

Vers une histoire du système géothermal du Cézallier : les enseignements des sondages GPF de Chassole

Mots-clés : Système géothermique, Fracturation, Extension tectonique Modèle, Diapir, Manteau.
Puy-de-Dôme (Chassole), Cantal, Haute-Loire (Cézallier)

B. Feuga*

Résumé

A partir des résultats de l'étude des matériaux des sondages du programme Géologie Profonde de la France (GPF) de Chassole, un modèle de fonctionnement du système géothermal du Cézallier est proposé.

Ce système se serait mis en place au Pliocène, en liaison avec le volcanisme affectant le Cézallier à cette époque.

Tout en se refroidissant, il aurait ensuite connu un fonctionnement par à-coups, avec plusieurs phases d'interruption des circulations — et donc des dépôts — liées sans doute au colmatage des fractures conductrices, suivies de réactivations des écoulements dues peut-être à la réouverture de certaines directions de fractures causée par une diminution des contraintes s'exerçant sur elles, dans un contexte distensif marqué par une faible anisotropie des contraintes et donc une certaine instabilité de la direction de la contrainte majeure.

On peut penser que la source de chaleur alimentant le système à ses débuts, constituée sans doute par un petit réservoir magmatique ayant émis des produits différenciés dans le Haut Cézallier, a depuis lors cédé ce rôle à l'anomalie de la structure profonde (remontée du manteau) caractérisant la région.

La situation actuelle, de mise en place récente, semble correspondre à une phase de réactivation des écoulements. Les eaux de pluie arrosant les sommets du Cézallier s'infiltreraient, à la faveur des perméabilités élevées des fractures du socle, jusqu'à des profondeurs de 5 à 6 km, où elles atteindraient des températures de l'ordre de 200 °C, se chargeraient en composants minéraux, empruntés aux roches traversées ou d'origine mantellique et, mues par la différence de charge hydraulique entre les points hauts et les points bas de la surface du sol, ressortiraient à la périphérie du système.

Dans la zone de Chassole, le débit ascendant d'eau profonde serait de l'ordre de 0,3 l/s par km².

Abstract

*Towards a history of the Cézallier geothermal system
what do we learn from the boreholes of the « Deep geology of France » programme, drilled at Chassole ?*

Based upon the study of the material from the French Deep Drilling Program (GPF) boreholes drilled at Chassole (Puy-de-Dôme, French Massif Central) in the Cézallier Variscan basement, a model of the region's current hydrothermal system is proposed.

This system is presently characterised by several tens of cold mineral springs spread over an area 25 km N-S and 15 km E-W. The water is of the sodium-bicarbonate type, with a high content of carbon dioxide and a very high ratio of ³He over ⁴He. It has experienced temperatures as high as 200 °C during its underground cycle.

This system must have appeared during the Pliocene, in relation with the volcanic activity of this period.

While cooling, it must then have worked in a discontinuous way, with a succession of flow interruptions, due to the clogging of the conductive fractures by hydrothermal products, followed by reactivations which could be explained by rotations of the stresses, in an extension context characterized by a low stress anisotropy.

It is thought that the initial heat source—probably a small magmatic reservoir having produced differentiated lavas in the Haut-Cézallier region — non longer plays a role and that the current source of heat is most probably related to a well-known regional deep structure anomaly, namely a crustal thinning and a diapiric uplift of the mantle.

The recently installed current situation could correspond to a flow reactivation phase. Rainfall on the upper parts of the Cézallier, taking advantage of the high fracture permeability of the basement, seeps down to depths of the order of 5 to 6 km, where it reaches a temperature of 200 °C and procures its mineralization, either by dissolving the rocks through which it flows, or by incorporating elements coming from the mantle.

The driving force of the flow is merely the difference in the hydraulic head between the higher parts of the topography and the lower ones, where springs tend to concentrate.

In the Chassole area, the upward discharge flow of deep groundwater has been estimated to be around 0,3 l/s per km².

* SGN/GEG, BRGM, BP 6009 45060 Orléans.

Introduction

A l'issue de la phase de réalisation des sondages GPF de Chassole et des mesures de terrain les accompagnant était proposé un modèle sommaire de fonctionnement du système hydrominéral du Cézallier, fondé essentiellement sur les premières données hydrogéologiques, hydrogéochimiques et géothermométriques issues du chantier (B. Feuga *et al.*, 1986).

Suivant ce modèle, les eaux minérales trouveraient leur origine, pour l'essentiel, dans l'infiltration de la pluie sur les sommets du massif volcanique du Cézallier, culminant à une dizaine de kilomètres à l'ouest du site de Chassole. Ces eaux, mues par la différence de charge hydraulique entre cette zone de départ élevée et les points bas de la surface du sol (la Limagne au nord-est et la vallée de l'Allagnon à l'est) atteindraient, à la faveur des perméabilités élevées liées à la fracturation intense du socle, des profondeurs suffisamment

importantes pour connaître des températures de l'ordre de 200 °C, acquérir leur minéralisation et se charger en composants d'origine mantellique (dont la montée serait favorisée par la fracturation du socle). Le fait que des eaux fortement minéralisées imbibent les terrains à faible profondeur au droit des sondages GPF a conduit à formuler l'hypothèse qu'après avoir circulé à grande profondeur à l'amont du site, elles ont été amenées à remonter en raison d'une diminution des perméabilités des roches profondes vers l'aval.

Enfin, le gradient géothermique mesuré à Chassole — perturbé il est vrai par des circulations d'eau souterraine — n'étant pas supérieur à la normale, on était amené à considérer que s'il devait exister dans le Cézallier une zone à gradient géothermique élevé, où les eaux pourraient atteindre une température de 200 °C sans descendre à très grande profondeur, ce ne pourrait être qu'à l'amont du site, peut-être sous l'édifice volcanique ancien. Dans cette zone pourraient donc coexister des perméabilités relativement élevées en profondeur et un gradient géothermique supérieur à la normale.

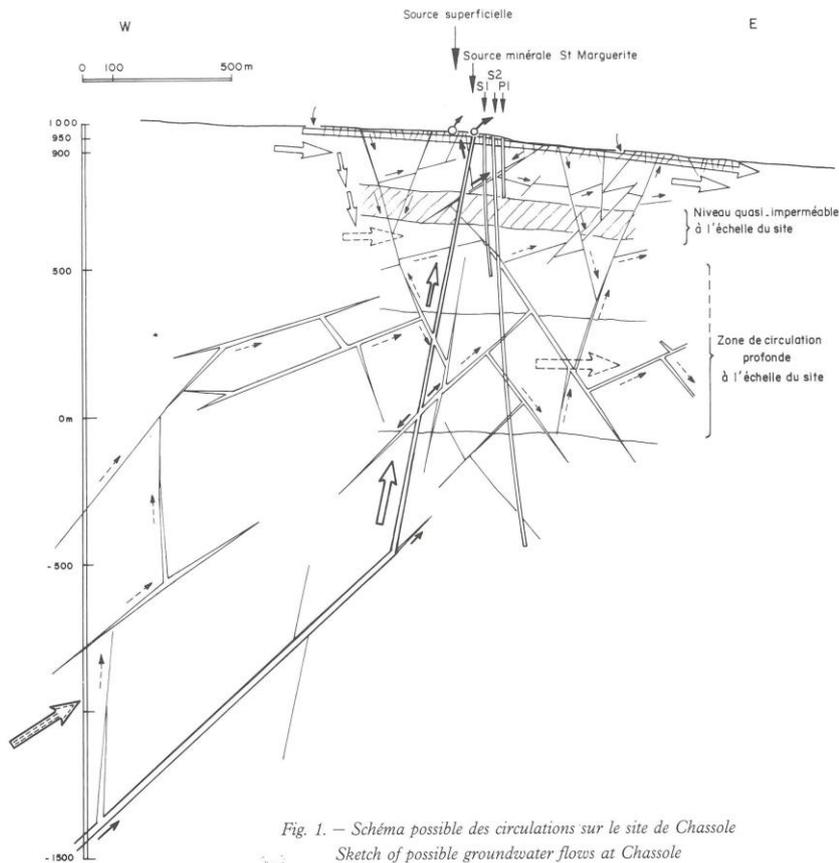


Fig. 1. — Schéma possible des circulations sur le site de Chassole
Sketch of possible groundwater flows at Chassole

L'eau de la source, et du conduit qui l'alimente (traits gras), est en charge par rapport à la nappe superficielle (traits fins), elle-même en charge par rapport à l'eau minérale profonde non directement reliée à la source pointillés).

Les mélanges ne peuvent donc se faire que dans le sens du conduit alimentant la source vers les eaux superficielles ou vers l'eau minérale imbibant le terrain en profondeur, et des eaux superficielles vers cette eau minérale.

Un tel schéma présente un caractère statique : il se fonde sur un raisonnement dans lequel le temps n'intervient pas (régimes hydraulique et thermique permanents, ou très lentement variables ; milieu géologique non sujet à des changements).

Les résultats tirés à ce jour de l'étude détaillée des matériaux des sondages et de leur environnement en confirment certains aspects et en complètent d'autres. Ils permettent par ailleurs, et cela est tout à fait nouveau, d'en préciser l'aspect dynamique, autorisant l'élaboration d'une esquisse de l'histoire du système hydrominéral du Cézallier. Enfin, dans un cadre dont les contours sont désormais beaucoup mieux délimités, ils n'en posent pas moins un certain nombre de questions auxquelles les réponses ne peuvent revêtir à l'heure actuelle que la forme d'hypothèses.

L'origine des eaux et le rôle de la fracturation

L'origine météorique des eaux minérales — qui ne faisait au demeurant aucun doute — est confirmée par les analyses isotopiques ($^{18}\text{O}/\text{D}$ de l'eau) (F.D. Vuataz et *al.*, ce volume). Ces mêmes analyses, confrontées à la relation $\delta^{18}\text{O}$ -altitude des précipitations établie pour le Cézallier, amènent à proposer une altitude de recharge comprise entre 1 150 et 1 600 m, ce qui correspond bien au sommet des monts du Cézallier (Signal du Luguat : 1 551 m ; altitude des sondages : 950 m).

Une reprise de l'interprétation de la campagne de prospection audio-magnéto-tellurique réalisée avant les sondages (M. Aucel et H. Fabriol, ce volume) confirme qu'il n'est pas possible de détecter de « réservoir géothermique » de forte conductivité électrique dans le Cézallier. Elle met par contre en lumière le rôle de la fracturation dans les circulations profondes : une modélisation à deux dimensions, en coupe verticale, dans la zone des sources de Chassole et Zagat met en évidence un couloir conducteur subvertical, N-S à NNE-SSW, atteignant une profondeur supérieure à 2 000 m. Ce couloir correspond à une faille importante déjà identifiée sur photographie aérienne par M. Jeambrun (1984) et par observations sur le terrain par J.-L. Feybesse (1985a). Cet accident se trouve confirmé en tant que drain favorisant la remontée des eaux minérales.

Notons que cette direction N-S est également celle suivant laquelle se sont produites préférentiellement les remontées de magma à l'origine du volcanisme quaternaire récent (moins de 200 000 ans, Cantagrel et *al.*, ce volume).

Une modélisation audio-magnéto-tellurique sommaire, mais à trois dimensions, de l'ensemble du Cézallier confirme par ailleurs l'existence d'un grand axe conducteur E-W, à environ 2 km au sud de Chassole. La largeur de cette structure serait de l'ordre de 1 à 2 km, et son épaisseur supérieure à 1 500 m. Elle se superpose à la grande faille de la Bave qui limite au sud le bloc de Rentières (J.-L. Feybesse et J. Marchand, 1985b) et qui est accompagnée d'une forte densité de fractures de même direction (N 110 °E ; J.-L. Feybesse et *al.*, 1985a). Cet accident pourrait être un drain privilégié (mais certainement pas le seul) pour l'écoulement des eaux souterraines de l'ouest vers l'est.

A l'appui des déductions tirées de l'interprétation des sondages audio-magnéto-telluriques, il faut mentionner que, sur le site de Chassole, la modélisation AMT a été confirmée par les mesures de résistivité en sondage (R. Millon, ce volume).

En anticipant un peu sur ce qui va suivre, observons que les directions, N-S et E-W, de ces deux accidents identifiés par l'AMT sont justement celles des fractures dont de nombreux arguments, tectoniques et sismologiques en particulier, tendent à prouver qu'elles jouent, ou ont joué dans un passé récent, un rôle déterminant dans le fonctionnement du système hydrominéral (P. Godefroy et J. Lambert, 1985 ; J.-L. Feybesse et M. Lespinasse, ce volume ; Ph. Loiseau, ce volume).

Éléments d'histoire du système hydrothermal

La confrontation des résultats de l'étude des phases néoformées (M.-P. Turpault et *al.*, ce volume) et de l'analyse structurale de la fracturation (J.-L. Feybesse et M. Lespinasse, Ph. Loiseau, ce volume), réalisée sur les carottes du sondage S2, ainsi que des travaux de géochimie sur les fluides actuels des sources et des sondages (G. Michard et *al.*, F.-D. Vuataz et *al.*, ce volume) permettent de proposer un historique, calé dans le temps, du fonctionnement du système hydrominéral.

L'étude minéralogique et celle des isotopes stables et des inclusions fluides des minéraux d'origine hydrothermale amènent à distinguer des événements hydrothermaux anciens (tardihercyniens), sans rapport avec le système actuel, et des événements récents, donnant lieu à des dépôts de moyenne puis basse température.

Parmi les veines se rattachant aux événements récents ont été distinguées, dans l'ordre chronologique :

— des veines à prehnite, feldspath potassique, quartz automorphe et calcite A, déposées à $170 \pm 30^\circ\text{C}$ par un fluide dont la composition chimique était compatible avec les caractéristiques des fluides profonds actuels. Toutefois, ce fluide était beaucoup plus riche en ^{18}O que ces derniers, qui sont même appauvris par rapport aux eaux de surface ;

— des veines à chlorite ;

— des veines à illite ;

— des veines à interstratifiés illite-smectite, déposées à moins de 100°C par un fluide plus riche en ^{18}O que le fluide actuel (si l'on suppose un dépôt dans des conditions d'équilibre isotopique) ; un dépôt par le fluide actuel aux températures actuelles (58° à 1 400 m) semble donc exclu ;

— des veines à calcite B et sidérite, déposées à moins de 80°C par un fluide plus pauvre en ^{18}O que celui ayant déposé la calcite A, mais plus riche que le fluide actuel (toujours si l'on suppose un dépôt dans des conditions d'équilibre isotopique, c'est-à-dire en écartant l'hypothèse d'un dégazage susceptible de créer les conditions d'un dépôt en déséquilibre isotopique ; des dégazages ont pu se produire, à l'occasion des phénomènes distensifs dont on verra que la région a été le

siège dans un passé récent, mais pour pouvoir donner lieu aux dépôts observés, il aurait fallu qu'ils soient homogènes au moins dans toute la tranche des terrains étudiés, ce qui paraît difficile à concevoir).

D'après M.-P. Turpault et al. (*op. cit.*), la phase de dépôt de moyenne température (calcite A) et la phase de basse température (IS illite-smectite et calcite B — sidérite) sont nettement distinctes, et on peut postuler qu'il existe une discontinuité entre ces deux phases.

Rappelons enfin que les fluides à $\delta^{18}\text{O}$ élevé responsables de ces dépôts sont très probablement des eaux météoriques enrichies en ^{18}O par échange avec les roches en profondeur à haute température. Rien n'indique que les fluides actuels déposent quoi que ce soit, si ce n'est des travertins aux émergences des sources. Ces travertins ont tous été déposés à basse température et doivent être considérés comme actuels.

En l'absence de datations absolues (U-Th, K-Ar ou traces de fission) sur les minéraux d'origine hydrothermale décrits ci-avant, il n'est pas possible, sur la base de leur seule étude, de localiser dans le temps les différentes phases décrites.

C'est ce que permet de faire l'analyse microstructurale détaillée de la fracturation. Établissant une chronologie des différentes phases tectoniques ayant laissé des traces de mouvements suivant les fractures recoupant les carottes du sondage S2, J.-L. Feybesse (ce volume), met en évidence l'importance de la distension N-S pliocène à subactuelle, initialement datée uniquement de l'Holocène (J.-L. Feybesse, 1985c). Le dépôt des carbonates est synchrone de cette distension, responsable essentiellement de l'ouverture des fractures subverticales de direction N 60°E à N 130°E, qui ont joué le rôle de drains pour la circulation des fluides hydrothermaux minéralisateurs. La finesse de l'analyse effectuée par J.-L. Feybesse va jusqu'à lui permettre de distinguer deux stades successifs dans la phase à calcite B (calcites B1 et B2), et également deux stades de sidérite.

Notons que les conclusions de Feybesse sont confirmées par Ph. Loiseau (ce volume), qui, par une approche tout à fait différente, fondée sur la structuration plus ou moins marquée (au sens géostatistique) des différentes familles de fractures ayant donné lieu à des dépôts importants, montre que les familles les plus ouvertes (ou plus précisément à remplissages les plus épais) sont les familles E-W ayant joué en distension lors de la phase tectonique la plus récente.

Se pose toutefois la question des circulations actuelles. On a vu qu'il était tout à fait possible qu'aucun dépôt ne leur soit associé. Par contre, elles ne peuvent se produire que dans des fractures ouvertes (non totalement colmatées). L'observation de ces fractures sur les carottes du sondage S2 montre qu'elles appartiennent à quatre familles directionnelles d'orientations suivantes : N 165°E 80°W, N 15°E 90°, N 50°E 55°W, N 85°E 85°S (Feybesse et al. 1986). Quant aux quatre accidents perméables importants recoupés par le sondage S2, ils ont eux aussi des directions très dispersées : N-S, subvertical (442-443 m) ; N 45 à 60°E, 40 à 65°W (695 m) ; N 40 à 55°E, 20 à 27°E (825 m) ; N 111°E, 68°W (956 m).

Cette dispersion, marquée toutefois par une certaine prédominance de la direction N-S, est à mettre en rapport avec les observations suivantes :

— selon P. Godefroy et J. Lambert (*op. cit.*), les données sismiques (mécanismes au foyer) sont en faveur d'une réouverture en tension des fractures sub-méridiennes ;

— une interprétation préliminaire des mesures de contrainte par fracturation hydraulique réalisées dans le sondage S2, montre que la zone de Chassole connaît une situation de distension relative et que l'anisotropie des contraintes, dans le plan horizontal, est peu marquée. Il s'agit là d'une situation dans laquelle la direction de la contrainte principale maximale n'est pas très significative, puisqu'il suffit de peu de chose pour la faire tourner. Notons toutefois que jusqu'à 400 m de profondeur, cette direction serait en faveur d'une ouverture préférentielle de fractures E-W (résultats inédits) ;

— J.-L. Feybesse (1985c) a observé, dans les projections des puys de Domarège à Mazoires et de Sarran à Zanières, des structures pouvant être rapportées à une compression NNE-SSW que l'on pourrait dater du Riss compte-tenu de l'âge de ces volcans (Cantagrel et al., ce volume). Cet épisode compressif s'intercalerait donc dans une phase plus générale de distension N-S, avérée dès le Pliocène mais encore identifiée à l'Holocène (Feybesse, 1985c) par les traces qu'elle a laissées dans la coulée de Rentières.

Notons que les alignements N-S de plusieurs séries de volcans quaternaires du Cézallier, mentionnés par Thonat et al. (ce volume) sont un argument supplémentaire en faveur de la réalité de cet épisode compressif de courte durée ;

— J.-L. Feybesse (ce volume) rappelle que le Cézallier appartient à une zone du territoire national dans laquelle, selon Philip (1983), peuvent intervenir des permutations rapides des contraintes principales, entraînant une alternance de régimes distensifs et compressifs, cette situation étant renforcée par les caractéristiques particulières de la structure profonde du Cézallier (J.-L. Feybesse, 1985c, p. 319) ;

— enfin, l'existence de zones localement en distension dans un contexte général compressif — situation qui semble être celle du Cézallier — a été mise en évidence et expliquée par Villemin et Bergerat (1987) dans le fossé rhénan. Il est intéressant de noter que Cézallier et bordures du fossé rhénan se trouvent dans des situations structurales à bien des égards similaires, aux deux extrémités de la même grande anomalie crustale.

Un modèle dans lequel, à certains moments, une partie de la base de la lithosphère est remplacée par du matériel asthénosphérique plus chaud permet à Villemin et Bergerat de reconstituer les déformations de la partie sud du fossé rhénan et de ses bordures depuis l'Éocène supérieur, ce qui renforce encore l'analogie avec le Cézallier.

En conclusion, il semble que l'on puisse retenir que le contexte tectonique prédominant dans le Cézallier, depuis le Pliocène, est une distension N-S ; mais qu'ont pu s'y intercaler temporairement des épisodes compressifs N-S, dont l'un identifié au Riss ; et qu'à l'heure actuelle, la situation soit très proche d'une distension isotrope, favorable à l'ouverture de fractures de différentes directions pouvant se prêter à la circulation des fluides.

Ces considérations amènent à proposer, pour le système hydrothermal du Cézallier l'historique suivant :

— l'apparition du système serait liée au volcanisme ancien, dont l'activité paroxystique est datée de 4,8 à 3,1 Ma (Thonat

et *al.*, ce volume). La distension pliocène favorise à la fois la montée du magma et la pénétration à grande profondeur d'eaux météoriques qui se chargent en composants d'origine mantellique et déposent dans les fractures lors de leur remontée la calcite A et les minéraux associés. Ces dépôts entraînent un colmatage qui, peu à peu, limite puis interrompt les circulations profondes. Un relâchement de la distension, refermant les fractures ouvertes, peut également expliquer l'arrêt des circulations ;

— il s'ensuit une phase sans circulation, et donc sans dépôt, pendant laquelle, l'activité volcanique s'étant elle aussi ralentie, les terrains se refroidissent ;

— une reprise de la distension réouvre les fractures E-W, permettant une réactivation des circulations profondes. Mais, les terrains s'étant refroidis, les nouveaux dépôts auxquels elles donnent lieu sont de plus basse température: c'est la phase à interstratifiés illite-smectite, puis calcite B et sidérite.

Intervient alors, comme précédemment, un colmatage progressif avec un arrêt des circulations et des dépôts.

Les terrains continuent de se refroidir, le volcanisme quaternaire récent n'étant pas porteur de quantités de chaleur significatives (Thonat et *al.*, Cantagrel et *al.*, ce volume) ;

— quant aux circulations actuelles, on est amené à postuler leur apparition très récente sur la base de deux arguments :

- d'une part, il a été montré que les produits hydrothermaux les plus récents n'ont pas pu être déposés par le fluide actuel, sauf dans des conditions de dégazage peu réalistes ;
- d'autre part, il n'a été trouvé aucune trace, dans le Cézallier, de dépôts de travertins autres que très récents. La vitesse actuelle de croissance de ces édifices donne à penser que leur âge se chiffre en milliers d'années.

La réactivation, subactuelle, des circulations pourrait être due à une légère modification du champ de contraintes (diminution de la contrainte dans une direction donnée, se traduisant par une ouverture des fractures normales à cette direction).

La tentative de reconstitution de l'histoire du système hydrothermal du Cézallier qui vient d'être esquissée repose sur l'étude des seuls témoignages de son passé. Elle n'est pas contredite par l'observation des témoins actuels de son fonctionnement.

Le modèle géochimique déduit de l'étude des fluides prélevés dans les sondages (Michard et *al.*, ce volume) montre que ceux-ci peuvent connaître, lors de leur parcours souterrain, l'évolution suivante :

- mise en équilibre de l'eau à une température de 190 °C ;
- rééquilibrage partiel à 35 °C (température moyenne du sondage S2) avec équilibre entre Ca, Mg, Fe de l'eau et les carbonates du terrain, Al et la kaolinite (ou l'illite) et SiO₂ avec la silice amorphe. Aucun dépôt n'intervient lors de ce rééquilibrage ;
- enfin, dégazage en subsurface, avec précipitation de carbonates (les édifices de travertin).

La conservation de l'équilibre des alcalins au cours de cette évolution amène à lui fixer une durée maximale de 1 Ma. Il est très probable qu'elle est en réalité beaucoup plus rapide.

Comme on le voit, ce modèle est tout à fait compatible avec les hypothèses déduites de l'étude des remplissages hydrothermaux.

Le contexte hydrogéologique et géothermique du site de Chassole, et ce qu'on peut en déduire

Les études concernant la fracturation, les matériaux d'origine hydrothermale et la géochimie des fluides ont une portée qui peut être étendue à l'ensemble du système hydro-minéral du Cézallier (paragraphe précédent). On pourrait penser que les études hydrogéologiques et thermométriques réalisées sur le site des sondages ont un caractère plus local, et permettent essentiellement de préciser le contexte hydraulique et géothermique d'une zone bien caractérisée d'émergence des eaux minérales profondes. En réalité, on va voir que leur portée déborde ce seul objet et qu'elles aussi nous renseignent sur le fonctionnement de l'ensemble du système hydrominéral, dont elles permettent de compléter le modèle.

L'observation des niveaux d'eau dans les sondages au cours de leur approfondissement avait montré une tendance constante à la baisse, jusqu'à environ 500 m de profondeur (B. Feuga, 1986b). Cette décroissance vers le bas des charges hydrauliques témoignait d'une composante verticale descendante des écoulements dans cette tranche de terrain. Cette situation, dans un contexte général de remontée des eaux profondes, était expliquée par B. Feuga, et *al.* (1986) comme liée à une position de point haut relatif du site des forages.

En outre, on avait observé qu'il existait des relations hydrauliques entre forages dans les tranches 100-200 m, puis 300-700 m (1 000 m ?), mais que la tranche 200-300 m se comportait, à l'échelle du site et de la durée du chantier (5 mois), comme imperméable.

Ces observations de chantier sont confirmées et précisées par Th. Collet et C. Drogue (ce volume) qui, à l'issue d'une étude de la relation pression barométrique-niveaux piézométriques, montrent que se superposent, sur le site des sondages, un milieu aquifère semi-captif superficiel (recoupé par le sondage P1, profond de 188 m), et un milieu captif profond (en-dessous de 300 m). Ces deux milieux sont isolés l'un de l'autre et on peut en déduire que la différence de charge importante qui existe entre eux (de l'ordre de 30 m) ne se traduit sans doute que par un débit d'échange descendant de l'un vers l'autre extrêmement faible.

Si l'on suppose par exemple que la perméabilité de la tranche 200-300 m est de 10⁻¹⁰ m/s, valeur correspondant à un granite peu fracturé (B. Genetier, P. Vaubourg, 1981), le débit la traversant, pour une surface de 1 km², serait de 0,03 l/s. Cette valeur est à comparer au débit ascendant d'eau profonde, égal à 0,3 l/s.km², calculé par Vasseur et *al.* (ce volume) pour prendre en compte l'effet de la convection sur le flux géothermique apparent dans le sondage S2.

Complétons le schéma proposé par Collet et Drogue en ajoutant que se superpose aux deux niveaux aquifères qu'ils décrivent (et qui sont, rappelons-le, des niveaux aquifères fracturés) un niveau très superficiel, correspondant à la

frange altérée proche de la surface, et dans laquelle transite très probablement l'essentiel des eaux souterraines du Cézallier. Ces eaux très peu minéralisées alimentent les nombreuses sources superficielles de la région (l'une d'elles est captée à moins de 100 m en amont de la source minérale Sainte-Marguerite de Chassole).

Sur le site des forages, la charge hydraulique de ces eaux est supérieure à celle du niveau semi-captif identifié dans les fractures de la zone 100-200 m, et elles ont donc tendance à recharger celui-ci, comme le montre la composition chimique des eaux du sondage P 1, très proche de celle des eaux de surface.

La géochimie des eaux confirme d'ailleurs la totalité du schéma proposé, puisqu'elle montre une discontinuité très nette de la minéralisation entre 200 et 300 m, les eaux prélevées en cours de forage à 307 m dans S1 étant trois fois plus minéralisées qu'à 200 m (Vuataz et al., 1986). En dessous de 300 m, aussi bien dans S1 que dans S2, la minéralisation continue d'augmenter, mais de façon beaucoup plus lente et régulière. A partir de 700 m (dans S2), elle ne varie plus que très peu.

Ce schéma hydrogéologique, illustré par la figure 1, est valable à l'échelle du site du forage et de ses abords et ne saurait, dans l'état actuel des connaissances, être extrapolé à l'ensemble du Cézallier.

Les études isotopiques effectuées sur les eaux des sources minérales de la région (Vuataz et al., ce volume) témoignent en effet de mélanges entre les eaux profondes et des eaux plus superficielles pouvant intervenir, sur une verticale donnée, à différentes profondeurs, ces profondeurs pouvant elles-mêmes varier d'un point à un autre et atteindre plusieurs centaines de mètres.

L'interprétation des mesures thermométriques effectuées dans les sondages, proposée par G. Vasseur et al. (ce volume), enrichit encore notre connaissance des écoulements souterrains sur le site de Chassole, en particulier quant à leur aspect dynamique. A partir d'un profil thermométrique réalisé dans le sondage S2 deux semaines après l'arrêt des travaux du chantier (1) et de mesures systématiques de la conductivité thermique sur les carottes, Vasseur et al. ont reconstitué le profil de flux thermique apparent de 0 à 1 400 m. Ce calcul a été fait en prenant en compte la correction paléoclimatique et celle due à la production de chaleur par l'uranium et le thorium contenus dans l'orthogneiss.

Le profil obtenu montre une décroissance importante du sommet (115 mW/m^2) vers le fond (72 mW/m^2), ainsi qu'une oscillation de grande amplitude entre 600 et 1 000 m. La décroissance du flux apparent avec la profondeur peut être expliquée par un effet de convection correspondant à un débit ascendant de $0,31/\text{s}$ par km^2 . Un tel débit pour la remontée des eaux minérales ne paraît pas incompatible avec les observations de terrain : le débit de la source Sainte-Marguerite à Chassole n'est certes que de $0,025/\text{s}$, mais il est très probable que cette source ne capte qu'une petite partie des remontées d'eau profonde du secteur et que celle-ci émerge pour l'essentiel de façon disséminée et masquée par les eaux de surface. On l'a bien vu lors de la sécheresse de l'été et de l'automne 1985 où une émergence d'eau ferrugineuse, passée inaperçue jusqu'alors, est apparue dans un fossé de la route descendant vers le hameau de Chassole, à 200 m à l'aval de la source Sainte-Marguerite, et où l'ensemble du vallon de

Zagat est apparu comme constellé de petites émergences réparties sur une distance de 300 m, représentant un débit total d'environ $0,21/\text{s}$.

Il convient d'expliquer pourquoi le flux profond (72 mW/m^2 en-dessous de 1 000 m) est plus faible que le flux régional (90 mW/m^2), déterminé par ailleurs (Vasseur, 1982). Vasseur et al. (ce volume) suggèrent pour cela deux hypothèses. Dans la première, on suppose que des circulations en-dessous de 1 400 m, et donc non mises en évidence par le sondage, diminuent le gradient dans la tranche de terrain accessible à celui-ci. Mais il faudrait pour cela ou bien que ces circulations soient descendantes, ce qui n'est pas très facile à concevoir, ou bien qu'il s'agisse de circulations horizontales d'eau relativement froide, ce qui n'est pas non plus très facile à imaginer compte tenu du schéma d'ensemble proposé pour le fonctionnement du système hydrominéral.

La seconde hypothèse consiste à imaginer que la circulation ascendante permettant d'expliquer la décroissance du flux géothermique apparent avec la profondeur corresponde à un régime transitoire dont la constante de temps serait de l'ordre de 30 000 ans. Le calcul montre que 30 000 ans après le déclenchement d'une telle circulation, le gradient, et donc le flux, en-dessous de 1 000 m seraient uniformément diminués de 10 à 30 % par rapport au gradient et au flux conductif réels. Le flux réel serait donc bien de l'ordre de grandeur du flux régional, nettement supérieur à la moyenne nationale, qui est voisine de 80 mW/m^2 .

L'importante perturbation dipolaire de la tranche 600-1 000 m correspond à des variations de même sens de la conductivité thermique des roches, que leur nature pétrographique ne permet pas, à première vue, d'expliquer. Si elle ne constitue pas un artefact, elle peut également être interprétée en termes de phénomène transitoire. Elle pourrait correspondre au déclenchement, il y a environ 400 ans, d'une circulation subhorizontale d'eau relativement chaude dans la tranche considérée. Cette interprétation doit toutefois être considérée avec prudence, au moins quant à la valeur numérique proposée, car elle repose sur un modèle de couche horizontale. Les observations de Collet et Drogue semblent justifier un tel modèle, mais on ne peut néanmoins exclure de forts contrastes latéraux de conductivité hydraulique liés à des structures redressées telles que le grand accident N-S affectant les sites de Chassole et Zagat (M. Aucel et H. Fabriol, ce volume, M. Jeambrun (1984), J.-L. Feybesse (1985a)).

Ajoutons également, à l'appui de l'hypothèse de circulations importantes dans la tranche 600-1 000 m, le fait qu'elle englobe les deux zones perméables de loin les plus importantes recoupées par le sondage S2 (695 m et 956 m). A noter toutefois que des niveaux aquifères d'une importance similaire avaient été recoupés, plus haut (entre 340 et 500 m), dans le sondage S1, ces niveaux étant d'ailleurs en relation certaine avec la brèche aquifère du niveau 695 m dans S2. Cette constatation justifie les réserves que l'on peut formuler quant au modèle d'interprétation utilisé (couche aquifère horizontale), mais elle ne met pas en cause la signification de l'anomalie observée.

(1) Ce délai est trop court pour qu'on puisse considérer que le sondage avait retrouvé son équilibre thermique ; toutefois, une diagraphie thermique réalisée trois mois plus tard n'a mis en évidence qu'une évolution très minime par rapport à celle utilisée pour le calcul du flux (Gable, 1987).

Un dernier apport de l'interprétation des mesures thermiques effectuée par Vasseur et *al.* concerne les anomalies, chaudes ou froides, correspondant aux zones fracturées perméables des niveaux 442-443 m, 695 m, 825 m et 956 m mises en évidence aussi bien par J. Jolivet (1986) que par R. Gable et J.-C. Foucher (1986) dans le sondage S 2. Le calcul montre que ces anomalies correspondent à des perturbations d'une durée de 3 mois à un an, ce qui est de l'ordre de grandeur de la durée du chantier. Ces perturbations semblent donc directement liées aux travaux, ce que confirme le fait que les anomalies thermiques qui en résultent se sont atténuées avec le temps après l'arrêt du chantier, jusqu'à pratiquement disparaître au bout de quelques mois.

Les circulations qui se sont établies au niveau de ces zones pendant les travaux du chantier n'ont donc pas de relation directe avec les circulations naturelles dont elles pouvaient être le siège avant ces travaux.

En résumé, l'étude thermique permet de conclure au caractère très récent (quelques centaines de siècles) du régime hydraulique actuel sur le site de Chassole. Ce régime se caractérise en particulier par une circulation ascendante entre 1 000 m et la surface, dont le débit est compatible avec ce que l'on sait du régime de la source minérale de Chassole, et par une circulation horizontale dans la tranche 600-1 000 m, dont l'apparition serait beaucoup plus récente (quelques siècles). On doit se poser la question des causes possibles d'une telle apparition.

Dans cette quête, on est amené à se pencher sur les données de sismicité historique (P. Godefroy et J. Lambert, *op. cit.*). Les deux plus forts séismes de l'histoire de l'Auvergne, survenus entre Clermont-Ferrand et Riom les 06/08/1477 et 01/03/1490, pourraient être contemporains du déclenchement de cette circulation. Il en va de même du séisme, mal connu, qui a affecté le Cézallier le 13/01/1639. Mais les effets des séismes ont en général tendance à s'atténuer avec la profondeur et rien ne vient étayer l'hypothèse d'un lien de cause à effet entre les tremblements de terre évoqués ci-dessus et une modification du régime hydraulique du site de Chassole.

Peut-être des érudits cézallériens, en tentant de retracer l'histoire des sources minérales de leur région (la source du Bard était exploitée à l'époque gallo-romaine) pourraient-ils trouver quelque indice d'un changement de régime ayant attiré l'attention des contemporains...

Questions sans réponse

L'historique et le modèle de fonctionnement du système hydrothermal du Cézallier qui viennent d'être présentés permettent d'intégrer de manière cohérente la grande majorité des résultats, issus de nombreuses disciplines, disponibles à l'heure actuelle. Ils ne prétendent pas pour autant être les seuls possibles : l'auteur de cette synthèse a été amené à rete-

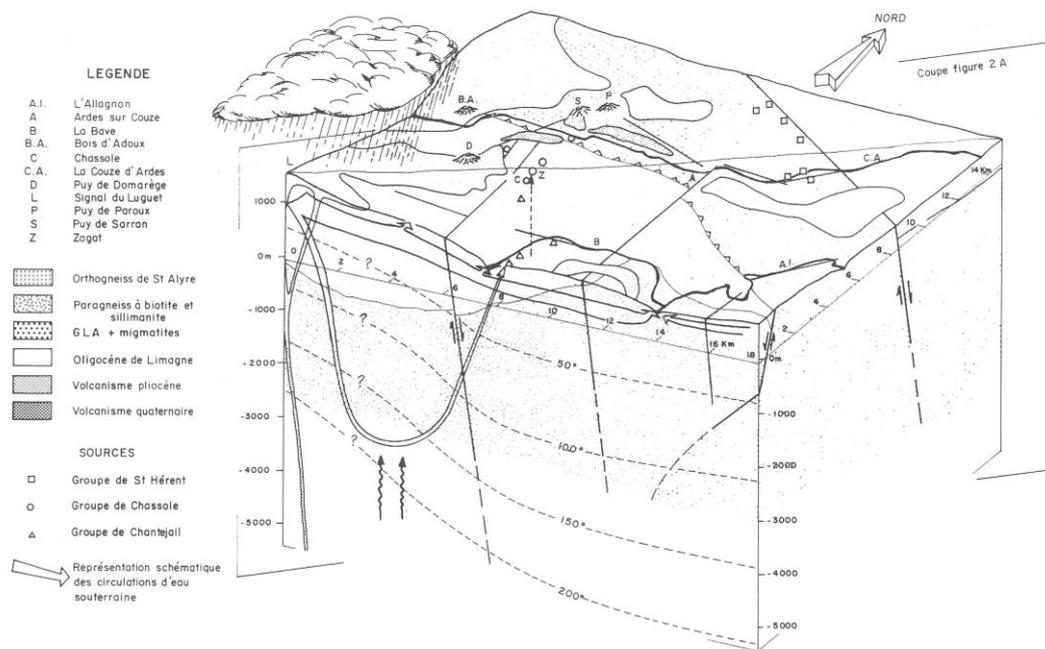


Fig. 2A. — Bloc-diagramme simplifié de la partie nord du système géothermal du Cézallier.

Simplified diagram of the Northern part of the Cézallier geothermal system

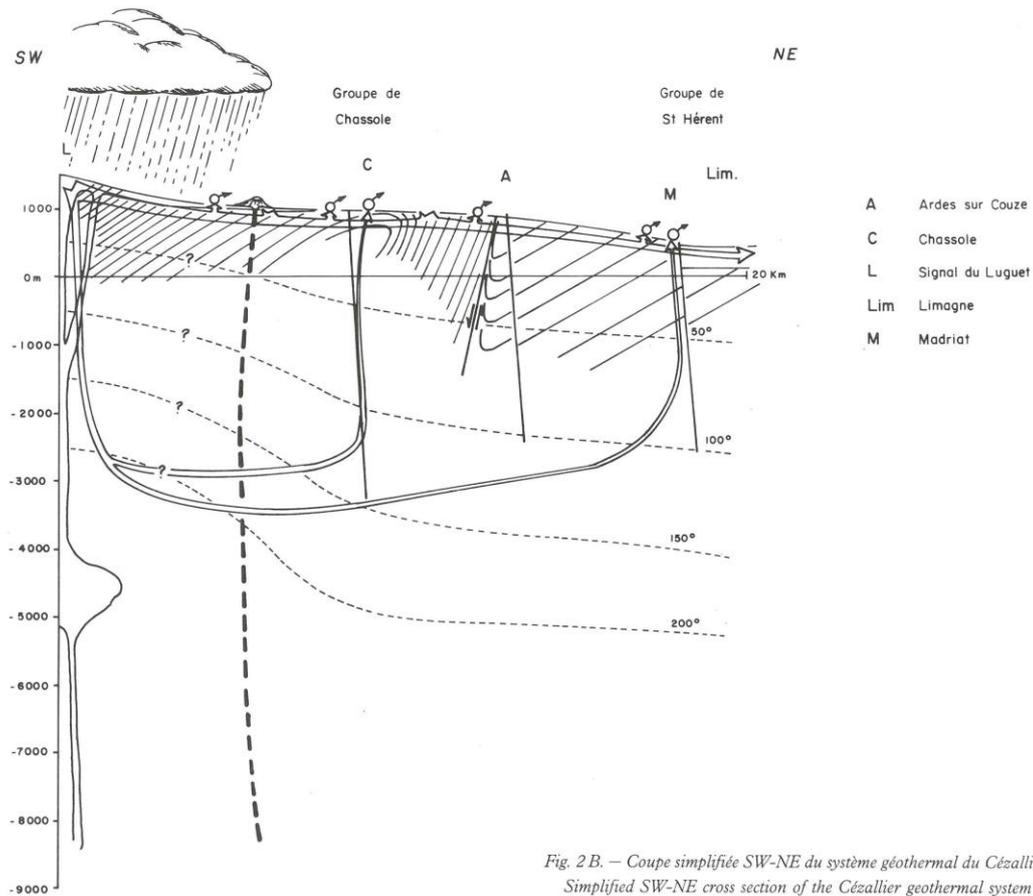


Fig. 2 B. — Coupe simplifiée SW-NE du système géothermal du Cézallier.
Simplified SW-NE cross section of the Cézallier geothermal system

nir, parmi les hypothèses formulées par les spécialistes des différentes disciplines pour expliquer tel ou tel de leur résultat, une combinaison particulière, qui lui semble cohérente. Il n'est pas du tout exclu que d'autres combinaisons ne puissent aboutir à d'autres modèles, non moins cohérents.

Mais surtout, ce modèle est incomplet. Par exemple, il ne permet pas de préciser les modalités de circulation, et plus particulièrement de remontée vers la surface et d'émergence des eaux minérales. En ce qui concerne celle de Chassole, l'invariabilité de son régime pendant toute la durée du chantier et le fait qu'elle émerge malgré la présence d'un niveau aquifère superficiel à charge hydraulique nettement plus élevée que les eaux profondes de même composition permettent d'affirmer que le conduit qui l'alimente s'individualise assez loin de la zone des forages, mais cet « assez loin » ne peut être chiffré.

D'une manière générale l'absence, à l'heure actuelle, de toute donnée sur les débits des écoulements souterrains empêche d'affiner les aspects hydrogéologique et géothermique du modèle proposé.

Mais la principale question qui demeure, à laquelle les études réalisées ne permettent pas encore d'apporter une réponse définitive, est celle de la source de chaleur liée au fonctionnement du système hydrothermal.

L'historique qui est proposé amène à rechercher une source de chaleur dans le passé, et on est conduit à la rattacher à l'activité volcanique ancienne qui a connu son paroxysme de 4,8 à 3,1 Ma (Thonat et *al.*, ce volume). Mais ce volcanisme est pour l'essentiel indifférencié et ne peut être associé à un réservoir magmatique dans la croûte supérieure. La seule exception est constituée par les roches différenciées du Haut-Cézallier, émises entre 5,2 et 4,0 Ma (Cantagrel et *al.*, ce volume). Il n'est pas possible de préciser le volume et la profondeur du réservoir magmatique qui leur serait associé, mais il est probable, compte tenu de la quantité limitée de produits émis, qu'il s'agissait d'un réservoir de faible volume. Il n'est pas interdit de penser, néanmoins, que ce réservoir ait joué un rôle dans les premiers stades de fonctionnement du système hydrothermal. Le fait que ce système n'ait cessé depuis lors de se refroidir est cohérent avec cette hypothèse.

En ce qui concerne la période actuelle, le volcanisme quaternaire récent ne pouvant être considéré comme associé à des quantités de chaleur importantes (Thonat et al., Cantagrel et al., ce volume), on est amené à considérer comme la plus vraisemblable l'hypothèse suivant laquelle la chaleur alimentant le système serait liée à l'amincissement de la croûte et au « diapir mantellique » caractérisant la structure profonde de la région (Perrier et Ruegg, 1973).

Les valeurs élevées du rapport $^3\text{He}/^4\text{He}$ dans les eaux minérales du Cézallier tendent à confirmer cette hypothèse. Notons par ailleurs que celle-ci ne suppose pas réellement de solution de continuité dans l'origine de la chaleur, le volcanisme de la région étant très probablement lui-même en relation avec les particularités de la structure profonde.

Conclusion

Les résultats issus de l'étude des matériaux des sondages GPF de Chassole amènent un progrès significatif dans la compréhension de l'histoire et du fonctionnement du système hydrothermal actuel du Cézallier.

Ce système semble s'être mis en place au Pliocène, sans doute à la faveur de la phase paroxystique du volcanisme de la région. Tout en se refroidissant, il aurait connu ensuite un fonctionnement par à-coups, avec des stades de réactivations des circulations, dus sans doute à des modifications mineures de l'état de contrainte, faisant suite à des interruptions des écoulements profonds causées par le colmatage des conduits.

La situation actuelle pourrait correspondre à une telle réactivation, très récente, mais il ne semble pas que le volcanisme puisse encore y jouer un rôle thermique significatif. L'origine de la chaleur serait à rechercher à grande profondeur, au niveau de l'anomalie de la structure profonde de la région (amincissement de la croûte et « diapir » mantellique à la base de celle-ci). Le caractère très ouvert de la fracturation intense du socle explique que les eaux météoriques puissent s'infiltrer à grande profondeur, y atteindre des températures de l'ordre de 200°C et s'y charger en composants dissous avant de ressortir sous forme d'eaux minérales.

Cette « grande profondeur » doit être de l'ordre de 5 à 6 km comme le montre un calcul fondé sur la valeur du flux régional (90 mW/m^2) et sur la conductivité thermique des terrains recoupés par les sondages. On ne peut toutefois, à l'heure actuelle, exclure la possibilité qu'existe (à l'amont du site du forage), une anomalie de 200°C à une profondeur plus faible.

Ce schéma, illustré de manière simplifiée sur la figure 2, devra être précisé par des analyses isotopiques permettant de confirmer les âges des matériaux d'origine hydrothermale (datés uniquement par l'analyse microstructurale de la fracturation qu'ils colmatent) et d'évaluer les temps de transit des eaux souterraines. D'une manière générale, l'absence, à l'heure actuelle, de données en nombre et qualité suffisantes sur les débits des écoulements souterrains interdit de préciser les aspects hydrogéologiques et géothermométriques du modèle proposé. De telles données ne peuvent que très partiellement être acquises à partir de sondages réalisés sur un site unique.

Remerciements

L'auteur de cette note remercie toutes les personnes qui ont bien voulu relire son manuscrit. Leurs remarques lui ont permis d'en éliminer certaines inexactitudes et de lui apporter de nombreuses améliorations.

Il souhaite par ailleurs évoquer la mémoire de J. Goguel qui, jusqu'à sa disparition, a manifesté un intérêt constant pour les recherches entreprises sur le système géothermal du Cézallier. Les nombreuses discussions qu'il a eues avec lui sur ce thème lui ont beaucoup apporté.

Références bibliographiques

- FEUGA B. (1986a). — Le chantier de forage de Chassole (Cézallier, Puy-de-Dôme) et son suivi scientifique. Présentation générale. Documents du BRGM n° 105, pp. 1 à 31.
- FEUGA B. (1986b). — Suivi hydrologique et hydrogéologique du chantier et essais hydrauliques en forages. Documents du BRGM n° 105. Forages de Chassole. Rapport d'exécution et descriptions préliminaires. pp. 279-305.
- FEUGA B. et al. (1986). — Le système hydrominéral du Cézallier (Massif central). Reconnaissance par sondage de moyenne profondeur (programme Géologie profonde de la France, sondages S1 et S2 de Chassole, juillet-décembre 1985). *C. R. Acad. Sci. Fr.*, **303**, Série II, n° 16.
- FEYBESSE J.-L., DEMANGEON G., PIERREFITTE M. (1985a). — Étude structurale du bloc de Rentières (région d'Ardes sur Couze, série du Cézallier). Cartographie des couloirs fortement fracturés par approche statistique du champ de fracturation. Documents du BRGM n° 95-10, pp. 285-306.
- FEYBESSE J.-L., MARCHAND J. (1985b). — Les déformations dévoniennes synmétamorphes affectant le socle de la région d'Ardes sur Couze (Cézallier, Massif central). Documents du BRGM n° 95-10, pp. 221-224.
- FEYBESSE J.-L. (1985c). — La tectonique post-métamorphique du bloc de Rentières. Les épisodes de fracturation tardi-hercyniens, oligocènes et quaternaires (série du Cézallier, Massif central). Documents du BRGM n° 95-10, pp. 307-323.
- FEYBESSE J.-L., BELIN J.-M., LOISEAU Ph., MICHAELY B., MARTIN P. (1986). — Présentation de l'ensemble des données pétrographiques et structurales acquises sur les forages S1 et S2 de Chassole (Cézallier, Massif Central français). Documents du BRGM n° 105, pp. 69 à 132.
- GABLE R., FOUCHER J.-C. (1986). — Diagraphies thermiques dans les puits de Chassole. Documents du BRGM n° 105, pp. 263 à 277.
- GABLE R. (1987). — Mesure des températures dans le sondage S2 de Chassole (Cézallier, Puy-de-Dôme). Rapport BRGM n° 87 DT 006 GPH.
- GENETIER B., VAUBOURG P. (1981). — Investigation par forages profonds du granite d'Auriat. Contrat CCE n° 57-78-1 WASF. Rapport BRGM n° 81 SGN 839 EAU.
- GODEFROY P., LAMBERT J. (1985). — Sismicité du Cézallier et des régions limitrophes. Documents du BRGM n° 95-10, pp. 245 à 282.
- JEAMBRUN M. (1984). — Linéaments et phréatomagmatisme dans la région d'Ardes sur Couze (Puy-de-Dôme). Documents du BRGM n° 81-10, pp. 175-177.
- JOLIVET J. (1986). — Mesures de température effectuées dans les sondages S1 et S2 de Chassole. Documents du BRGM n° 105, pp. 239 à 262.

- PERRIER G., RUEGG J.-C. (1973). — Structure profonde du Massif central français. *Ann. Géophys.*, **29**, n° 4, pp. 435-502.
- PHILIP H. (1983). — La tectonique actuelle et récente dans le domaine méditerranéen et ses bordures ; ses relations avec la sismicité. Thèse Montpellier 2. 251 p.
- VASSEUR G. (1982). — Synthèse des résultats du flux géothermique en France. *Ann. Géophys.*, **38**, pp. 189-201.
- VILLEMIN T., BERGERAT F. (1987). — L'évolution structurale du fossé rhénan au cours du Cénozoïque : un bilan de la déformation et des effets thermiques de l'extension. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (8), t. III, n° 2, pp. 245-255.
- VUATAZ F.-D., BRACH M., CRIAUD A., FOUILLAC C., MARTY B. (1986). — Suivi géochimique des sondages S1 et S2 de Chassole. Documents du BRGM n° 105, pp. 381-401.
- Publications figurant dans ce volume**
- AUCEL M., FABRIOL H. (1987). — Apport de l'audiomagnétotellurique à la connaissance du socle fissuré du Cézallier.
- CANTAGREL J.-M., SIGMARSSON O., CONDOMINES M., KIEFFER G., (1987). — Chronologie du volcanisme aux environs du forage de Chassole. Programme GPF — Géothermalisme actuel, Cézallier.
- COLLET T., DROGUE C. (1987). — Effet barométrique sur les niveaux piézométriques des forages de Chassole.
- FEYBESSE J.-L., LESPINASSE M. (1987). — Contrôle structural des circulations hydrothermales du Cézallier.
- LOISEAU Ph. (1987). — Relations entre les circulations des fluides et l'ouverture des fractures.
- MICHARD G., FOUILLAC C., VUATAZ F.-D., CRIAUD A. (1987). — Étude chimique et modèle d'évolution des eaux minérales du Cézallier (Massif central, France).
- MILLON R. (1987). — Confrontation des résultats des forages de Chassole (Cézallier) avec les données géophysiques de surface.
- THONAT A., MASSELOT L., PETAT B., BONNET B., BROUSSE R. (1987). — Le volcanisme dans la région de Chassole (Est Cézallier).
- TURPAULT M.-P., FOUILLAC A.-M., CATHELINÉAU M., LESPINASSE M., MEUNIER A., FEYBESSE J.-L., LEROY J. (1987). — Circulations hydrothermales récentes et anciennes dans le Cézallier : les données des phases solides et fluides et des isotopes stables.
- VASSEUR G., BIENFAIT G., CUNÉY M., GABLE R., JOLIVET J., LUCAZEAU F. (1987). — Interprétation des mesures géothermiques dans les forages de Chassole (Cézallier).
- VUATAZ F.-D., FOUILLAC A.-M., FOUILLAC C., MICHARD G., BRACH M. (1987). — Étude isotopique et suivi géochimique des eaux des sondages de Chassole et de quelques sources minérales du Cézallier.