour plus de 50% de leur débit par un aquifère dans les roches du Crétacé de la région Aix-les-Bains/Mouxy ou même plus au nord d'Aix-les-Bains dans la chaîne de La Chambotte, ou encore à travers les sédiments de la Molasse du bassin de l'Albanais.

Tableau 2 : Altitudes moyennes du bassin versant des eaux d'Aix-les-Bains (m) calculées avec les équations déduites des analyses isotopiques des eaux Chevalley et Les Platanes.

Paramètre	Source Esculape	Puits Ariana	Source Alun	Puits Reine-Hortense	Puits RS3	Puits RS4
¹⁸ O	500-540	550-590	750-830	760-840	740-820	700-760
² H	540-580	580-620	690-750	880-980	590-630	760-850

Les sources Alun et Soufre contiennent au maximum 50% d'une eau identique à celle du puits Chevalley [5]. L'altitude moyenne du bassin versant de l'autre moitié serait de quelques 600 - 650 m. Un bassin versant de cette altitude doit être cherché au nord d'Aix-les-Bains dans l'anticlinal de La Chambotte.

Pour le puits Reine-Hortense on doit également admettre un apport non négligeable d'une autre eau que celle représentée par le puits Chevalley [5]. L'altitude moyenne calculée du bassin versant de l'eau du puits Reine-Hortense est de 820 - 920 m, ce qui est environ 100 m plus bas que l'altitude admise de l'eau Chevalley (900 - 1'000 m). Si l'eau du puits Reine Hortense constitue un mélange entre l'eau Chevalley et une ou plusieurs autres eaux, l'altitude du bassin versant de cette dernière doit donc être inférieure à 820 - 920 m, ce qui nous amène à chercher l'origine de cette eau également au nord d'Aix-les-Bains dans l'anticlinal de La Chambotte.

L'altitude moyenne du bassin versant de l'eau St. Simon RS3, ainsi que de l'eau RS4 du Malm autour de 600 à 800 m est également compatible avec l'alimentation dans la chaîne de La Chambotte. L'alimentation pourrait se faire dans les couches du Crétacé du Mont de Corsuet entre Aix-les-Bains et St. Germain-La Chambotte. On doit admettre un bassin d'alimentation similaire, éventuellement même identique pour les deux eaux.

5. ETUDE HYDROCHIMIQUE

Les chimismes variés des eaux thermales et subthermales d'Aix-les-Bains indiquent de manière très nette des phénomènes de mélange, confirmant ainsi les résultats de l'étude isotopique. Les données hydrochimiques utilisées, tirées de différentes publications mais surtout d'analyses internes des Thermes Nationaux et des Thermes de Marlioz, sont rassemblées dans [5].

5.1 Les eaux des Thermes de Marlioz

Comme cela a pu être démontré par les relations hydrauliques, le mélange entre les différentes eaux de Marlioz est complexe. Non seulement la présence des eaux des deux aquifères du Malm profond est possible, mais également celle de l'eau semi-superficielle de la source Les Platanes et une ou plusieurs eaux dans les couches du Crétacé. La complexité de ce mélange est montrée par la figure 3, sur laquelle on peut identifier au moins trois composantes de mélange.

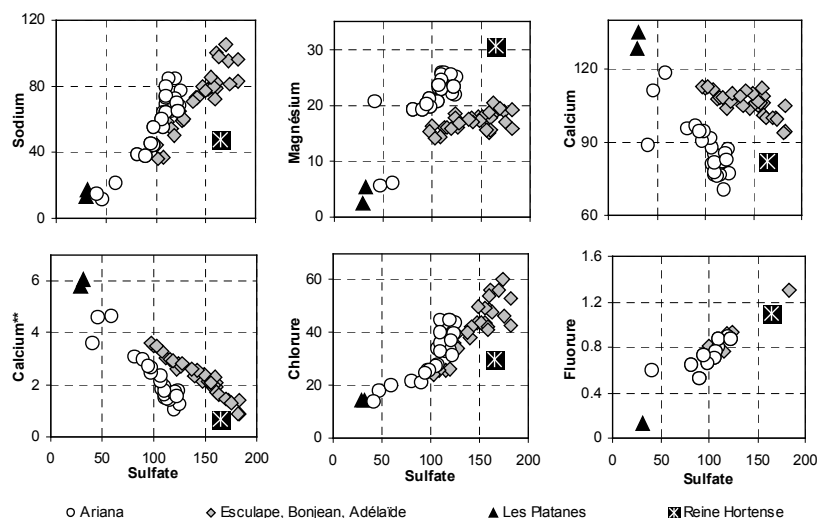


Figure 3 : Rapports entre le sulfate et quelques paramètres chimiques des eaux de Marlioz et du puits Reine-Hortense d'Aix-les-Bains. Le paramètre "Calcium" représente la teneur en calcium qui n'est pas liée au sulfate, exprimée en méq/l. Les autres composés chimiques sont exprimés en mg/l.**

Bien que les eaux des sources sulfureuses et du puits Ariana soient chimiquement similaires, des différences significatives les séparent. Ainsi l'eau du puits est nettement enrichie en magnésium et appauvrie en calcium par rapport aux sources et le rapport Cl/SO_4 est légèrement plus élevé. Cette différence ne s'explique pas par une réduction du sulfate plus forte dans l'eau du puits, parce que ce sont les sources qui contiennent le plus de H_2S . Ce même rapport est nettement moins élevé dans le puits Reine-Hortense que dans les eaux de Marlioz, ce qui exclut une provenance commune des teneurs élevées en chlorure et en sulfate pour toutes les eaux thermales et minérales d'Aix-les-Bains. Ces différences ne peuvent être expliquées que par le mélange d'au moins trois composantes.

- Une eau froide et dure, tout-à-fait banale de type chimique $[\text{Ca}] [\text{HCO}_3]$, représentée par la source Les Platanes.
- Une eau subthermale, enrichie en sodium et magnésium, mais appauvrie en calcium.
- Une autre eau subthermale proche de la précédente, mais moins riche en sodium, potassium et magnésium et par contre plus riche en calcium, bicarbonate, chlorure et sulfate. Elle se trouve davantage présente dans les sources sulfureuses que dans le puits Ariana.

Il est impossible d'affirmer la présence de l'eau de l'aquifère du Malm chevauché de l'anticlinal de la Charve (type puits Chevalley) dans les eaux de Marlioz: en effet, cette eau faiblement minéralisée ne possède aucune caractéristique chimique qui la différencie vraiment d'autres eaux issues d'un aquifère calcaire. L'eau de l'aquifère du Malm chevauchant, représentée par le puits Reine-Hortense, pourrait être présente mais sa composition chimique est tout de même assez différente de celle des eaux de Marlioz.

5.2 Les eaux des Thermes Nationaux

En général, la source Soufre est légèrement plus minéralisée que la source Alun, alors que cette dernière est plus chaude (fig 4). La température de l'eau ne dépend que rarement du débit à la source Alun [5]. La différence de température entre les deux sources traduit donc des différences dans le mélange des eaux, c'est-à-dire que la source Alun contient plus d'eau profonde et donc chaude que la source Soufre. Il semble évident que la minéralisation plus forte de la source Soufre n'est pas liée à la remontée d'eau très chaude de l'aquifère du Malm chevauché, représenté par le puits Chevalley. Cela est confirmé par l'excédent de silice, indice de température élevée, dans la source Alun par rapport à la source Soufre.

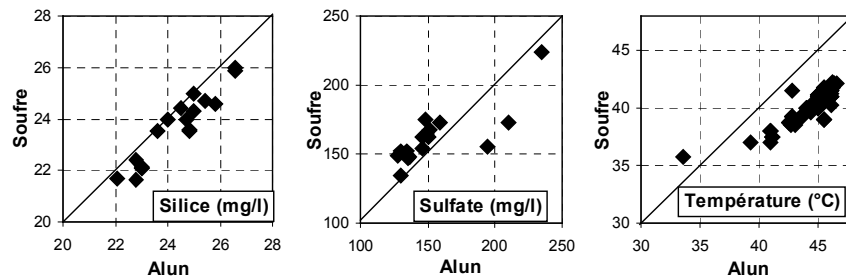


Figure 4 : Rapport entre silice, sulfate et la température dans les sources Alun et Soufre. Les droites représentent le lieu géométrique où les valeurs sont identiques dans les deux sources.

Pour étudier les mélanges d'eaux dans les sources et puits des Thermes Nationaux, il est utile d'introduire une troisième source thermique, la source privée « du Docteur ». Nous disposons de deux analyses chimiques de cette source, reprises de [10]. Cette source indique le plus nettement les phénomènes de mélange avec une eau froide dans les calcaires de l'Urgonien (fig. 5).

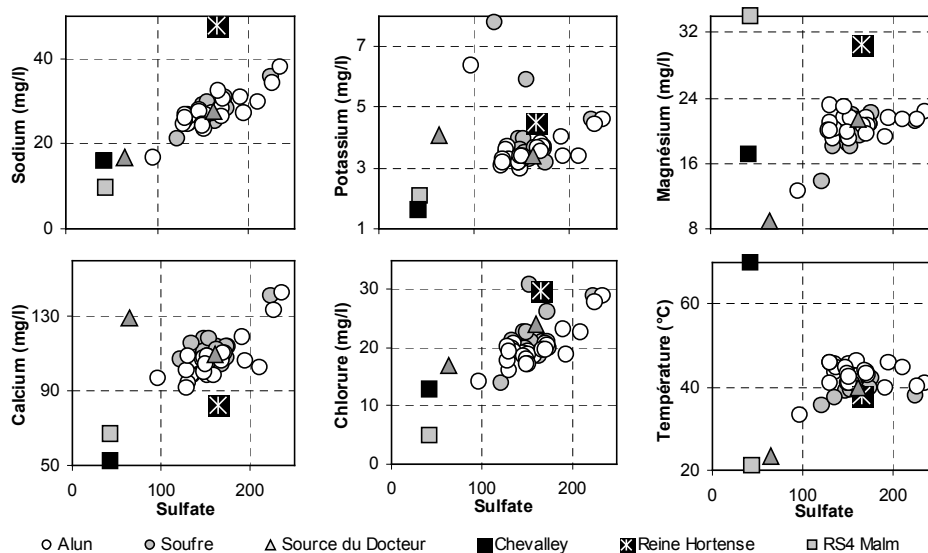


Figure 5 : Rapport entre le sulfate et différents paramètres chimiques et la température des eaux des Thermes Nationaux et du puits Raphy-St. Simon RS4 (venue du Malm).

Les températures les plus élevées ne coïncident pas avec les teneurs les plus élevées en sulfate ou en chlorure. Au contraire, les échantillons de la source Alun indiquant la minéralisation la plus élevée sont presque de 6°C plus froids que d'autres échantillons possédant une minéralisation nettement plus faible. Les analyses chimiques indiquent que dans les sources thermales se mélangent au moins quatre eaux différentes.

- La première composante est une eau dure et froide, relativement riche en potassium mais pauvre en magnésium. Cette eau est très semblable à celle de la source Les Platanes et elle circule dans les calcaires de l'Urgonien. On remarque son influence surtout dans les analyses de la source du Docteur.
- La deuxième composante est une eau karstique froide, qui circule également dans les calcaires de l'Urgonien. Elle est faiblement minéralisée et de type chimique [Ca] [HCO₃]. Elle dilue l'eau thermique des deux sources thermales surtout lors des périodes de hautes eaux.
- La troisième composante est celle de l'aquifère profond du Malm chevauché, représenté par le puits Chevalley. C'est grâce à cette eau-là que la température de la source Alun peut atteindre 46°C. En admettant que cette eau remonte très rapidement, qu'elle garde une température de 70°C et que les autres composantes de l'eau de la source Alun possèdent une température de 11°C, on peut estimer le pourcentage maximal possible de l'eau Chevalley dans la source Alun à 60%.

- La quatrième eau est l'eau de l'aquifère du Malm chevauchant, représentée par l'eau du puits Reine-Hortense. Elle apporte une partie de la minéralisation en sodium, potassium, magnésium, sulfate, chlorure et fluorure aux eaux des sources Soufre et Alun.

6. CONCLUSIONS

L'application intégrée des méthodes hydrogéologiques, hydrochimiques et isotopiques sur les eaux thermales d'Aix-les-Bains a permis d'identifier différentes composantes qui se mélangent dans les sources thermales (fig. 6). La zone d'Aix-les-Bains forme un exutoire régional pour les circulations thermales et subthermales, où se mélangent des eaux avec des bassins versants et des profondeurs de circulation différents.

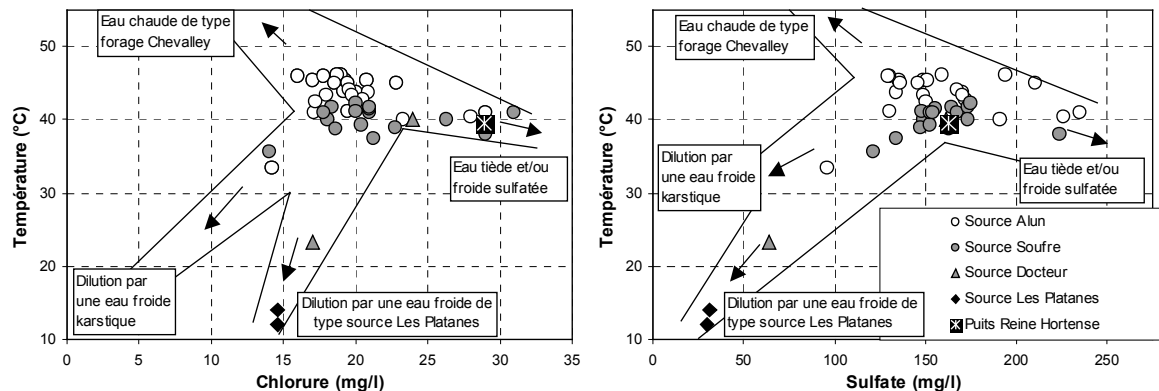


Figure 6 : Le système de mélange des eaux des sources Alun, Soufre et du Docteur à Aix-les-Bains.

7. BIBLIOGRAPHIE

- [1] CARFANTAN J.-CH. (1994): L'origine des eaux thermominérales d'Aix-les-Bains. Petit guide de géologie régionale. - Guide établi pour l'office du tourisme de la ville d'Aix-les-Bains.
- [2] NICLOUD G. (1980): Sur l'origine des eaux thermominérales d'Aix-les-Bains, Savoie, France. - C. R. Acad. Sc. Paris, t. 291, série D: 179-182.
- [3] DAZY J. & GRILLOT J.-C. (1982): Le thermominéralisme péri-alpin: exemple de la région savoyarde (France). Rev. Géol. dyn. géogr. phys., Paris, XXIII, 4: 319-328.
- [4] GRILLOT J.-C. & DAZY J. (1983): Photo-interprétation, tectonique cassante et thermalisme: exemple du domaine alpin (France). - Géologie Alpine 59: 45-60.
- [5] MURALT R. (1999): Processus hydrogéologiques et hydrochimiques dans les circulations profondes des calcaires du Malm de l'arc jurassien (zones de Delémont, Yverdon-les-Bains, Moiry, Genève et Aix-les-Bains). - Matér. Géol. Suisse, Géotech. 82, 236 pp.
- [6] BUJENITA D. (1995): Le système thermominéral de l'eau de Raphy-Saint-Simon dans le contexte géologique local. - Rapport de stage D.E.S.S environnement, gestion et équipement des pays de montagne et Services Techniques de la ville d'Aix-les-Bains, non publié.
- [7] ESSOREP (1976): La Tailla 1. - Rapport de fin de sondage, non publié.
- [8] EBERENTZ P. & JERPHANION P. (1990): Aix-les-Bains, Thermes Nationaux. Forage "Reine Hortense". Compte-rendu des travaux et des pompages d'essai. - Rapport R 30904.RHA.4S.90, BRGM Villeurbanne, non publié.
- [9] CODEF INGENIERIE (1993): Thermes d'Aix-Marlioz. Demande d'autorisation d'exploiter à l'émergence la source Ariana. - Rapport pour les Thermes de Marlioz, non publié.
- [10] EBERENTZ P., JERPHANION P. & VIGOUROUX PH. (1993): Thermes Nationaux d'Aix-les-Bains. Forage Chevalley. Compte-rendu des travaux et des pompages d'essai. - Rapport R 37193.RHA.4S.93, BRGM Villeurbanne, non publié.

Caractérisation de l'origine des eaux thermales du système karstique de Thau par l'approche géochimique et isotopique.

Ladouche B.⁽¹⁾, Aquilina L.⁽²⁾, Dörfliger N.⁽¹⁾, Bakalowicz M.⁽³⁾

¹ BRGM, Service Eau, 1039 rue de Pinville, 34000 Montpellier. (b.ladouche@brgm.fr)

² Géosciences Rennes, UMR 6118 CNRS-Univ. Rennes-1, Campus Beaulieu, 35000 Rennes

³ CNRS, Hydrosiences, MSE, 34000 Montpellier

1. Introduction

Les systèmes géothermaux les plus actifs et les mieux connus sont liés à des systèmes volcaniques actifs. Ils correspondent à des circulations convectives de fluides météoriques récents, mises en mouvement par le moteur thermique. L'origine du chimisme provient essentiellement de l'interaction à haute température entre l'eau météorique et la roche (1, 2). De nombreux systèmes géothermaux de température plus faible sont également présents dans des zones non marquées par du volcanisme actuel comme le Massif Central en France (3) ou à proximité des chaînes de montagne (4). Ces eaux thermales constituent en Europe, une ressource exploitée pour ses propriétés thérapeutiques, soit sous forme de stations thermales soit par la vente d'eaux embouteillées. L'origine des solutés et le fonctionnement hydrogéologique de ces systèmes reste peu connu mais une de leurs caractéristiques commune est cependant une origine profonde.

Les thermes de Balaruc-les-Bains (Hérault, Sud-France), qui constituent la troisième station thermique française accueillant plus de 30 000 curistes par an, sont situés à l'extrémité nord-est de l'étang de Thau, sur la bordure littorale de la mer Méditerranée (Fig. 1). Les eaux thermales sont actuellement pompées au sein d'un aquifère karstique situé dans des calcaires du Jurassique dont certains des exutoires sont situés au niveau de la presqu'île de Balaruc (source sous-marine de la Vise, sources de Cauvy et d'Ambressac). Ces eaux thermales sont connues depuis l'antiquité.

De manière à mieux comprendre le fonctionnement du réservoir thermal, une étude hydrochimique a été menée sur les eaux des forages de la station thermique de Balaruc-les-Bains (5, 6) et sur les eaux des aquifères karstiques environnants (Massif d'Aumelas, Montagne de la Gardioles). L'objectif de cet article est d'apporter des indications, à partir de l'étude de ce système géothermique en exploitation, sur l'origine de l'eau thermique, le temps de résidence de l'eau et la nature du réservoir. Cet article est un résumé étendu de l'article publié en 2002 par Aquilina et al. (5).

2. Cadre géologique et hydrogéologique

2.1 Contexte géologique et structural

Les formations géologiques constituant la zone d'étude sont constituées par les formations carbonatées du Jurassique moyen et supérieur. C'est au sein de ces formations que se développent les systèmes karstiques dont celui dit du bassin de Thau. Dans le secteur d'étude, la puissance des séries du Jurassique moyen et supérieur est de plus de 1 000 m. Le substratum sur lequel reposent les calcaires du Jurassique est de type socle métamorphique (schistes des Cévennes, phyllades, et micaschistes), d'après les sondages profonds et les mesures de gravimétrie. Le substratum est atteint sous le massif de la Gardiole à la cote de - 1 582 m alors qu'au niveau du sondage de Valensac sous le bassin de l'Hérault, le substratum n'est toujours pas atteint à la cote de - 4 572 m. Ces informations montrent l'existence d'une disharmonie profonde au niveau du toit du socle entre la Gardiole, l'étang de Thau et le bassin de l'Hérault. Cette disharmonie correspond à la zone de transfert sétoise (7).

Le modèle géométrique et structural des formations carbonatées situées autour de l'étang de Thau est piloté par un système de rampes et paliers qui affectent toute la série sédimentaire. La géométrie de l'ensemble des formations sédimentaires résulte de la phase compressive pyrénéenne à l'Éocène (35-50 Ma). L'ensemble est repris dans un mécanisme de blocs basculés qui se mettent en place, au niveau régional au Miocène (25-8 Ma) ; cette mise en place correspond à la formation du bassin de Montbazin-Gigean.

Le système karstique du bassin de Thau est encadré par des accidents tectoniques majeurs, au nord le chevauchement de Montpellier et au sud la faille de Nîmes. La zone d'étude comprend une succession d'anticlinaux et de synclinaux (Fig. 1) affectés par le style tectonique de rampes et paliers (8). L'ensemble structural est fortement marqué par un approfondissement des structures du nord-est vers le sud-ouest, qui correspond à la disharmonie au niveau du toit du socle entre la Gardiole, l'étang de Thau et le bassin de l'Hérault.

La structure en rampes-paliers donne lieu à des rejets plus ou moins importants au niveau des accidents principaux ; les formations aquifères ne sont pas pour autant discontinues, dans la mesure où ces accidents ne jouent pas le rôle de barrière hydraulique. Les connexions hydrauliques mises en évidence par essais de traçage entre le causse d'Aumelas et la source d'Issanka, ainsi que la localisation de la source de la Vise laissent penser que ces accidents favorisent des circulations d'eau souterraine (9).

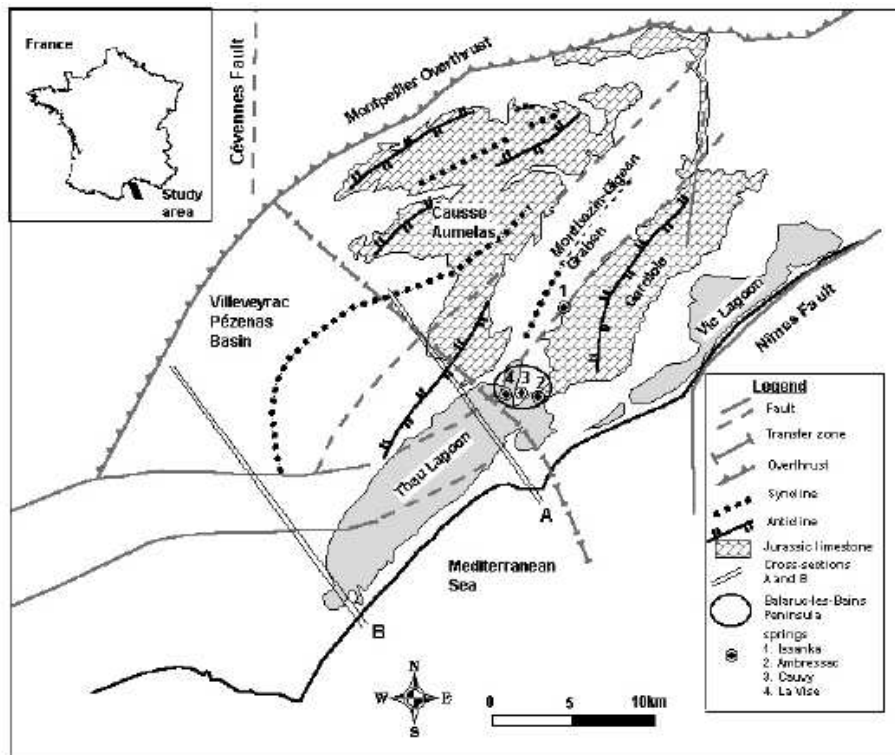


Figure 1 : carte de localisation et cadre structural de la zone d'étude (modifié d'après Aquilina *et al.* 2002)

2.2 Caractéristiques hydrogéologiques des formations aquifères

Les formations calcaires forment deux niveaux aquifères principaux dans la partie supérieure du Jurassique et dans le Dogger. Ces aquifères sont fortement karstifiés, notamment le Jurassique supérieur. Les eaux thermales étaient originellement artésiennes en un point de la presqu'île de Balaruc. Elles sont aujourd'hui captées dans les calcaires du Jurassique dans un rayon de quelques centaines de mètres autour de l'ancienne source. Les forages thermaux ont des profondeurs variant de 40 m à 490 m mais les niveaux producteurs ont été localisés par diagrapie à des profondeurs inférieures à 150 m dans la partie sommitale du Jurassique.

3. Prélèvements et analyses

Les eaux de cinq forages thermaux appartenant à la station thermale de Balaruc-les-Bains ont été échantillonnées en 1996 et 1998 ainsi que les eaux des systèmes karstiques d'Aumelas et de la Gardiole et les eaux de deux forages profonds du bassin de Villeverac-Pezenas. Les éléments majeurs et traces (Sr, Br et B), les signatures isotopiques ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) et les activités tritiums ont été mesurées sur toutes les eaux échantillonnées. Pour les eaux des forages thermaux les analyses complémentaires suivantes ont été réalisées : A^{14}C , $\delta^{13}\text{C}$ et $^{36}\text{Cl}/^{35}\text{Cl}$ ainsi que les éléments traces et les terres rares (Li, B, Mn, Rb, Sr, Mo, Cs, Ba, U et REE) pour la campagne 1998. Les méthodes analytiques utilisées et les résultats géochimiques sont présentés dans Aquilina *et al.* (2002, 2003).

4. Résultats

Eléments majeurs et isotopes : les eaux des forages thermaux présente des températures comprises entre 26,9 et 49,9°C et sont légèrement acides (pH de 6,33 à 6,74). Elles présentent des valeurs de Eh et des teneurs en oxygène dissous globalement plus basses que celles des aquifères karstiques dans lesquels circulent les fluides thermaux (6). Les forages thermaux possèdent des valeurs de conductivité (2630 à 21300 $\mu\text{S}/\text{cm}$) et des teneurs en Cl (759 à 7044 mg/L) beaucoup plus élevées que les eaux des systèmes karstiques environnants (17 à 317 mg/L). Les valeurs les plus élevées sont observées pour les forages F8 et F9.

Les analyses des eaux prélevées dans les forages thermaux ont été interprétées en prenant en compte les résultats des analyses des points d'eau de l'ensemble karstique (sources et forages sur le Causse d'Aumelas et le massif de la Gardiole). En reportant les concentrations en Na, Br, Sr, NO_3 et SO_4 en fonction de concentrations en Cl on montre pour les éléments Na, Br et SO_4 , que les eaux des forages thermaux se répartissent sur une droite de mélange définie entre l'eau de mer et les eaux météoriques karstiques (figure non présentée, cf. Aquilina *et al.* 2002). Dans les diagrammes Ca vs Cl et Sr vs Cl, les eaux des forages thermaux apparaissent enrichies en Ca et Sr par rapport à la droite de dilution de l'eau de mer. On observe une anticorrélation NO_3 - Cl dans les eaux des forages thermaux. Les concentrations en NO_3 les plus basses sont rencontrées dans les forages thermaux F8 et F9.

Dans le diagramme $\delta^2\text{H}$ vs $\delta^{18}\text{O}$, la signature isotopique des eaux souterraines karstiques appartient au domaine des eaux météoriques régionales : $\delta\text{D} = \delta^{18}\text{O} + 14$; (10). Les eaux des forages se répartissent sur une droite de mélange définie par les pôles des eaux karstiques et l'eau de mer (figure non présentée).

Les activités en ^{14}C les plus faibles (A^{14}C proche de 7%) sont mesurées dans les eaux des forages F8 et F9. Elles correspondent aussi aux $\delta^{13}\text{C}$ les plus élevées ($\delta^{13}\text{C}$ proche de -3 ‰).

5. Discussion

Origine des eaux prélevées dans les forages thermaux

Eléments conservatifs : L'alignement observé pour les différents points des forages thermaux dans les diagrammes Na, Br, SO_4 , Ca vs Cl indique qu'un phénomène de mélange se produit entre l'eau du réservoir thermal profond et les eaux karstiques de surface. Ce mélange est réalisé à la faveur de l'existence d'au moins deux systèmes de circulations : un système local (eaux karstiques superficielles) et un système profond (eaux thermales) et de deux processus hydrologiques distincts : (1) mouvements de convection liés au gradient thermique, qui font remonter vers la surface les fluides chauds du réservoir thermal le long de failles et (2) écoulements gravitaires des eaux karstiques contenues dans la partie supérieure du Jurassique.

La concordance entre la droite de corrélation des eaux thermales et la droite de mélange eau de mer - eaux karstiques pour plusieurs éléments chimiques et pour les isotopes stables de l'eau suggère une origine marine du pôle thermal. Pour tester la validité de cette hypothèse, un calcul de proportion de mélange entre l'eau météorique (pôle 1) et l'eau de mer (pôle 2) a été réalisé en utilisant les teneurs isotopiques (^2H , ^{18}O) et les concentrations en chlorures des eaux thermales. Les

(mélange 2) avec des eaux karstiques actuelles (et éventuellement avec de l'eau de mer pour le forage F8). Les contributions en eau karstique actuelles diminuent dans l'ordre des forages F6 > F5 > S12 > F8 et F9. Les deux processus de mélange (1 et 2) indiquent deux niveaux différents de fonctionnement hydrogéologique dans l'espace et dans le temps.

Temps de séjour des eaux thermales et interaction eau-roche

Temps de séjour : Pour estimer les temps de séjour des eaux, outre les activités tritium, les activités en ^{36}Cl ont été mesurées sur certains échantillons. Ces données doivent être interprétées en tenant compte des deux types de mélanges décrits ci-dessus.

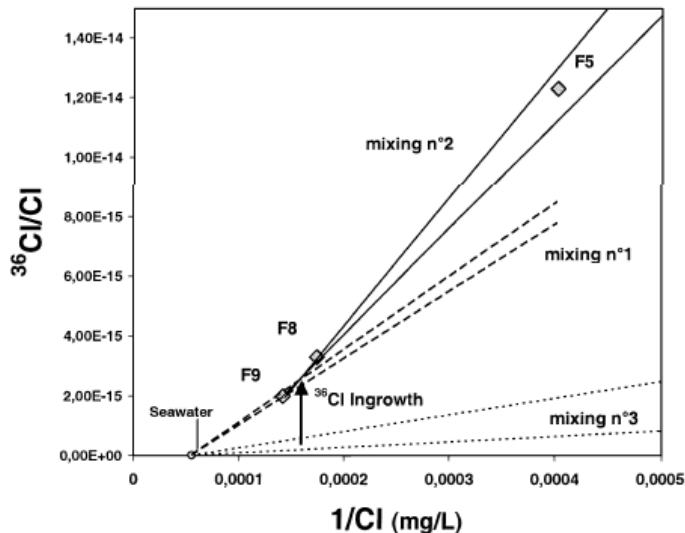


Figure 3 : évolution du rapport $^{36}\text{Cl}/^{35}\text{Cl}$ en fonction du rapport $1/\text{Cl}$ des eaux des forages thermaux (tiré d'Aquilina *et al.* 2002)

Dans le diagramme $^{36}\text{Cl}/^{35}\text{Cl}$ vs $1/\text{Cl}$ (**Fig. 3**), les eaux des forages thermaux sont alignés ce qui, confirme de nouveau l'existence d'un mélange entre les eaux météoriques du domaine karstique et les eaux thermales anciennes et salées. Le ^{36}Cl est produit par spallation et par activation neutronique dans l'atmosphère. Les eaux de surface possèdent des rapports $^{36}\text{Cl}/^{35}\text{Cl}$ de l'ordre de $20 \cdot 10^{-15}$ en bordure littorale à $200-600 \cdot 10^{-15}$ à l'intérieur du continent (**11**) ; ce rapport dans l'océan est très bas. Bien que le rapport $^{36}\text{Cl}/^{35}\text{Cl}$ n'ait pas été mesuré dans les eaux karstiques du secteur d'étude, il peut être contraint par la corrélation observée entre les forages F8, F9 et F5 (mélange 2, Fig. 3). Les teneurs en Cl des eaux des aquifères karstiques de surface sont proche de 70 mg/l pour la Gardiole et de l'ordre de 15 mg/l pour le Causse d'Aumelas). En reportant ces teneurs sur la droite de mélange F8-F9-F5 on obtient des rapports $^{36}\text{Cl}/^{35}\text{Cl}$ de $600 \cdot 10^{-15}$ à $2500 \cdot 10^{-15}$. Ces rapports $^{36}\text{Cl}/^{35}\text{Cl}$ sont très élevées au regard des valeurs actuelles ($20 \cdot 10^{-15}$ en bordure littorale) mais sont compatibles avec ceux des eaux infiltrées dans les années 1960 avant l'arrêt des essais nucléaires aériens (**12**). La composition des eaux du forage F9, que l'on assimile à la composante thermique « pure », s'explique par un mélange (paléo-mélange) entre de l'eau de mer et une eau météorique antérieure aux années 1950, compte tenu des teneurs en ^3H inférieurs à 1 UT (mélange 1 sur la Fig. 3). Si l'on adopte les valeurs de 70 à 15 mg/l pour la concentration en Cl du pôle météorique, on estime que les rapports $^{36}\text{Cl}/^{35}\text{Cl}$ doivent être compris entre $350 \cdot 10^{-15}$ et $1500 \cdot 10^{-15}$ pour expliquer le résultat du mélange, ce qui est clairement trop élevé pour des eaux météoriques pré-bombes (antérieur à 1950). Ce calcul conduit à admettre que les rapports $^{36}\text{Cl}/^{35}\text{Cl}$ initiaux ont évolué au sein de l'aquifère profond (^{36}Cl ingrowth, Fig. 3). Lorsqu'une eau est isolée de l'atmosphère et qu'elle réside dans un réservoir sa teneur en ^{36}Cl tend à diminuer, du fait de la désintégration. Cette diminution se poursuit jusqu'à ce que le taux de décroissance soit compensé par l'activation neutronique de ^{35}Cl au sein du matériau géologique. Cette production est directement liée aux concentrations en U et Th de la roche (**13**). Le rapport $^{36}\text{Cl}/^{35}\text{Cl}$ atteint ainsi une valeur dite valeur d'équilibre. Cette valeur est élevée pour les roches cristallines (30 à $60 \cdot 10^{-15}$, **11**) et plus faible pour les roches sédimentaires comme les carbonates (autour de $11 \cdot 10^{-15}$). Ces

données ont été utilisées pour contraindre les temps de résidence d'eaux profondes et confinées en milieu sédimentaire (14). Dans notre cas, on peut estimer le temps nécessaire pour élever les rapports issus du mélange eau de mer - eau météorique (de l'ordre de $2 \cdot 10^{-17}$ à $5 \cdot 10^{-16}$; mélange n°3, Fig. 3) jusqu'aux valeurs des forages F8/F9 (2 à $3.3 \cdot 10^{-15}$) en utilisant une valeur d'équilibre de $11 \cdot 10^{-15}$. L'ordre de grandeur est de 100 000 à 150 000 ans. Bien que la valeur d'équilibre ne soit pas connue, le calcul donne un ordre de grandeur des temps de résidence des fluides au sein de l'aquifère profond.

Interaction eau-roche : Les données des isotopes stables de l'eau et des teneurs en Cl indiquent de façon indubitable une origine marine de ces éléments. Ceci est également vrai pour le Na. Le Sr et le Ca montrent un enrichissement par rapport à la droite de dilution de l'eau de mer. Cet enrichissement est issu d'un processus de dissolution et deux minéraux peuvent en être responsables : la calcite et/ou l'anhydrite. La différenciation entre ces deux minéraux est importante car la calcite est à rapporter aux carbonates jurassiques, tandis que l'anhydrite provient des formations triasiques. La dissolution d'anhydrite doit se répercuter sur les teneurs en SO_4 . La relation entre les chlorures et les sulfates dans les eaux des forages thermaux ($r^2=0.991$) n'est pas exactement concordante avec le rapport marin et donne une valeur (à Cl égal) d'environ 100 mg de SO_4 de plus que l'eau de mer.

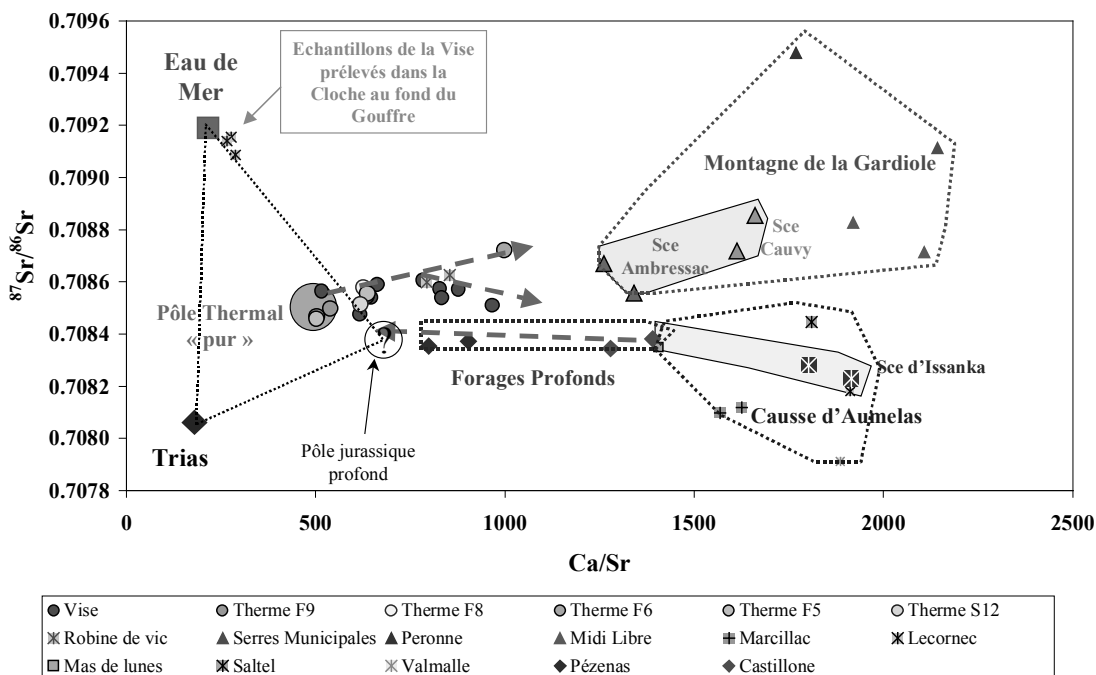


Figure 4 : évolution du rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs Ca/Sr des différents types d'eau du système karstique de Thau.

Pour essayer de lever cette ambiguïté, on a utilisé les rapports isotopiques du Sr. Dans le diagramme $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs Ca/Sr (Fig. 4) on a reporté les signatures des fluides thermaux et des deux aquifères carbonatés qui leur sont reliés, ainsi que les eaux des forages profonds du Bassin de Villeverac-Pezenas. On a également ajouté les valeurs d'un forage échantillonné dans les formations triasiques sulfatées (Trias sur le graphique). Dans ce type de représentation, on distingue très nettement les différents types d'eau en présence dans la zone d'étude. On montre que les eaux des forages profonds sont à rattacher aux eaux du causse d'Aumelas et que le rapport Ca/Sr tend à diminuer au fur et à mesure que le temps de résidence de l'eau augmente. Les eaux des forages thermaux (F5, F6 et S12) se répartissent sur une droite de mélange défini entre les eaux de la Gardiole et le pôle thermal « pur » défini à l'aide des eaux du forage F9. Les eaux de la Vise s'inscrivent dans un diagramme de mélange à trois composantes défini par les pôles Gardiole, Aumelas, et thermal

« pur ». Le rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ des eaux du pôle thermal est en position intermédiaire entre l'eau de mer et le point représentant le domaine évaporitique ; il présente une signature isotopique globalement très proche de celui des eaux des forages profonds. Dans ce contexte et ne connaissant pas le rapport Ca/Sr des eaux karstiques profondes qui contribue au mélange avec l'eau de mer, il est difficile de conclure quant à l'éventuelle contribution des eaux du Trias à la signature des eaux du réservoir thermal (mélange tripolaire ou dipolaire).

Les teneurs en Sr semblent indiquer l'influence de dissolution d'anhydrite mais les données SO_4 , Ca et Mg indiquent que cette origine n'explique pas la totalité du chimisme observé dans les eaux. Les analyses isotopiques du carbone apportent des éléments complémentaires. La relation entre le $\delta^{13}\text{C}$ et l'activité ^{14}C est linéaire ce qui s'explique par le processus de mélange entre les eaux thermales et les eaux karstiques de surface (Fig. non présentée). Les eaux karstiques sont caractérisées par des $\delta^{13}\text{C}$ issus de la matière organique des sols (15) et des activités ^{14}C proches de 100 %. Les eaux thermales, à travers les forages F8/F9 sont caractérisées par des $\delta^{13}\text{C}$ de -2.8 à -3.7 ‰ et des activités ^{14}C de 6.1 à 7.7 %. Les activités ^{14}C des eaux des forages thermaux F8/F9 peuvent être expliquées par un degré de contamination par les eaux karstiques actuelles de l'ordre de 6%, le degré de contamination déduit des teneurs en ^3H et NO_3 pouvant atteindre 10 à 13 %. Dans ce contexte, les activités ^{14}C ne peuvent pas être utilisés précisément en tant que géochronomètre. En revanche, les $\delta^{13}\text{C}$ indiquent que la source organique du carbone des eaux karstiques est oblitérée par une source à $\delta^{13}\text{C}$ plus élevée à attribuer au CO_2 d'origine profonde. Cette signature confirme l'effet de dissolution des carbonates marins dont le $\delta^{13}\text{C}$ est proche de zéro par du CO_2 dont le ^{13}C ne doit pas être très différent des valeurs mesurées puisque la réaction de dissolution se fait mole à mole entre le CO_2 et le CaCO_3 . Une telle composante en CO_2 profond a déjà été mise en évidence dans cette région (16). Cette contribution profonde est également confirmée par l'analyse des éléments traces effectuée lors de la seconde campagne en 1998 mais n'en demeure pas moins de faible importance (5).

Profondeur du réservoir : Pour définir la profondeur du réservoir des fluides thermaux, des calculs de température ont été réalisés à partir de plusieurs géothermomètres (5). Les calculs de température à partir des données de silice fournissent des températures qui varient entre 36 et 72°C. Les températures calculées avec ce géothermomètre sont proches pour quatre d'entre eux des températures d'émergence, ce qui indique un effet lié à la remontée de fluides. Les géothermomètres Na/K conservent la mémoire de la température de l'aquifère et les températures sont homogènes et comprises entre 98 et 113°C. Bien que les températures Na/K soient globalement plus élevées que les températures du géothermomètre SiO_2 , il y a peu de différence entre la valeur SiO_2 du forage F9 et les valeurs Na/K. On peut donc estimer la température du réservoir de l'ordre de 80 à 100°C. La profondeur associée à une telle température définie à partir d'un gradient géothermique régional proche de 3°C/100 mètres est de 2000 à 2500 m. L'utilisation des géothermomètres montre qu'un état d'équilibre avec des minéraux silicatés a été atteint par les eaux.

6. Conclusion

D'un point de vue géologique et d'un point de vue géochimique, les résultats indiquent que le réservoir des fluides thermaux est localisé dans les calcaires jurassiques mais les données n'excluent pas la participation d'eaux d'origine plus profonde ayant circulé dans ou au contact avec les formations du Trias. La salinité des eaux thermales est à attribuer au mélange entre l'eau du mer (30 %) et une eau karstique ancienne profonde (70 %). Le temps de résidence de l'eau dans le réservoir thermal en profondeur (entre 2000 et 2500 m) est de l'ordre de 100000 ans. Etant donné le caractère ponctuel des sources thermales et leur position dans un secteur marqué par une tectonique importante, il semble cohérent d'invoquer le rôle des failles dans la remontée des eaux thermales profondes. La zone de Balaruc-les-Bains correspond à une convergence entre la Faille de Nîmes, bien reconnue et profondément enracinée dans le socle, et la zone transformante Sétouise, qui est l'expression d'une importante structure de socle (17). Il s'agit donc d'une singularité tectonique

pouvant expliquer un comportement hydrogéologique et géothermal observé localement. La faille de Nîmes, enracinée dans le socle peut être également à l'origine de la participation de CO₂ impliqué dans la dissolution des carbonates. Au niveau de la presqu'île de Balaruc, les eaux thermales se mélangent aux eaux du karst superficiel dans des proportions variables suivant la localisation des sites de prélèvement. C'est ce phénomène qui permet également d'expliquer les anomalies positives de température des eaux des sources de la Vise de Cauvy et d'Ambressac.

Remerciements

Cette étude a été menée de manière conjointe par la DIREN et le BRGM et a fait l'objet d'un financement du Conseil Général de l'Hérault, de l'Agence de l'Eau RMC et de la Direction Départementale de l'Agriculture et des Forêts (fonds FEDER de l'Union Européenne). Ces travaux ont été en partie conduits dans le cadre du programme de recherche « Structure et Fonctionnement des hydrosystèmes » du BRGM. Ils ont également bénéficié d'un financement du GDR Marges.

Bibliographie

- (1) Ellis A.J. (1970) Quantitative interpretation of chemical characteristics of geothermal systems. *Geothermics* **2**, 516-528.
- (2) Berger B.R. and Bethke P.M. (1985) Geology and geochemistry of epithermal systems. *Reviews in Economic Geology* vol **2**.
- (3) Michard G. and Roekens E. (1983) Modelling of the chemical composition of alkaline hot waters. *Geothermics* **12**, 161-169.
- (4) Krimissa M., Chery L., Fouillac C. and Michelot J.L. (1995) Origin and recharge altitude of the thermo-mineral waters of the eastern Pyrénées. *Isotopenpraxis* **30**, 1-15.
- (5) Aquilina L., Ladouche B., Doerfliger N., Seidel J.L., Bakalowicz M., Dupuy C. and Le Strat P. (2002). Origin, evolution and residence-time of saline thermal fluids (Balaruc spring, southern France) : Implications for large-scale fluid transfer. *Chemical Geology*, **192**, 1-21.
- (6) Aquilina L., Ladouche B., Doerfliger N., Bakalowicz M. and Seidel J.L. (2003) Hydrochemistry of a complex karstic system : Thau lagoon (S-France). *Groundwater*, accepté.
- (7) Benedicto A., Labaume P., Séguret M. and Séranne M. (1996) Low-angle crustal ramp and basin geometry in the Gulf of Lion passive margin : the Oligocene-Aquitainian Vistrenque graben, SE France. *Tectonics* **15**, 1192-1212.
- (8) Doerfliger N., Le Strat P. (2001) - Étude du pourtour est de l'étang de Thau, phase II. Définition du modèle géologique et inventaire des phénomènes karstiques. Volume 1. BRGM/RP-50786-FR, 136 p.
- (9) Ladouche B., Bakalowicz M., Courtois N., Doerfliger N., Pinault J.-L., Chemin P., Anus S. avec la collaboration de Cubizolles J., Izac J.-L., Venet Ch. (2001). Étude du pourtour est de l'étang de Thau, phase II. Fonctionnement hydrogéologique du bassin karstique de Thau. Volume 2. BRGM/RP-50787-FR, 275 p.,
- (10) Ladouche, B., and Aquilina L., Chemical and isotopic investigation of rainwater and karst springs in southern France (1996-1998). Characterisation of recharge processes., *Water Resour. Res.*, (submitted), 2003.
- (11) Bentley H.W., Phillips F.M. and Davis S.N. (1986a) Chlorine-36 in the terrestrial environment. In « Handbook of Environmental Isotope Geochemistry » Fritz P. and Fontes J.C. Eds. Elsevier, 427-480.
- (12) Bentley H.W., Phillips F.M., Davis S.N., Gifford S., Elmore D., Tubbs L.E. and Gove H.E. (1982) Thermonuclear ³⁶Cl pulse in natural water. *Nature* **300**, 737-740.
- (13) Feige Y., Oltman B.G. and Kastner J. (1968) Production rates of neutrons in soils due to natural radioactivity. *J. Geophys. Res.* **73**, 3135-3142.
- (14) Bentley H.W., Phillips F.M., Davis S.N., Hebermehl M.A., Airey P.L., Calf G.E., Elmore D., Gove H.E. and Torgersen T. (1986b) Chlorine-36 dating of very old groundwater 1. The Great Artesian Basin, Australia. *Water Resour. Res.* **22**, 1991-2001.
- (15) Mook W.G. (1980) Carbon 14 in hydrogeological studies. In *Handbook of environmental isotope geochemistry. Vol 1 The terrestrial environment-A*. Fritz P. and Fontes J.C. Eds. Elsevier 49-74.
- (16) Barbecot F., Travi Y., Marlin C. and Dever L. (1999) Evaluation of groundwater circulation and volcanism influences in the Astian sandy aquifer (Mediterranean coast, S-France). EUG 10, Abstract vol p. 584.
- (17) Séranne M. (1999) The gulf of Lion continental margin (NW Mediterranean) revisited by IBS : an overview. In : Durand B., Jolivet L., Horvath F. and Séranne M. (Eds) *The mediterranean basins : Tertiary extension within the Alpine orogen. Geol. Soc. London, Special Publication* **156**, 15-36.

Prospection d'eau thermique à Yverdon-les-Bains (Suisse): Intégration des méthodes hydrogéologiques, hydrochimiques et isotopiques

Reto MURALT* & François-David VUATAZ

Centre d'Hydrogéologie de l'Université de Neuchâtel, Neuchâtel, Suisse

1. RESUME

La ville d'Yverdon-les-Bains se trouve dans la plaine du Plateau Suisse au pied sud du Jura. Les roches mésozoïques de la première grande chaîne jurassienne plongent en direction ESE et disparaissent sous l'épaisse couverture des sédiments de la Molasse tertiaire du Plateau suisse. Une zone de failles dextres décrochantes orientée E-W à ESE-WNW est à l'origine de plusieurs sources subthermales et thermale. Plusieurs puits ont été réalisés dans la région, qui ont trouvé des eaux thermales dans l'aquifère profond du Malm et du Crétacé inférieur.

Un recensement des forages et sources produisant des eaux thermales et subthermales à Yverdon-les-Bains a été mené ainsi qu'une étude détaillée des paramètres chimiques et des isotopes de l'eau, de l'azote, du soufre, du carbone et du strontium. Celle-ci a permis de mettre en évidence les relations entre les différentes eaux. Trois composantes principales ont pu être identifiées : une eau jeune et relativement froide et une eau ancienne et chaude, les deux circulant dans les calcaires du Malm ainsi qu'une eau ancienne, plus chaude et plus minéralisée que celle du Malm, circulant très probablement dans les roches du Dogger.

L'étude a permis de réaliser un forage de prospection d'eau thermique, qui a effectivement trouvé deux venues d'eau thermique à 784 et 1117 m de profondeur. Malheureusement, le débit exploitable étant insuffisant, ces venues profondes ont été abandonnées.

*adresse actuelle: Office fédéral de l'environnement, des forêts et du paysage (OFEFP), 3003 Berne, Suisse - reto.muralt@buwal.admin.ch

2. BREF APERÇU GEOGRAPHIQUE ET GEOLOGIQUE

La zone thermique d'Yverdon-les-Bains est située en bordure de la plaine alluviale de l'Orbe, à moins de 10 km de la première grande chaîne du Jura et à l'extrémité sud du lac de Neuchâtel. Les roches mésozoïques du Jurassique et du Crétacé plongent du Jura en direction est-sud-est et disparaissent progressivement sous la couverture des sédiments de la Molasse tertiaire du Plateau suisse. Ainsi l'aquifère karstique régional dans les roches du Kimméridgien et du Portlandien devient captif au pied du Jura (fig. 1).

La région d'Yverdon-les-Bains est recoupée par deux jeux de failles décrochantes conjugués. Des failles sénestres sont orientées N-S et des failles dextres sont orientées E-W à ESE-WNW. La zone de failles dextres, large de plusieurs centaines de mètres, est la plus importante famille de failles dans la région. Cette zone de failles, appelée Pipechat-Chamblon-Chevressy (PCC) [1, 2] est limitée au sud et au nord par deux failles de forte inclinaison vers le sud et qui s'enracinent dans les couches du Trias [3]. Toutes ces failles ont non seulement un mouvement décrochant mais aussi une composante compressive, ce qui fait que l'un des compartiments est surélevé par rapport à l'autre.

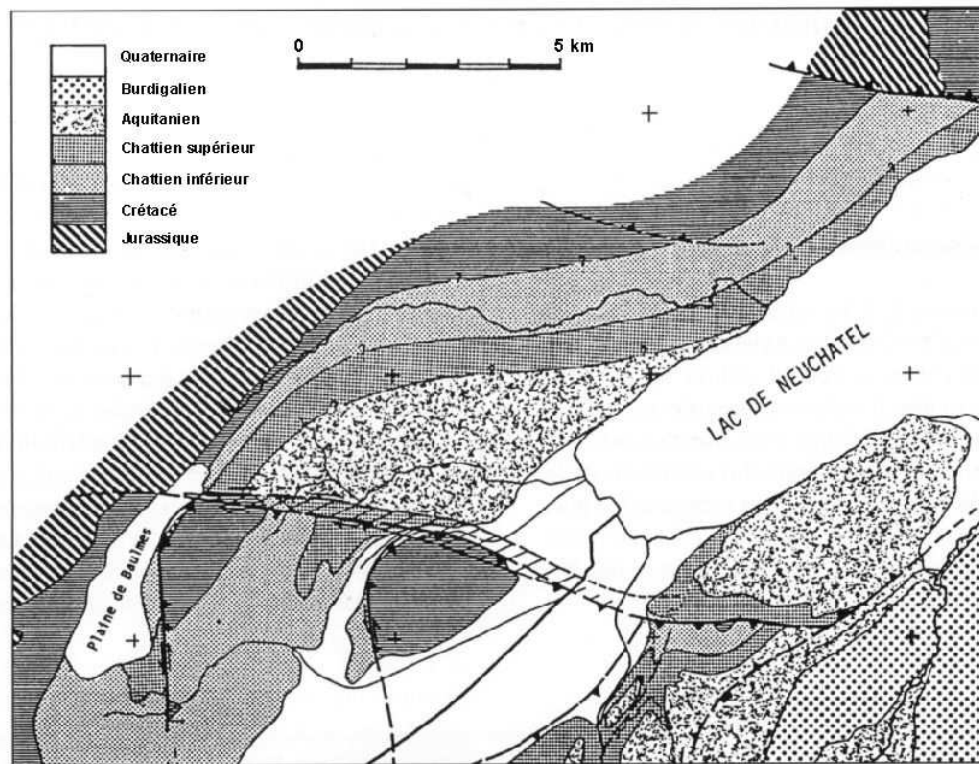


Figure 1 : Esquisse géologique de la région d'Yverdon-les-Bains (d'après [2]).

Au droit de la faille sud de la zone PCC, les calcaires aquifères du Crétacé sont partiellement dégagés de la couverture molassique très peu perméable, ce qui donne naissance à des sources karstiques et subthermales importantes au Mont Chamblon et la source thermique à Yverdon (fig. 2).

3. LES EAUX THERMALES ET SUBTHERMALES D'YVERDON-LES-BAINS

Le chimisme des eaux d'Yverdon-les-Bains est décrit en détail dans [4] et cinq sites d'eau thermique et subthermale différentes peuvent être différenciés:

- Au pied du Mont Chamblon émergent plusieurs sources subthermales de caractère karstique (sources du Cossaux, du Moulinet, de la Grange Décoppet). La température des sources varie entre 8.3 et 14.5 °C alors que le chimisme varie entre le type [Ca] [HCO₃] et [Ca, Mg] [HCO₃] pour les eaux à température plus élevée.
- Sur le site du Centre Thermal d'Yverdon-les-Bains émerge la source thermique. Elle a une température comprise entre 18 et 22°C et son chimisme varie entre les types [Ca, Mg] [HCO₃] et [Ca, Na, Mg] [HCO₃, Cl].
- A quelques mètres de cette source le forage F4 capte l'eau thermique de l'aquifère du Malm entre 400 et 500 m de profondeur et à une température d'environ 28°C. Son chimisme varie moins que celui de la source thermique et il est de type [Ca, Mg] [HCO₃].
- Au nord de la zone PCC se trouvent les forages La Grève-1 et Noréaz-1 d'Arkina. Le premier est exploité pour la production d'eau minérale. D'une profondeur de 666 m il produit une eau thermique à 31.5°C et du type chimique [Ca, Mg] [HCO₃], si typique pour les eaux thermales et subthermales de l'aquifère du Malm. Le deuxième a retrouvé une eau thermique de 31°C à la profondeur de 570 m dans les couches du Crétacé inférieur, également de type chimique [Ca, Mg] [HCO₃].

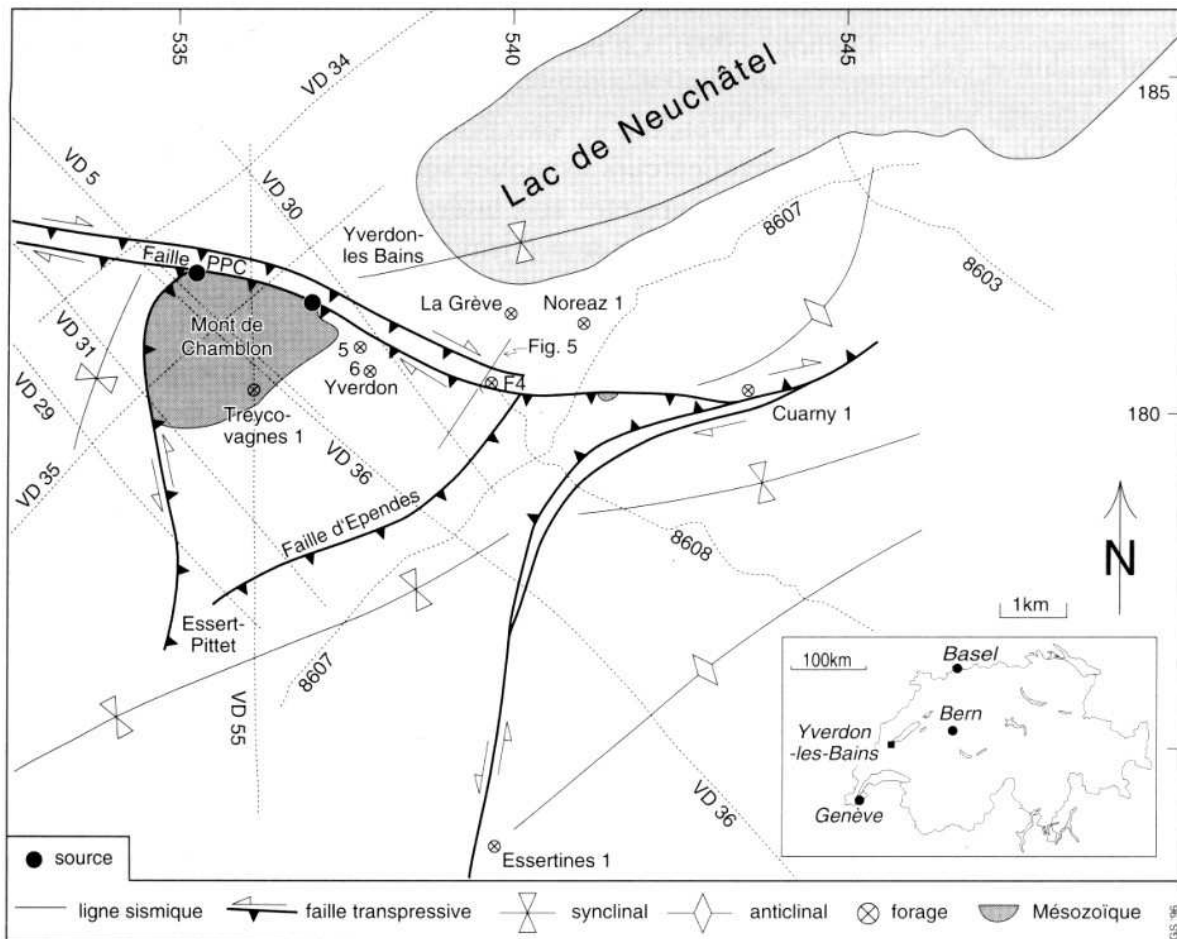


Fig. 2 : Situation géographique de la région d'Yverdon-les-Bains, localisation des lignes sismiques, des éléments structuraux et des sources et forages (d'après Schönborn, dans [3]).

4. ETUDE HYDRAULIQUE

Les sources subthermales du Mont Chamblon ont un comportement typiquement karstique. Leur température varie de manière inverse au débit (fig. 3). On est donc en présence d'un mélange entre une eau profonde thermique et une eau karstique froide.

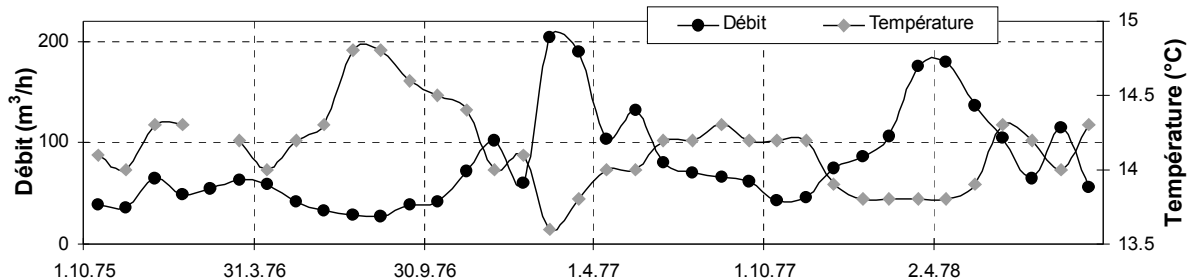


Fig. 3 : Variations saisonnières du débit et de la température dans la source subthermale du Cossaux-haut. Données de [5].

La source thermique montre un comportement similaire avec la température la plus élevée lorsque les débits sont les plus faibles. De plus, on remarque un lien direct entre la température et la minéralisation totale de l'eau thermique, exprimée par la conductivité électrique (fig. 4).

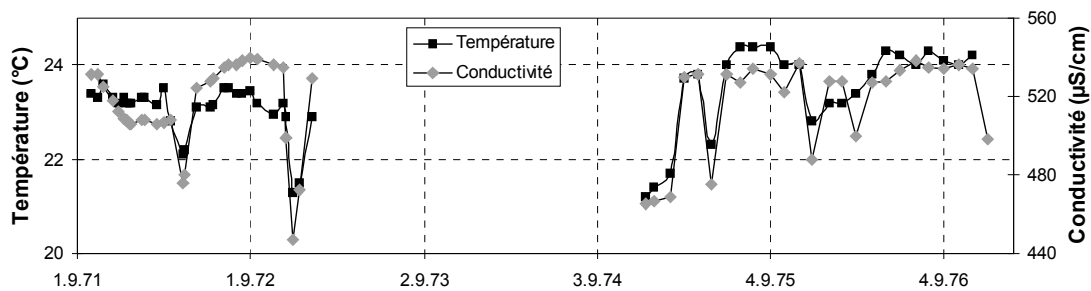


Fig. 4 : Variations saisonnières de la température et de la conductivité électrique dans la source thermique d'Yverdon-les-Bains. Données de [6] et [7].

La pression artésienne des forages du Centre Thermal et d'Arkina est directement liée à l'évolution des précipitations et de la fonte des neiges et par conséquent à celles des eaux souterraines karstiques (fig. 5).

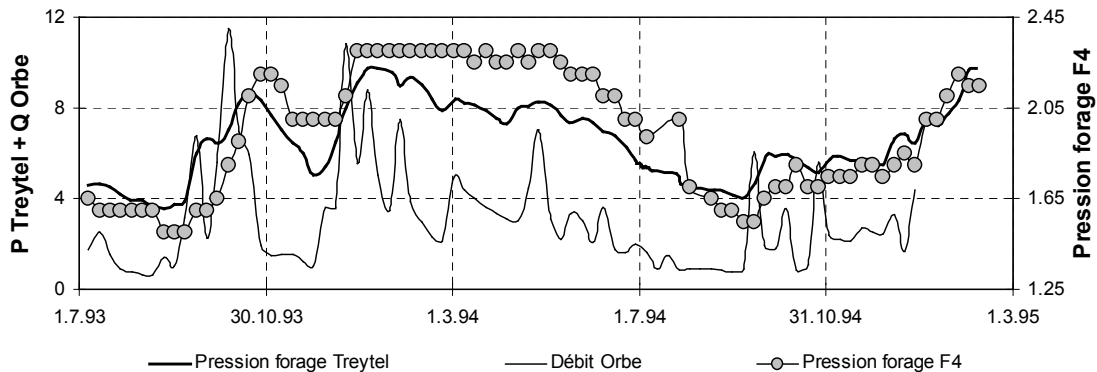


Fig. 5 : Variations de la pression artésienne(en bars) dans les forages F4 du Centre Thermal et du forage Treytel (forage produisant une eau jeune du Portlandien) ainsi que du débit dans la rivière Orbe (moyenne mobile de trois semaines, débit en m³/s dont la valeur est divisée par 4.5).

5. ZONE D'ALIMENTATION ET CONDITIONS D'INFILTRATION DES EAUX THERMALES

La ville d'Yverdon se trouvant au pied du Jura, il est à priori logique d'admettre que ses eaux thermales s'infiltrent dans les calcaires du Malm affleurants sur le Jura. Bien que la plaine de l'Orbe et particulièrement les sites de la source thermique d'Yverdon et des sources subthermales du Mont Chamblon constituent une zone de drainage régional, la chimie des eaux, les gradients hydrauliques et la faible perméabilité des sédiments limono-argileux molassiques rendent très peu probable une alimentation importante à travers la Molasse.

L'étude des gaz nobles dans les eaux thermales ne fournit aucun indice de conditions climatiques différentes dans la zone d'alimentation par rapport à celles rencontrées sur la première chaîne du Jura (tab. 1), sauf pour l'eau du forage de Noréaz-1, émergeant des roches du Crétacé. Comparé avec la température moyenne annuelle à l'altitude des affleurements du Crétacé de la première chaîne du Jura, la température de 3.6°C indique un climat plus froid d'environ 5°C par rapport à aujourd'hui lors de l'infiltration de cette eau. Pour les eaux du forage La Grève-1 et de la source thermique, les températures lors de l'infiltration autour de 6°C indiquées par les gaz nobles correspondent tout à fait avec la température ambiante actuelle à une altitude de quelque 1'050m, ce qui est bien compatible avec l'altitude des affleurements du Malm.

Les analyses des isotopes stables de l'eau ¹⁸O et ²H confirment ces réflexions: les valeurs sont proches de celles des eaux karstiques récentes de la région et n'indiquent pas une température plus froide qu'aujourd'hui lors de l'infiltration voire une altitude exagérée du bassin versant. En se basant sur les résultats de l'étude des gaz nobles on peut admettre que les eaux subthermales et thermales de la région d'Yverdon se sont infiltrées sous des conditions climatiques plus ou moins identiques à celles d'aujourd'hui et que les isotopes stables de l'eau représentent l'altitude actuelle du bassin versant. Pour les eaux thermales du forage La Grève-1 Arkina,

du forage F4 et de la source thermique, l'altitude moyenne du bassin versant calculée à l'aide des isotopes stables de l'eau est comprise entre 1'050 et 1'200 m, ce qui concorde parfaitement avec les températures déduites des gaz nobles.

Tableau 1 : Températures d'infiltration des eaux thermales de l'aquifère du Malm à Yverdon-les-Bains calculées au moyen des teneurs en gaz nobles.

Echantillon	T Néon (°C)	T Argon (°C)	T Krypton (°C)	T Xénon (°C)	Moyenne (°C)
La Grève-1 Arkina 18.11.1987	6.0	6.3	6.6	5.3	6.0±0.5
La Grève-1 Arkina 26.9.1994	5.4	5.1	5.4	5.7	5.4±0.2
Noréaz-1 15.10.1984	3.6	4.0	2.3	4.5	3.6±0.8
Source thermique 26.9.1994	6.1	5.2	6.4	6.6	6.1±0.5

6. ETUDE HYDROCHIMIQUE

Les eaux thermales et subthermales de la région d'Yverdon-les-Bains sont toutes faiblement minéralisées. Aucun indice ne permet de conclure à une circulation importante dans d'autres roches que les calcaires et dolomies très pures du Malm et du Portlandien, sauf pour une petite partie des eaux du Centre thermal (source thermique et forage F4, cf. plus bas).

Les processus d'interaction eau-roche sont faibles et correspondent à des eaux thermales saturées par rapport à la dolomite non ordonnée ou à la magnésite, saturées par rapport à la calcédoine, légèrement enrichies en sodium et en sulfate, dépourvues de nitrate et contenant de l'hydrogène sulfuré. Ce n'est que dans les eaux du Centre Thermal que se retrouvent des composantes chimiques qui ne s'expliquent pas uniquement par les processus mentionnés ci-dessus. Ce sont le chlorure, le sodium et des éléments en trace qui sont présents en concentrations trop élevées pour être expliqués uniquement par le mélange d'eaux ayant circulé dans les calcaires et dolomies du Malm. C'est principalement dans la source thermique qu'on peut observer la présence élevée et variable de ces éléments (fig. 6).

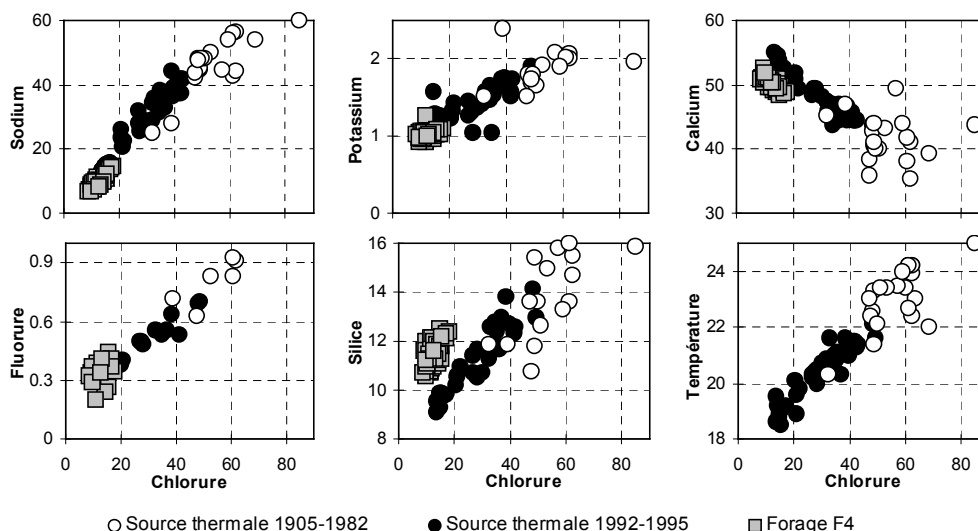


Fig. 6 : Evolution de quelques paramètres chimiques (mg/l) et de la température (°C) en fonction du chlorure. Les échantillons correspondent à la source thermique avant et après l'exécution du forage F4 (1981/1982) et au réaménagement de son captage en 1989 ainsi qu'au forage F4.

Les indices de saturation de différents minéraux indiquent que la grande majorité des eaux du système thermal d'Yverdon-les-Bains n'a jamais circulé à plus grande profondeur que celle des calcaires et dolomies du Malm en dessous de la ville d'Yverdon. Seule une petite partie de l'eau du Centre thermal doit avoir circulé dans des formations plus profondes. L'eau thermique de l'aquifère du Malm à Yverdon-les-Bains possède une température maximale d'environ 33 °C, ce qui indique un gradient géothermique entre 3.5 et 4°C/100 m au maximum.

Depuis l'exécution du forage F4 du Centre Thermal (1981-1982) et le réaménagement de la source thermale en 1989, la source a nettement évolué (fig. 6) : (1) les teneurs en lithium, sodium, potassium, magnésium, strontium, chlorure, fluorure et silice ont baissé, (2) la corrélation négative très nette entre température et magnésium a quasiment disparu, (3) les teneurs en calcium et sulfate ont augmenté, (4) la température a baissé et (5) les valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^2\text{H}$ ont augmenté. On doit donc admettre, que le forage F4 soutire une partie de l'eau chaude et minéralisée de la source thermale.

Les variations saisonnières de la composition chimique et isotopique des eaux du Centre thermal et les changements induits à la source thermale après la construction du forage F4 mettent en évidence des phénomènes de mélange conséquents [8]; [9]; [3] (fig. 7).

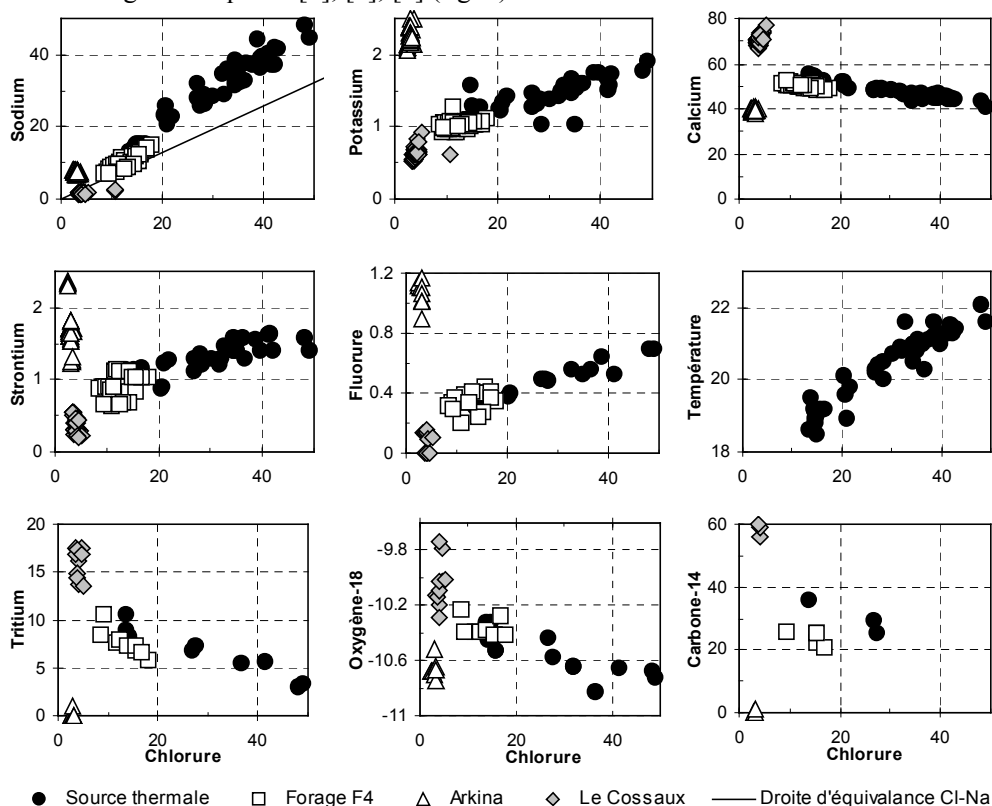


Fig. 7 : Rapport entre le chlorure et différents paramètres chimiques et isotopiques des eaux subthermales et thermales d'Yverdon-les-Bains et du Mont Chamblon. Les espèces chimiques sont exprimées en mg/l, le ^{14}C en pcm, le ^{18}O en ‰, le Tritium en UT et la température en °C.

On observe de grandes variations des paramètres dans la source thermale. Dans l'eau du forage F4, ces variations sont également présentes mais d'une amplitude moins grande et légèrement décalées par rapport à la source thermale (sodium, potassium, calcium, bicarbonate, fluorure). Le forage La Grève-1 d'Arkina ne montre pratiquement pas de variations, alors que celles de la source du Cossaux sont limitées.

De toutes ces observations on peut déduire trois composantes principales d'eaux qui se mélangent dans le système thermal d'Yverdon-les-Bains :

- **Une composante récente** ($t < 43$ ans) est indiquée par la variation des teneurs en tritium dans l'eau thermale. Le tritium est corrélé de manière négative avec la température et la minéralisation de l'eau. La composante récente est froide (ou subthermale) et faiblement minéralisée. C'est une eau typique des calcaires du Malm, pauvre en chlorure et de type $[\text{Ca}] [\text{HCO}_3]$ ou $[\text{Ca}, \text{Mg}][\text{HCO}_3]$ similaire à la composante profonde peu minéralisée de la source subthermale du Cossaux.
- **Une première composante ancienne** ($t \gg 43$ ans) est indiquée par l'absence de tritium et de ^{14}C dans l'eau du Forage La Grève-1 d'Arkina et des variations du tritium dans les eaux du Centre thermal (source thermale et forage F4). Le forage F4 tire son eau exclusivement des couches du Malm, les eaux de la Molasse et du Crétacé étant exclues par le tubage cimenté du forage et l'absence d'artésianisme.

des eaux de la Molasse. La majeure partie de l'eau chaude du forage F4 doit donc posséder l'empreinte chimique des roches carbonatées du Malm, légèrement modifiée par rapport à la composante récente, à cause de la température et du temps de séjour plus élevés, et d'un cheminement différent dans l'aquifère multicouches du Malm. Cette eau est pauvre en chlorure, de type $[Ca]HCO_3$ ou $[Ca, Mg][HCO_3]$ suivant la nature de la roche aquifère (calcite ou dolomite) et le temps de transit souterrain de l'eau. Par analogie avec la température élevée et le séjour souterrain prolongé de cette eau, on peut approcher son chimisme et sa composition isotopique avec l'eau du forage La Grève-1 d'Arkina. Il faut souligner que cette eau thermale de l'aquifère multicouches du Malm se divise en plusieurs subcomposantes qui s'écoulent dans les différentes couches du Malm avec leur minéralogie spécifique.

- **Une deuxième composante ancienne** ($t \gg 43$ ans) est indiquée par les teneurs en chlorure et de quelques éléments en traces (fluorure, iode, bromure, bore, lithium, baryum) retrouvées dans les eaux de la source thermale et du forage F4, qui sont trop élevées pour une eau issue uniquement des calcaires du Malm. De plus, ces éléments traces sont corrélés positivement avec le chlorure et la température. Seules les eaux des forages La Grève-1 et Noréaz-1 contiennent aussi des teneurs élevées en éléments traces, mais pas en chlorure. Les eaux connues du Quaternaire, de la Molasse et du Crétacé de la région d'Yverdon-les-Bains ne contiennent pas assez de chlorure pour expliquer les concentrations trouvées au Centre thermal ou alors le rapport sulfate/chlorure est beaucoup trop élevé en comparaison des teneurs en sulfate très faibles des eaux du Centre thermal. On peut ainsi conclure que les concentrations élevées en chlorure et en éléments traces des eaux du Centre thermal sont apportées par une eau chaude, ancienne et plus profonde que les couches du Malm.

Les corrélations positives entre différents paramètres chimiques et la température permettent d'extrapoler la composition chimique de cette deuxième composante ancienne et profonde. La corrélation négative entre la température et l'oxygène-18 permet de limiter cette extrapolation étant donné que des valeurs inférieures à environ -14‰ sont peu probables voire impossibles. La composante profonde doit donc être une eau enrichie en sodium et en chlorure, mais sa minéralisation totale ne peut dépasser quelques grammes par litre au maximum.

7. LE FORAGE GEOTHERMIQUE F5 DU CENTRE THERMAL

Le projet de forage profond F5, réalisé en 1998 sur le site du Centre thermal d'Yverdon-les-Bains, a notamment été basé sur l'hypothèse d'une composante d'eau thermale plus profonde que l'aquifère du Malm. La cible géologique du forage était les couches du Bajocien à environ 1'400 m de profondeur, qu'on admettait être de type calcaire (calcaire oolithique) par analogie avec le forage pétrolier de Treycovagnes. Ce forage se trouve au pied du Mont Chamblon à 3.5 km à l'ouest du Centre Thermal seulement.

Malheureusement, une bonne partie de la lithologie du Bajocien s'est avérée d'être de type marno-calcaire et dans le reste du Bajocien qui est de type calcaire ou dolomitique, aucune venue d'eau n'a été rencontrée. Ainsi, entre le forage de Treycovagnes, et le site du Centre thermal, la lithologie du Bajocien change de manière prononcée et les couches du Bajocien au droit du Centre thermal sont plutôt semblables à celles du forage d'Essertines, distant de 7 km au sud-est. Malgré la présence de conditions tectoniques très favorables rencontrées tout au long du forage F5, la productivité du Dogger s'est révélée très faible. Il faut néanmoins mentionner de grosses venues d'eaux thermales rencontrées dans le Crétacé inférieur, le Portlandien et le Kimméridgien.

Néanmoins, le forage F5 a rencontré deux venues d'eau thermale plus profondes que l'eau du Malm, exploitée par le forage F4 à la profondeur maximale de 495 m: l'une dans le Séquanien à la profondeur de 784 ± 20 m et l'autre dans les marno-calcaires du Bathonien à la profondeur de $1'117 \pm 20$ m. La venue supérieure à 784 m de profondeur se trouve derrière le tubage dans les calcaires du Séquanien. L'eau peut pénétrer le forage grâce au fait, qu'à cet endroit-là le tubage est télescopé et que l'espace annulaire entre les deux tubages est partiellement dépourvu de ciment. L'eau est artésienne jaillissante et la venue fournit un débit artésien de quelques 20 à 40 l/mn. La température à la profondeur de 784 m est de 40°C.

La venue inférieure à 1'117 m de profondeur se trouve dans la partie non tubée du forage, dans les marno-calcaires du Bathonien. L'eau est également artésienne jaillissante mais son débit artésien n'a pas pu être déterminé. En régime de pompe elle fournit un débit d'environ 100 l/mn. A la profondeur de 1'117 m, la

température de l'eau est de 45°C. En raison des faibles débits, des résidus d'acidification et de certaines interactions avec le ciment des tubages, les analyses chimiques existantes ne sont pas très représentatives de la formation aquifère et ne peuvent fournir que des indications (tab. 2).

Tableau 2: Analyses chimiques des deux venues profondes du forage F5 d'Yverdon-les-Bains [10].

Echantillon	Date	pH	Na	K	Mg	Ca	Fe	HCO ₃	Cl	F	SO ₄	SiO ₂	H ₂ S
Séquanien 784 m artésien	2.6.98	8.92	24.4	5.1	13.0	20.1	0.03	126.4	26.4	2.1	3.4	0.4	présent
Bathonien 1'117 m pompé	1.6.98	7.02	205	6.2	16.8	67.7	1.02	302	236	3.2	21.6	5.3	présent

La teneur en fer relativement élevée de l'analyse de l'eau pompée indique vraisemblablement une oxydation du tubage. Néanmoins l'analyse de la venue d'eau à la profondeur de 1'117 m indique un chimisme tout-à-fait compatible avec les extrapolations du fluide profond élaborés à l'aide des analyses chimiques et isotopiques des eaux thermales et subthermales d'Yverdon-les-Bains.

8. CONCLUSIONS

L'application intégrée des méthodes hydrogéologiques, hydrochimiques et isotopiques sur les eaux thermales d'Yverdon-les-Bains a permis d'identifier les différentes composantes qui se mélangent dans les sources et forages et de connaître le fonctionnement de cette ressource précieuse. L'identification d'une composante plus profonde et plus chaude a abouti à la réalisation d'un forage profond. Bien que le forage F5 soit un échec du point de vue quantitatif, il a prouvé l'existence de circulations d'eau plus profondes que celles connues dans le Malm au forage F4 et d'un chimisme proche de celui extrapolé avant l'exécution du forage.

9. BIBLIOGRAPHIE

- [1] JORDI H.A. (1990): Tektonisch-strukturelle Übersicht des westschweizerischen Molassebeckens. - Bull. Ver. schweiz. Petrol. Geol. u. Ing. 56/130: 1-11.
- [2] JORDI H.A. (1993): Tectonique du bassin molassique et de son substratum jurassique-crétacé dans la région Orbe-Yverdon-Grandson. - Bull. Soc. Vaud. Sc. Nat. 82.3: 279-299.
- [3] MURALT R., VUATAZ F.-D., SCHÖNBORN G., SOMMARUGA A. & JENNY J. (1996): Intégration des méthodes hydrochimiques, géologiques et géophysiques pour la prospection d'une nouvelle ressource en eau thermique. Cas d'Yverdon-les-Bains, pied du Jura. - Eclogae geol. Helv. 90, 179-197.
- [4] MURALT R. (1999): Processus hydrogéologiques et hydrochimiques dans les circulations profondes des calcaires du Malm de l'arc jurassien (zones de Delémont, Yverdon-les-Bains, Moiry, Genève et Aix-les-Bains). - Matér. Géol. Suisse, Géotech. 82, 236 pp.
- [5] MAUTNER J. (1975-1978): Place d'armes du Chamblon. Relevés mensuels du débit, de la température et de la résistivité des sources du Mont de Chamblon. - Rapport pour la direction des constructions fédérales, non publié.
- [6] ZAHNER P., MAUTNER J. & BADOUX H. (1974): Etude hydrogéologique des sources thermominérales de Lavey, d'Yverdon et de Saxon. Mem. soc. vaud. Sci. nat. 95, 15, 5: 209-256.
- [7] BADOUX H. & SAVARY G. (1977): Rapport sur le comportement de la source thermominérale des Bains d'Yverdon durant l'année 1975. - Laboratoire d'hydrogéologie de l'Université de Lausanne, non publié.
- [8] VUATAZ F.D. (1982): Hydrogéologie, géochimie et géothermie des eaux thermales de Suisse et des régions alpines limitrophes. - Matér. Géol. Suisse, Hydrol. 29, 173 pp.
- [9] MURALT R. (1993): Circulations d'eaux thermales dans la région d'Yverdon-les-Bains (Vaud, Suisse). - Symp. Hydrogéologie et circulations hydrothermales en milieu fissuré. 173e Assemblée annuelle de l'ASSN, Verbier, sept. 1993.
- [10] VUATAZ F.-D., SCHÖNBORN G., RODRIGUEZ A. & GUSSET R. (1999): Forage géothermique F5 à Yverdon-les-Bains. - Rapport technique final pour le Centre thermal d'Yverdon-les-Bains, non publié.

Il y a une vingtaine d'années, les eaux thermales apparaissaient encore comme une exception restée à l'écart de la recherche hydrogéologique.

Depuis, face aux problèmes de protection et de gestion de la ressource qui se posaient aux stations thermales, les hydrogéologues se sont peu à peu réapproprié ce domaine d'investigation. La multiplication des études et travaux (géochimie, isotopes, forages profonds...) a permis de replacer le thermalisme dans l'hydrosystème global, comme une séquence du cycle de l'eau.

Parmi la diversité des situations et des contextes hydrogéologiques rencontrés (volcaniques, éruptifs, métamorphiques, évaporites, sédimentaires, etc...), le domaine carbonaté apparaît comme un milieu original où le thermalisme peut se développer avec des caractéristiques et des problématiques qui lui sont propres (hétérogénéité thermique, richesse en CO₂, phénomènes convectifs...).

Par ailleurs, les recherches récentes effectuées sur les karsts littoraux de la Méditerranée démontrent l'importance de la crise messinienne dans l'établissement des circulations karstiques profondes du secteur liées à la chute très forte du niveau de base (niveau marin à -1500 m au Messinien).

Rappelons que le thermalisme représente une activité économique non négligeable, en particulier pour le développement local. Aussi, la qualité de l'eau et la protection de la ressource restent un objectif majeur des hydrogéologues, les conditions d'émergences rendant aléatoires les mesures de protection classique.

Dans cette optique, le Languedoc-Roussillon apparaît comme un lieu privilégié pour la compréhension des modes de fonctionnement de ce type de thermalisme.

Quatre thèmes généraux ont été retenus :

- **exemples régionaux :**
les aquifères carbonatés renfermant des circulations souterraines profondes sont fréquents: Alpes, Pyrénées, Provence, Aquitaine, Languedoc méditerranéen;

- **outils et méthodes d'étude :**
recherche et développement de nouveaux traceurs, forages profonds, études structurales, études géophysiques, tous ces moyens concourent à une meilleure connaissance et à une exploitation optimale des gisements;

- **structure et fonctionnement :**
diverses techniques d'analyses issues des modèles mathématiques, permettent en milieu karstique de rendre compte de la structure et du fonctionnement des réservoirs ;

- **gestion et protection de la ressource :**
souvent le contexte hydrogéologique de l'émergence thermominérale est fragile, conduisant à une exploitation adaptée pour une meilleure protection de la ressource.

**ASSOCIATION INTERNATIONALE
DES HYDROGEOLOGUES
COMITE FRANÇAIS D'HYDROGEOLOGIE**
3, avenue Claude Guillemin
BP 6009
45060 Orléans cedex 2

**Circulations
hydrothermales
en terrains
calcaires**