

Circulations hydrothermales récentes et anciennes dans le Cézallier : les données des phases solides et fluides et des isotopes stables.

M.-P. Turpault*, A.-M. Fouillac***, M. Cathelineau**, M. Lespinasse**, A. Meunier*,
J.-L. Feybesse**** et J. Leroy**

Mots-clés : Altération hydrothermale, Filon, Argile minérale, Inclusion fluide, Isotope, Isotope stable, O_{18} - O_{16} , C_{13} - C_{12} , Travertin, Système géothermique, Puy-de-Dôme (Chassole).

Résumé

L'étude des altérations hydrothermales du sondage de Chassole a été envisagée de façon multidisciplinaire (pétrographie, inclusions fluides et isotopes stables ^{18}O et ^{13}C).

Une étude pétrographique fine des veines et de leurs épontes ainsi que des minéraux argileux formés à partir de l'altération diffuse a été entreprise. Les recoupements des veines ont permis d'établir une chronologie relative :

1.
 - veines à quartz automorphe (I) ;
 - veines à quartz-orthose-sulfures \pm micas blancs ;
2.
 - veines à prehnite \pm feldspath potassique \pm quartz automorphe (II) \pm calcite de type A ;
 - veines à chlorite ;
 - veines à illite ;
 - veines à interstratifiés illite-smectite.
3. — veines à calcite de type B, à sidérite et brèches à sidérite.

L'étude des inclusions fluides conduit à distinguer trois stades :

1. — stade précoce de haute température (400-300 °C) qui correspond aux deux premiers types de veines.
2. — stade intermédiaire (180 < T < 300 °C).
3. — stade de basse température (T < 150 °C) qui correspond au dernier type de veines.

Les analyses des isotopes stables ont porté sur les travertins actuels et anciens des sources hydrothermales du Cézallier et sur les minéraux néoformés pendant les événements hydrothermaux les plus récents du sondage de Chassole. Cette dernière étude a permis de confirmer :

- la présence de deux types de calcite (A et B) ;
- l'association calcite B — sidérite ;
- les relations entre les derniers minéraux néoformés et le fluide actuel, notamment l'impossibilité pour les interstratifiés illite-smectite de précipiter à partir de ce fluide dans les conditions actuelles.

Dans le sondage de Chassole, deux types de manifestations hydrothermales (anciennes et récentes) sont mises en évidence.

L'évolution des fluides correspondant aux manifestations hydrothermales récentes est discutée ainsi que leur rapport avec le fluide actuel.

* Laboratoire de Pétrologie des Altérations Hydrothermales - U.A. 721 Université de Poitiers

** C.R.E.G.U., Nancy

*** BRGM DT/ANA, Orléans

**** BRGM SGN/GEO, Orléans

Abstract

Recent and ancient hydrothermal circulations in Cézallier: data of solid and fluid phases and stable isotopes.

Petrographic studies, fluid inclusions and stable isotope data were used to study hydrothermal alteration in the Chassole gneiss (Cézallier) drill hole.

Many hydrothermal features were observed on 130 thin sections.

Veins and adjacent altered rocks, and clay minerals of pervasive alteration were studied by accurate petrological investigations.

Crosscutting relationships between several veins allowed the determination of a relative chronology; a complementary fluid inclusions study indicates the following temperature range:

- euhedral quartz (type I);
- quartz-orthose-sulfides (pyrite, mispickel, blend) ± white micas (phengite, muscovite), veins ($T \simeq 400\text{--}300^\circ\text{C}$);
- prehnite ± K feldspar ± euhedral quartz (type II) ± calcite (type A) veins ($T < 200\text{--}180^\circ$);
- chlorite veins;
- illite veins;
- illite-smectite mixed layer ($R=0$, $R=3$, $R=1$) veins;
- calcite (type B) veins, siderite veins and siderite breccia ($T < 80^\circ\text{C}$).

A stable isotope study was performed on actual and ancient travertines hot springs and also recent hydrothermal alteration secondary minerals from the Chassole drill hole.

The study confirmed:

- existence of two families (A and B) of calcite;
- association between calcite B and siderite;
- relationships between present fluid and latest secondary minerals, in particular that it is impossible for the random mixed layer illite-smectite to precipitate from the actual fluid under present condition.

We proved the existence of two geothermal systems.

We wonder if the most recent secondary minerals are due to one or more fluids.

1. — Introduction

L'activité d'un système hydrothermal est fonction de nombreux paramètres importants, notamment l'évolution de la production de chaleur dans la zone considérée, des quantités de fluide mis en mouvement et de leur aptitude à circuler. Ces systèmes ne sont pas statiques mais évoluent constamment dans le temps en fonction des variations des conditions de transfert de masse et de chaleur. Les conditions P-V-T-X dans le système actuel peuvent être déterminées par l'analyse des fluides du réservoir lui-même (P, T, et paramètres contrôlant la circulation des fluides), mais elles ne donnent que l'état « instantané » à l'échelle géologique du système hydrothermal considéré. Il est particulièrement important cependant d'obtenir des informations sur les stades précoces des systèmes, voire de stades antérieurs lorsque l'activité est polyphasée. Les études des systèmes subactuels comme celui de Larderello, Italie (Cathelineau *et al.*, 1986) démontrent en effet des évolutions particulièrement significatives des conditions de température (refroidissement) et pression (passage de régimes de pression lithostatique à hydrostatique), des sources des fluides (dilutions des fluides métamorphiques et d'eaux de formation par des eaux météoriques) au cours des deux derniers millions d'années.

Dans le cas des activités hydrothermales du Cézallier, il apparaît donc fondamental de pouvoir attribuer à tel ou tel épisode de l'activité de cette région, les paragenèses hydrothermales résultant des interactions entre fluides et roches, de reconstituer les conditions P-V-T-X lors de ces interactions, et de connaître l'origine des fluides. Une telle connaissance permet de décrypter la signature des fluides actuels au sein des multiples témoins de l'activité hydrothermale passée. Elle permet également de tester la cohérence des données acquises sur les solides, obtenues à partir des assemblages minéralogiques et de leurs signatures isotopiques, et sur

les fluides piégés, avec les données concernant le système actuel. Il peut paraître vain de reconstituer des systèmes complexes et pluriphasés à partir des données d'un seul sondage. Les études d'un système à partir de plusieurs dizaines de sondages de plus de 2 000 m (Cerro Prieto, Elders *et al.*, 1981; Los Azufres, Cathelineau *et al.*, 1985) démontrent l'importance des variations latérales correspondant aux zones de recharge, décharge et d'ébullition. L'approche ne peut donc être qu'interdisciplinaire, et consiste en une étude couplée des chronologies des assemblages minéralogiques (M.P. Turpault et A. Meunier, Univ. Poitiers), des fluides associés (conditions P-V-T-X, M. Cathelineau, M. Lespinasse et J. Leroy, CREGU), et des isotopes (A.M. Fouillac, géothermométrie et origine des fluides, BRGM). De telles études ont très souvent été réalisées simultanément (Elders *et al.*, 1978, 1981; Olson, 1979, à Cerro Prieto; Brown *et al.*, 1976; Henley et Ellis, 1983; Henley et Stewart, 1983, dans les systèmes néozélandais), mais très rarement de manière coordonnée.

2. — Matériel et méthodes

L'échantillonnage a été effectué en fonction des altérations hydrothermales diffuses et filoniennes observables à l'œil nu sur les carottes du sondage. Cent vingt-neuf échantillons ont été prélevés et quatre-vingt-neuf lames minces pétrographiques ont été réalisées (fig. 1). Une fraction de chaque échantillon a été broyée afin de séparer, après dispersion aux ultrasons dans de l'eau distillée, les phases fines ($< 2 \mu\text{m}$), pour confectionner les lames orientées. Les traitements classiques ont été appliqués: saturation au glycol, chauffage à 550°C pendant deux heures. Le produit brut broyé est utilisé pour les diagrammes de poudre (roche totale).

	L	CH	KA	RO	IS	TO	V	V	V	V	V	V	V	V	B	EP
43.50																
44.15																
49.63																
49.90																
50.10																
50.80																
54.60																
59.50																
60.30																
64.40																
72.35																
84.30																
93.50																
94.55																
100.33																
100.95																
101.25																
104.90																
107.00																
115.05																
120.50																
121.50																
125.00																
124.60																
127.50																
134.20																
134.60																
140.20																
140.85																
143.15																
143.45																
155.40																
164.30																
167.00																
170.00																
174.05																
181.75																
185.55																
191.12																
201.22																
212.80																
221.32																
234.00																
245.30																
255.70																
264.20																
301.10																
361.10																
373.10																
374.55																
389.40																
432.38																
448.68																
470.00																
473.10																
474.50																
484.50																
505.70																
522.20																
572.11																
581.40																
590.84																
622.70																
625.80																

	L	CH	KA	RO	IS	TO	V	V	V	V	V	V	V	V	B	EP
627.50																
631.75																
633.50																
670.90																
694.40																
703.90																
715.15																
746.45																
746.80																
774.60																
785.75																
807.50																
834.00																
829.45																
851.50																
848.40																
874.20																
903.10																
948.80																
950.20																
954.50																
955.40																
954.70																
941.40																
945.40																
948.30																
949.10																
973.80																
974.60																
975.50																
975.60																
979.70																
984.00																
987.60																
989.00																
993.10																
1006.80																
1013.70																
1033.90																
1040.10																
1041.30																
1045.20																
1049.50																
1114.20																
1116.90																
1125.90																
1126.50																
1128.70																
1148.50																
1156.20																
1177.10																
1182.50																
1201.20																
1204.70																
1209.50																
1215.00																
1226.50																
1242.80																
1253.00																
1270.90																
1299.00																
1321.50																
1340.70																
1342.00																
1391.90																

Figure 1

Fig. 1

- L = échantillons sur lesquels une lame mince pétrographique a été faite.
 CH = chlorite.
 KA = kaolinite.
 RO = interstratifié illite-smectite du type R=O.
 IS = interstratifié illite-smectite du type R=1 ou R=3 comme indiqué dans la colonne.
 TO = interstratifiés réguliers chlorite-smectite dioctaédrique.
 VQO = veine à quartz-orthose-sulfure ± micas blancs (muscovite, phengite).
 VPR = veine à prehnite.
 VQA = veine à quartz automorphe.
 VCA = veine à calcite.
 VCH = veine à chlorite vermiculaire.
 VIL = veine à illite.
 VIS = veine à interstratifié illite-smectite.
 VSI = veine à sidérite BSI = brèche à sidérite.
 EP = épidote secondaire en remplacement des biotites, en association avec la chlorite de pseudomorphose et dans les épontes des veines à chlorite.
 ■ = minéral ou veines abondants.
 ■ = minéral ou veines peu abondants.
 * = échantillon purifié à des fins d'analyses isotopiques.
 — = minéral ou veine non observé.

Remarque : pour les échantillons où il n'a pas été réalisé de lame mince pétrographique, seules les veines visibles à l'œil nu et déterminées par diffraction de rayons X sont indiquées.

- L = sample with petrographic thin section
 CH = chlorite
 KA = kaolinite
 RO = random illite-smectite mixed-layer (R=O)
 IS = ordered illite-smectite mixed-layer (R=1) and (R=3)
 TO = regular dioctahedral chlorite-smectite interstratified
 VQO = quartz-orthose-sulfides ± white micas vein (muscovite, phengite)
 VPR = prehnite vein
 VQA = euhedral quartz vein
 VCA = calcite vein
 VCH = vermicular chlorite vein
 VIL = illite vein
 VIS = illite-smectite mixed-layer vein
 VSI = siderite vein
 BSI = siderite breccia
 EP = secondary epidote replacing biotites in the chlorite event
 ■ = abundant minerals or veins
 ■ = rare minerals or veins
 * = purified sample for isotopic analyses
 — = unobserved minerals or veins

Les spectres de diffraction de rayons X ont été effectués sur un diffractomètre PHILIPS PW 1730 équipé d'un tube au cobalt (conditions d'utilisation : 40 kV, 40 mA).

Les analyses chimiques ponctuelles ont été réalisées avec une microsonde électronique CAMECA MS 46, équipée d'un système de détection EDS.EGG.ORTEC (conditions d'utilisation : courant image : 1 nA ; diamètre du spot : 5 µm ; temps de comptage : 100 secondes).

Des microprélèvements ont été effectués pour la détermination *in situ* sur lames minces des phases d'altération, et les spectres de diffraction de rayons X sont obtenus avec un détecteur à localisation linéaire ELPHYSE interfacé avec un microordinateur SIRIUS (technique mise au point au laboratoire de Poitiers).

La séparation et la purification des phases secondaires à des fins d'analyses isotopiques ont été faites soit par grattage direct des veines de carbonates à la foreuse, soit par décantation des argiles après dispersion aux ultrasons dans l'eau distillée (décantation pendant au moins une semaine).

Les inclusions fluides ont été analysées aussi bien dans les minéraux néoformés des veines hydrothermales, (quartz, calcite) que dans les minéraux des roches encaissantes (quartz essentiellement). Des échantillons ont été prélevés à différentes profondeurs, et certains étudiés particulièrement en détail : 189,8 m (C52), 528,6 m (C40), 593 m (C38), 1037, 2 m (C18), 1321,3 (C4) et 1344 m (C3).

Les études microthermométriques (Weisbrod et al., 1976 ; Roedder, 1984) ont été réalisées sur lame épaisse (échantillons C3, C4, C40) en utilisant une platine Chaix-meca (Poty et al., 1976).

L'étude isotopique a été réalisée de la manière suivante : l'extraction du gaz CO₂ des carbonates a été faite par réaction avec de l'acide phosphorique à 100 % suivant la technique classique décrite par Mc Crea (1950). La procédure expérimentale suivie pour l'extraction de l'oxygène des silicates est celle décrite par Clayton et Mayeda (1963). Les résultats sur les isotopes stables sont exprimés en unité définie comme suit :

$$\delta = \left[\frac{RE}{RS} \right] - 1 \times 1000$$

avec RE et RS les rapports du nombre d'atomes de l'isotope lourd sur le nombre d'atomes de l'isotope léger, pour l'échantillon et le standard.

Les δ sont donnés par rapport au SMOW pour l'oxygène et par rapport au PDB pour le carbone. La reproductibilité sur les analyses est de ± 0.1 pour l'oxygène et le carbone et, de ± 2 pour l'hydrogène.

Le fractionnement isotopique entre deux phases A et B est défini comme :

$$\Delta A - B = \delta A - \delta B$$

3. — Résultats

A. — Altérations hydrothermales

1. — Organisation générale des altérations hydrothermales

Les altérations hydrothermales du sondage de Chassole dans le gneiss se présentent sous deux formes :

— **Altération diffuse générale ou sélective :** L'altération diffuse générale à tosudite transforme entièrement les minéraux primaires et les minéraux secondaires préexistants dans la roche. Elle est observée principalement dans la zone entre 49,50 et 60,30 m. L'altération diffuse sélective n'altère qu'une famille de minéraux primaires (cristallisation des interstratifiés illite-smectite localisés dans les feldspaths primaires) ; elle affecte une grande partie de la zone forcée.

— **Veines avec ou sans épontes altérées :** Les remplissages des veines sont de nature très variable (quartz-orthose-sulfures, prehnite, calcite, chlorite, illite, sidérite, interstratifiés illite-smectite). Une chronologie relative peut être établie d'après les recoupements observés.

La distribution des minéraux d'altération dans le sondage est donnée dans la figure 1. Les identifications ont été réalisées par diffraction de rayons X (lames orientées, poudres et microprélèvements) et par étude pétrographique des lames minces.

Les caractéristiques suivantes apparaissent :

1. Kaolinite, chlorite et interstratifiés illite-smectite désordonnés (R=O) ont été observés sur la totalité du sondage. Par contre, les interstratifiés illite-smectite ordonnés de type R=3 n'apparaissent qu'à partir de 850 mètres.

2. — Les veines à chlorite vermiculaire, à sidérite ou à quartz-orthose-sulfures sont observables dans tout le sondage. Par contre, les veines à calcite, prehnite ou à quartz automorphe n'apparaissent qu'à partir de 800 mètres, tandis que les veines à illite n'existent que jusqu'à 580 mètres.

2. — Pétrologie des veines et des altérations fissurales

Les différents types de veines sont présentés dans l'ordre de la figure 1.

a) **Veines à quartz-orthose-sulfures + micas blancs (muscovite ou phengite)**: deux grands types de veines à sulfures ont été identifiés dans le sondage et sont similaires à celles décrites par Bril (1983) dans le secteur de Brioude-Massiac:

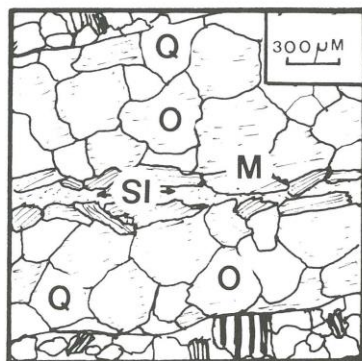


Fig. 2. — Veine à quartz (Q) — orthose (O) — muscovite (M) reprise par la sidérite

Quartz (Q) — orthose (O) — muscovite (M) vein crosscut by siderite.

— Les moins fréquentes sont les veines à quartz-orthose-muscovite (polytype 2M1) (fig. 2; tabl. 1) ou à quartz-mispickel-pyrite-phengite (fig. 3 et 4; tabl. 2), dont les biotites des épontes sont transformées en micas blancs;

— Les plus fréquentes sont les veines à quartz-orthose-sulfures (fig. 4 et 5). Les sulfures sont de la pyrite et plus rarement de la blende. Ces veines ne présentent pas d'éponte altérée.

SI	AL 4	AL 6	FE 2+	MG	TI	MN	OCT	CA	NA	K	FE/R2
3.09	0.91	1.95	0.07	0.02	0.01	0.01	2.05	0.00	0.02	0.83	0.72
3.09	0.91	1.91	0.09	0.03	0.01	0.00	2.03	0.00	0.06	0.86	0.76
3.06	0.94	1.92	0.07	0.04	0.02	0.00	2.04	0.00	0.04	0.86	0.63
3.04	0.96	1.91	0.07	0.03	0.01	0.00	2.02	0.00	0.09	0.88	0.68
3.05	0.95	1.87	0.10	0.05	0.02	0.02	2.05	0.00	0.07	0.89	0.58
3.07	0.93	1.92	0.07	0.03	0.01	0.00	2.03	0.00	0.04	0.90	0.72
3.09	0.91	1.91	0.08	0.00	0.01	0.00	2.00	0.00	0.10	0.88	1.00
3.03	0.97	1.90	0.08	0.03	0.02	0.01	2.03	0.00	0.13	0.85	0.67

Tabl. 1. — Muscovite associée à la veine à quartz-orthose.
Muscovite associated with the quartz-orthose vein.

SI	AL 4	AL 6	FE 2+	MG	TI	MN	OCT	CA	NA	K	FE/R2
3.23	0.77	1.84	0.13	0.00	0.00	0.00	1.97	0.00	0.00	0.98	1.00
3.20	0.80	1.82	0.13	0.02	0.01	0.00	1.98	0.00	0.04	0.96	0.83
3.22	0.78	1.88	0.08	0.00	0.01	0.00	1.97	0.00	0.01	0.93	1.00
3.19	0.81	1.85	0.10	0.04	0.01	0.01	2.01	0.00	0.02	0.91	0.67
3.22	0.78	1.89	0.09	0.01	0.00	0.00	2.00	0.00	0.03	0.86	0.86
3.22	0.78	1.93	0.08	0.00	0.00	0.01	2.02	0.00	0.00	0.81	0.86
3.21	0.79	1.90	0.10	0.00	0.00	0.00	2.00	0.00	0.03	0.86	0.99

Tabl. 2. — Phengite associée au mispickel.
Phengite associated with mispickel.

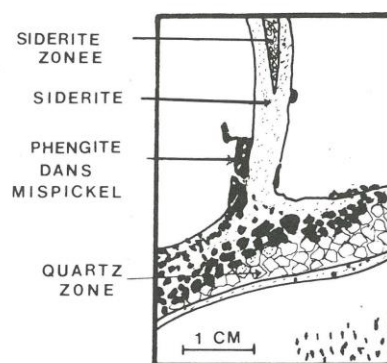


Fig. 3. — Veine à quartz automorphe zoné par des inclusions fluides reprise par une veine à quartz-mispickel-phengite, elle-même reprise par la sidérite.

Quartz-arsenopyrite-phengite vein crosscutting a vein of euhedral zoned quartz. The former vein is cross-cut by siderite.

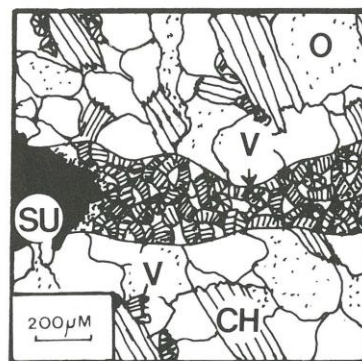


Fig. 4. — Veine à chlorite vermiculaire (V) qui reprend une veine à sulfures (S). Dans l'éponte, les biotites sont transformées en chlorites (CH) et à côté de ces dernières, des chlorites vermiculaires (V) cristallisent. O = orthose. Vermicular chlorite vein (V) is crosscut by sulfide veins (S). In the adjacent altered rock, biotites are transformed into chlorite (CH).

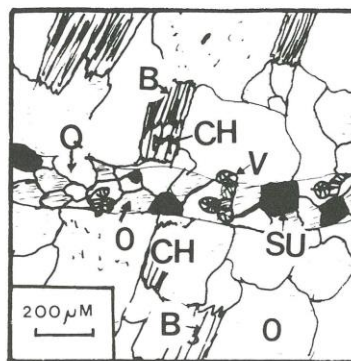


Fig. 5. — Veine à quartz (Q) — orthose (O) — sulfure (SU) reprise par des chlorites vermiculaires (V). Dans l'éponte, les biotites (B) sont transformées en chlorites (CH) près de la veine.

Quartz (Q) — orthose (O) — sulfides (SU) vein is crosscut by vermicular chlorite (V). In the adjacent altered rock, the biotites (B) are transformed into chlorite (CH).

b) Veines à prehnite : deux types de veines ont été observées :

— Les veines à prehnite seule (fig. 6). Dans les épontes, tous les feldspaths primaires (orthose et plagioclase) sont pseudomorphosés en feldspath potassique (microcline) et les biotites contiennent des lentilles de prehnite.



Fig. 6. — Veine à prehnite (PR) recoupée par une veine à calcite (CB).
OR = orthose; Q = quartz.
Prehnite vein (PR) cross-cut by calcite (CB) vein.
OR = orthose; Q = quartz.

— Les veines à prehnite + calcite de type A ± feldspath potassique. La calcite co-précipite ou corrode légèrement les cristaux de prehnite. Elle se présente sous forme aciculaire ou en plages à clivages fins serrés légèrement courbes, symptomatiques des cristallisations sous contrainte. Les feldspaths potassiques peuvent apparaître en plages formées de micrograins (50 µm). Dans l'éponte, les biotites renferment des lentilles de calcite et de prehnite tandis que les feldspaths primaires recristallisent en feldspaths potassiques. La prehnite a toujours une forte teneur en fer (tabl. 3).

SI	AL 4	AL 6	FE 2+	Mg	TI	MN	0CT	CA	NA	K	FE/R2
3.02	0.98	0.86	0.19	0.00	0.00	0.00	1.05	1.90	0.03	0.01	0.00
3.02	0.98	0.42	0.64	0.00	0.00	0.00	1.06	1.89	0.00	0.00	0.00
3.04	0.96	0.83	0.24	0.00	0.00	0.00	1.06	1.87	0.03	0.00	0.00
3.01	0.99	0.57	0.48	0.00	0.01	0.00	1.06	1.88	0.05	0.00	0.00
2.99	1.01	0.70	0.38	0.00	0.00	0.00	1.07	1.89	0.00	0.01	0.00
3.02	0.98	0.74	0.29	0.00	0.01	0.01	1.04	1.90	0.06	0.00	0.00
3.01	0.99	0.42	0.64	0.00	0.00	0.00	1.06	1.91	0.00	0.00	0.00
3.03	0.97	0.65	0.39	0.00	0.01	0.01	1.06	1.88	0.01	0.00	0.00
2.97	1.03	0.63	0.39	0.00	0.01	0.00	1.04	1.95	0.00	0.00	0.00
2.96	1.04	0.32	0.70	0.00	0.01	0.00	1.03	1.94	0.05	0.01	0.00
3.02	0.98	0.44	0.62	0.00	0.00	0.00	1.06	1.90	0.00	0.01	0.00
2.99	1.01	0.90	0.15	0.00	0.00	0.00	1.06	1.91	0.00	0.01	0.00
3.01	0.99	0.82	0.21	0.00	0.02	0.00	1.04	1.91	0.03	0.01	0.00

Tabl. 3. — Prehnite en veine et en lentille.
Prehnite in a vein and in lenses.

c) Veines à quartz automorphe : Elles se présentent sous deux formes :

— Les veines à quartz automorphe seul qui sont recoupées par les veines à quartz-orthose-sulfures : aucune transformation spécifique des épontes n'est observable ;

— Les veines à quartz automorphe et calcite de type A où la calcite corrode légèrement tous les quartz (fig. 7) : à l'éponte les biotites contiennent des lentilles de calcite.

d) Veines à calcite de type B : Dans ces veines, la calcite cristallise en cristaux de grande taille (millimétriques) ou en plages à macles polysynthétiques (fig. 7). Elle est souvent associée à de petites quantités de sidérite. Aux épontes, les biotites contiennent des lentilles de calcite. Dans plusieurs échantillons (903.10 et 1 033.90 m), les deux types de calcite (A et B) sont associés, la calcite B cristallisant en grandes plages de manière géodique.

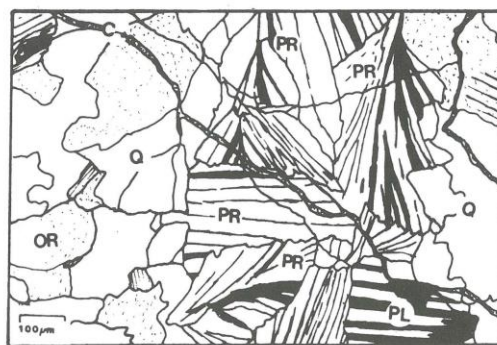


Fig. 7. — Veine à quartz automorphe (QA) reprise par la calcite de type B (CB). Dans l'éponte, les biotites sont kaolinisées (BK).
O = orthose; PL = plagioclase; Q = quartz.
Euhedral quartz vein (QA) is crosscut by B calcite (CB).
In the adjacent altered rock, biotites are transformed into kaolinite (BK).
O = orthose; PL = plagioclase; Q = quartz.

e) Veines à chlorite : Les chlorites dans les veines sont sous forme de vermicules (fig. 4, 5 et 8) ; elles peuvent envahir les épontes, notamment à proximité des biotites qui sont pseudomorphosées en chlorites phylliteuses (fig. 4). Dans le bas du sondage, dans certaines épontes de veines à chlorite, les biotites sont transformées en chlorites et contiennent des lentilles d'épidote et de sphène. Les diffractogrammes de rayons X montrent qu'elles sont toutes de polytype 2b. Leurs compositions diffèrent selon qu'elles sont en veine ou en éponte, avec ou sans épidote (tabl. 4, 5, 6, 7 et 8).

f) Veines à illite : L'illite précipite dans les veinules de faible puissance (20 µm). Elle remplace les biotites dans l'éponte proche (50 µm) ; au-delà, les biotites sont entièrement chloritisées (fig. 8 et 9). Cependant, les veines à illite étant rares, leurs relations aux épontes sont difficiles à établir. Les compositions sont caractérisées par des teneurs en Si variant de 3,10 à 3,33 et des rapports Fe/(Fe + Mg) variant de 0,38 à 0,45 ; la charge interfoliaire est située entre 0,70 et 0,85 (tabl. 9). Ces compositions se distribuent dans le domaine des illites défini par Velde (1985).

g) Veines à interstratifiés illite-smectite : Les interstratifiés illite-smectite (Reynolds, 1980) sont de plusieurs types : R=0 (désordonnés), R=1 (ordonnés IS) et R=3 (ordonnés ISII). Leurs spectres de diffraction sont donnés dans les fig. 10 et 11. Plusieurs types de veines ont été identifiés :
— interstratifiés R=0 seuls, présentant des pourcentages de smectite variant de 40 à 100 % ;
— interstratifiés R=0 associés à des interstratifiés R=1 ;
— interstratifiés R=0 associés à des interstratifiés R=3.

Ces veines sont toujours associées à des zones d'altération diffuse très vastes présentant les mêmes types d'interstratifiés qui apparaissent strictement dans les feldspaths. Les compositions des interstratifiés de type R=0 montrent un rapport Fe/(Fe + Mg) de l'ordre de 0,25 et l'absence de manganèse (tabl. 10).

SI	AL 4	AL 6	FE 2+	MG	TI	MN	OCT	CA	NA	K	FE/R2
2.70	1.30	1.53	2.39	1.81	0.00	0.10	5.83	0.00	0.08	0.04	0.56
2.75	1.25	1.50	2.27	2.01	0.00	0.05	5.83	0.01	0.06	0.01	0.52
2.73	1.27	1.50	2.27	2.03	0.00	0.07	5.87	0.00	0.01	0.02	0.52
2.71	1.29	1.52	2.23	1.99	0.01	0.07	5.83	0.01	0.04	0.03	0.52
2.69	1.31	1.47	2.08	2.32	0.00	0.05	5.91	0.00	0.00	0.01	0.47
2.81	1.19	1.66	1.94	2.09	0.00	0.07	5.76	0.01	0.00	0.01	0.47
2.71	1.29	1.42	2.08	2.31	0.01	0.08	5.90	0.00	0.03	0.02	0.47
2.78	1.22	1.58	2.10	2.04	0.00	0.04	5.75	0.00	0.13	0.01	0.50
2.85	1.15	1.58	2.08	1.97	0.02	0.06	5.71	0.00	0.08	0.01	0.51

Tabl. 4. — Chlorite en veine et en éponte de l'échantillon à 125 m.
Chlorite in vein and in adjacent altered rock (sample at 125 m depth).

SI	AL 4	AL 6	FE 2+	MG	TI	MN	OCT	CA	NA	K	FE/R2
2.73	1.27	1.22	3.05	1.61	0.00	0.07	5.96	0.05	0.00	0.01	0.64
2.77	1.23	1.16	3.08	1.71	0.00	0.06	6.01	0.02	0.00	0.03	0.63
2.70	1.30	1.18	3.06	1.69	0.01	0.07	6.00	0.05	0.00	0.00	0.63
2.69	1.31	1.07	3.14	1.81	0.00	0.07	6.09	0.01	0.00	0.01	0.62
2.68	1.32	1.11	3.14	1.76	0.00	0.05	6.07	0.02	0.00	0.01	0.63
2.79	1.21	1.22	2.95	1.76	0.00	0.06	5.99	0.00	0.00	0.01	0.62
2.70	1.30	1.20	2.94	1.81	0.01	0.08	6.04	0.00	0.00	0.00	0.61
2.73	1.27	1.19	2.95	1.80	0.01	0.08	6.03	0.00	0.00	0.01	0.61
2.72	1.28	1.41	2.77	1.69	0.00	0.05	5.91	0.02	0.00	0.01	0.61
2.81	1.19	1.31	2.86	1.66	0.01	0.07	5.92	0.01	0.00	0.01	0.62
2.75	1.25	1.17	2.96	1.85	0.00	0.05	6.03	0.01	0.00	0.00	0.61
2.72	1.28	1.11	3.06	1.83	0.01	0.06	6.07	0.00	0.00	0.01	0.62
2.73	1.27	1.20	2.97	1.81	0.00	0.05	6.03	0.01	0.00	0.01	0.62
2.73	1.27	1.11	3.05	1.81	0.01	0.08	6.06	0.00	0.00	0.00	0.62

Tabl. 5 et 6. — Chlorite en veine (5) et en éponte (6) contenant de l'épidote
(l'échantillon à 973,20 m).
Chlorite in vein (5) and in the adjacent altered rock (6) with epidote lenses
(sample at 973,20 m depth).

SI	AL 4	AL 6	FE 2+	MG	TI	MN	OCT	CA	NA	K	FE/R2
2.95	1.05	1.49	2.72	1.45	0.01	0.07	5.74	0.02	0.00	0.01	0.64
2.89	1.11	1.45	2.66	1.57	0.02	0.08	5.78	0.02	0.00	0.02	0.62
2.84	1.16	1.46	2.72	1.55	0.00	0.08	5.81	0.03	0.00	0.02	0.62
2.98	1.04	1.54	2.60	1.51	0.00	0.07	5.72	0.02	0.00	0.01	0.62
2.80	1.20	1.46	2.69	1.58	0.02	0.05	5.80	0.04	0.00	0.01	0.62
2.93	1.07	1.47	2.82	1.39	0.01	0.05	5.75	0.05	0.00	0.00	0.66
2.98	1.02	1.35	2.78	1.62	0.02	0.04	5.81	0.00	0.00	0.00	0.63
2.99	1.01	1.31	2.79	1.65	0.02	0.04	5.82	0.01	0.00	0.00	0.62
3.05	0.95	1.37	2.75	1.62	0.00	0.04	5.78	0.01	0.00	0.00	0.62
3.09	0.91	1.39	2.74	1.51	0.01	0.06	5.72	0.02	0.00	0.01	0.61
3.06	0.94	1.28	2.77	1.71	0.01	0.04	5.81	0.00	0.00	0.01	0.61

Tabl. 7 et 8. — Chlorite en veine (7) et en éponte
(8) de l'échantillon à 1 033,90 m.
Chlorite in vein (7) and in adjacent altered rock (8)
(sample at 1 033,90 m depth).

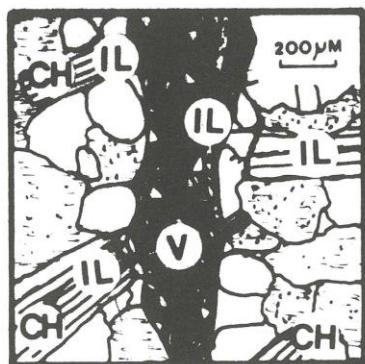


Fig. 8.— Veine à chlorite vermiculaire (V) recoupée par l'illite (IL).
Au bord de la veine, les biotites sont transformées en illite (IL)
et en chlorite.
Vermicular chlorites vein (V) is crosscut by illite (IL). In the adjacent
altered rock, biotites are transformed into illite (IL) and chlorite.

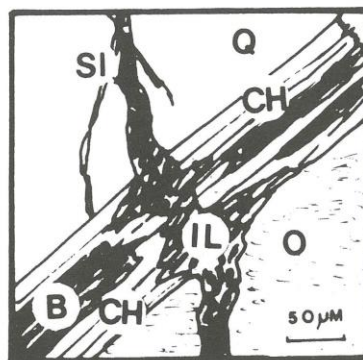


Fig. 9.— Veine à illite (IL) recoupant une biotite (B) primaire qui est
transformée en chlorite (CH). Cette veine est reprise par de la sidérite (SI).
Illite vein (IL) crosscut a biotite (B) which is transformed into chlorite
(CH). This vein is sealed by siderite (SI).

h) Veines à sidérite : La sidérite colmate les fractures sub-verticales et se présente sous trois aspects :

- en mosaïque de petits grains (1 à 10 μm) ;
- en cristaux zonés avec une zone interne plus riche en MnO et plus pauvre en CaO.
- en grandes plages (400 μm) présentant des clivages.

Dans les épontes, les biotites sont transformées en kaolinite et contiennent des lentilles de sidérite (fig. 12).

Présentées dans les triangles Fe-Ca-Mg et Fe-Ca-Mn (fig. 13), les compositions des sidérites (150 analyses) se trouvent dans le domaine de la solution solide magnésite-sidérite entre 50 % et 98 % de sidérite. Le taux de Mn n'excède jamais 5 % et celui de Ca 15 % de la somme Fe + Mg + Mn + Ca.

SI	AL 4	AL 6	FE 2+	MG	TI	MN	OCT	CA	NA	K	FE/R2
3.33	0.67	1.83	0.07	0.10	0.01	0.00	2.01	0.00	0.05	0.75	0.42
3.22	0.78	1.86	0.07	0.09	0.01	0.00	2.02	0.01	0.01	0.83	0.42
3.25	0.75	1.80	0.08	0.13	0.02	0.00	2.03	0.01	0.05	0.80	0.39
3.22	0.78	1.86	0.07	0.10	0.01	0.00	2.05	0.00	0.05	0.75	0.40
3.25	0.75	1.85	0.08	0.12	0.01	0.00	2.06	0.01	0.05	0.71	0.40
3.21	0.79	1.81	0.10	0.10	0.01	0.00	2.02	0.00	0.08	0.86	0.49
3.27	0.73	1.80	0.10	0.12	0.01	0.01	2.04	0.00	0.03	0.80	0.46
3.24	0.76	1.81	0.09	0.10	0.00	0.00	2.01	0.00	0.07	0.85	0.45
3.30	0.70	1.80	0.08	0.10	0.01	0.00	1.99	0.01	0.09	0.78	0.45
3.20	0.80	1.88	0.04	0.06	0.00	0.01	2.00	0.01	0.02	0.89	0.31
3.24	0.76	1.80	0.09	0.14	0.01	0.00	2.04	0.01	0.09	0.75	0.39
3.20	0.80	1.81	0.09	0.12	0.01	0.00	2.03	0.00	0.05	0.85	0.41
3.20	0.80	1.81	0.09	0.12	0.01	0.00	2.03	0.00	0.05	0.85	0.41
3.33	0.67	1.74	0.10	0.11	0.01	0.00	1.96	0.00	0.06	0.93	0.47
3.23	0.77	1.83	0.08	0.13	0.00	0.00	2.05	0.00	0.02	0.82	0.38
3.26	0.74	1.85	0.08	0.12	0.01	0.00	2.06	0.00	0.03	0.73	0.39
3.21	0.79	1.82	0.07	0.12	0.01	0.00	2.03	0.00	0.05	0.84	0.38
3.25	0.75	1.88	0.05	0.10	0.01	0.01	2.04	0.00	0.05	0.73	0.31
3.18	0.82	1.85	0.07	0.10	0.01	0.00	2.04	0.00	0.07	0.80	0.42
3.12	0.88	1.83	0.07	0.13	0.02	0.00	2.05	0.00	0.05	0.86	0.35
3.13	0.87	1.73	0.09	0.13	0.07	0.00	2.02	0.00	0.08	0.88	0.40
3.10	0.90	1.78	0.12	0.19	0.01	0.00	2.10	0.00	0.04	0.86	0.38
3.27	0.73	1.98	0.04	0.03	0.01	0.01	2.06	0.01	0.04	0.55	0.50
3.27	0.73	1.95	0.05	0.05	0.00	0.00	2.06	0.01	0.00	0.63	0.49

Tabl. 9.— Illites.

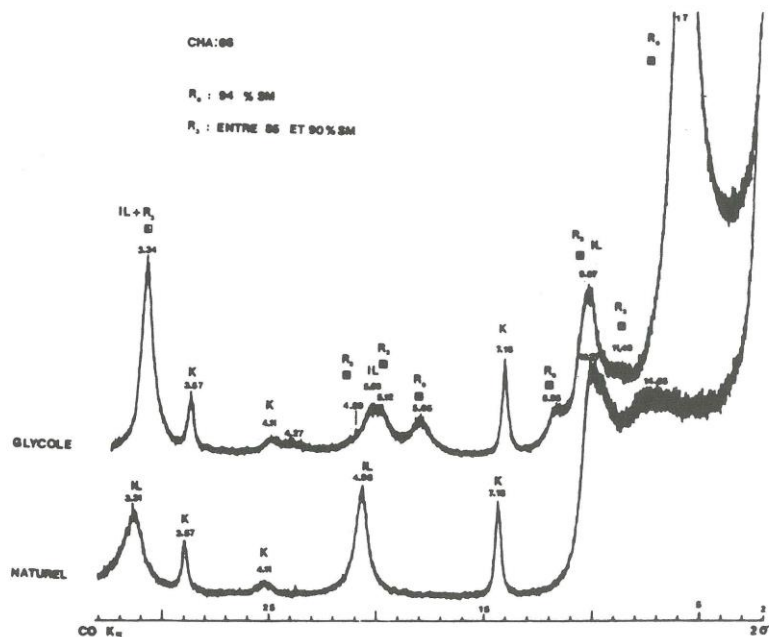


Fig. 10. — Diffractogramme obtenu à partir d'une lame orientée de l'échantillon à 255,70 m présentant des interstratifiés illite-smectite type R=0 et R=1 avec de la kaolinite (K) et de l'illite (IL).
Representative X-ray powder diffraction patterns of mixed layer illite-smectite R=0 and R=1 with kaolinite and illite (IL).

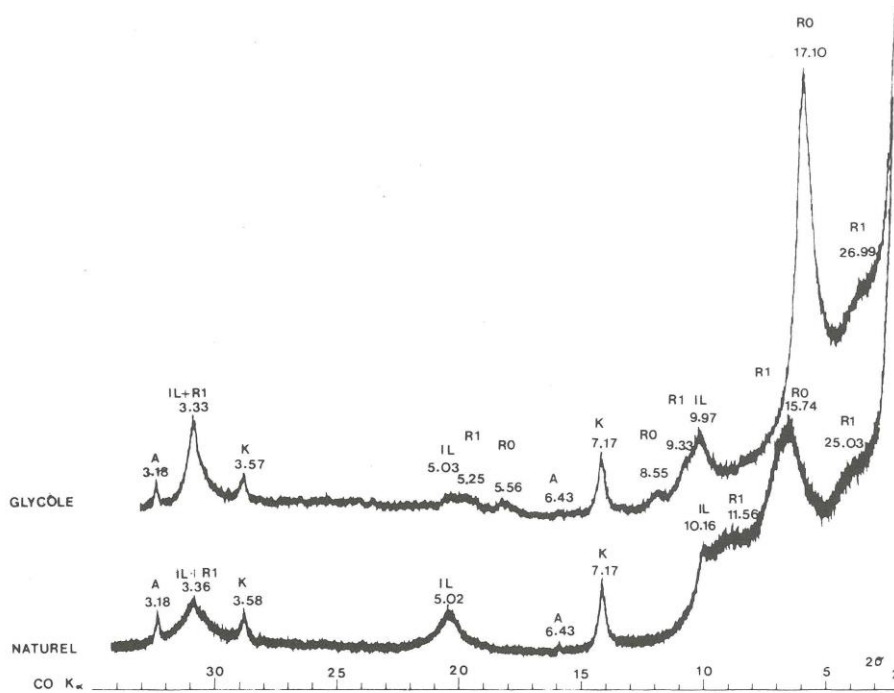


Fig. 11. — Diffractogramme obtenu à partir d'une lame orientée de l'échantillon à 703,90 m montrant des interstratifiés illite-smectite de type R = 0 et R = 3 ainsi que de la kaolinite (K) et de l'illite (IL).
Representative X-ray diffraction patterns of mixed-layer illite-smectite R = 0 and R = 3 with kaolinite (K) and illite (IL).

SI	AL 4	AL 6	FE 2+	Mg	TI	MN	OCT	CA	NA	K	FE/R2
3.38	0.62	1.84	0.05	0.15	0.00	0.00	2.04	0.01	0.03	0.63	0.23
3.39	0.61	1.82	0.06	0.18	0.00	0.02	2.07	0.02	0.00	0.61	0.22
3.40	0.60	1.84	0.05	0.18	0.00	0.00	2.06	0.03	0.03	0.56	0.21
3.40	0.60	1.88	0.04	0.10	0.00	0.01	2.03	0.00	0.01	0.84	0.27
3.38	0.62	1.80	0.05	0.15	0.01	0.00	2.06	0.01	0.00	0.60	0.24
3.37	0.63	1.81	0.08	0.16	0.01	0.00	2.06	0.03	0.05	0.56	0.32
3.41	0.59	1.80	0.07	0.20	0.00	0.00	2.07	0.00	0.01	0.64	0.26
3.37	0.63	1.83	0.06	0.20	0.00	0.00	2.08	0.03	0.03	0.52	0.23
3.43	0.57	1.83	0.07	0.14	0.01	0.01	2.05	0.02	0.00	0.59	0.33
3.40	0.60	1.82	0.07	0.13	0.01	0.01	2.04	0.01	0.00	0.65	0.31
3.32	0.68	1.84	0.06	0.18	0.01	0.00	2.09	0.02	0.06	0.55	0.25
3.38	0.62	1.77	0.08	0.23	0.00	0.01	2.09	0.00	0.06	0.61	0.24

Tabl. 10. — Interstratifiés illite-smectite de type R = 0 en veine.
Random mixed-layer illite-smectite in vein.



Fig. 12. — Dans l'éponte d'une veine à sidérite, la biotite (BI) est transformée en kaolinite (K) et contient une lentille de sidérite (SI).
In the adjacent altered rock of siderite vein, biotites (BI) are transformed into kaolinite (K) and contain lenses of siderite (SI).

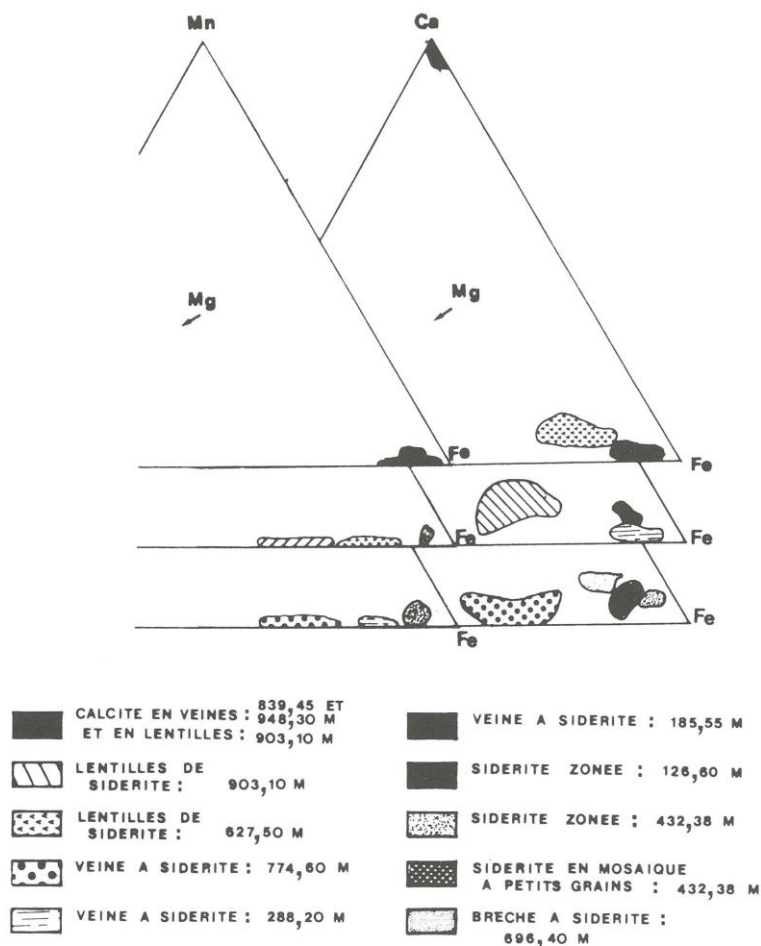


Fig. 13. — Analyses des carbonates dans les triangles Ca-Fe-Mg et Mn-Fe-Mg.
Plot of the carbonates analyses in the triangles Ca-Fe-Mg and Mn-Fe-Mg.

3. — Altérations diffuses

a) Altération diffuse générale à tosudite : La tosudite, interstratifié ordonné chlorite-smectite dioctaédrique, se présente en micrograins, polarisant dans les gris du premier ordre, qui corrodent tous les autres minéraux ; seules des reliques de quartz et de micas blancs sont encore observables. Son spectre de diffraction de rayon X est donné dans la figure 14. Sa composition chimique présente peu de variations (tabl. 11). Les teneurs en lithium dosées dans un extrait de tosudite purifiée (taux d'impureté de l'ordre de 15 % de micas et de kaolinite) sont au moins égales à 0,65 % de Li_2O .

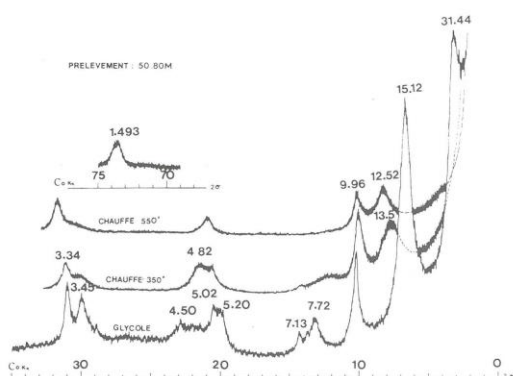


Fig. 14. — Diffractogrammes de la tosudite de l'échantillon à 50,80 m. Representative X-ray powder diffraction patterns of tosudite (sample at 50,80 m depth).

SI	AL	FE3+	FE2+	Mg	TI	MN	CA	NA	K	OCT	CHIN
13.97	13.56	0.40	—	0.57	—	—	0.13	0.16	0.68	12.50	1.09
13.86	13.44	0.35	—	0.85	—	0.03	0.12	0.33	0.82	12.54	1.40
13.24	14.34	0.46	—	0.84	0.06	0.07	0.06	—	0.46	13.01	0.58
13.30	14.49	0.30	—	0.79	—	0.02	0.04	—	0.74	12.90	0.82
13.75	13.78	0.49	—	0.46	—	—	0.12	0.40	0.65	12.47	1.29
13.59	13.69	0.51	—	0.89	—	—	0.12	0.10	0.95	12.67	1.29
14.39	12.81	0.45	—	0.48	0.01	0.03	0.10	0.05	1.33	12.18	1.58
14.32	12.98	0.34	—	0.57	0.04	—	0.13	0.04	1.20	12.24	1.49

Tabl. 11. — Tosudite

b) Altération générale sélective à interstratifiés illite-smectite de type R=0, R=1 et R=3 : Ces altérations transforment les feldspaths potassiques et les plagioclases du gneiss. Les interstratifiés sont souvent associés à la kaolinite. Les altérations affectent également les orthoses des veines à quartz-orthose-sulfures. Leur répartition dans l'ensemble du sondage varie suivant le type d'interstratifiés qui cristallise :

- R=0 seul de 40 à 950 m ;
- R=0 associé au R=1 à 255,70 et 1 061,30 m ;
- R=0 associé au R=3 au-dessous de 950 m, sauf dans huit échantillons au-dessus.

Les compositions des phases R=0 sont caractérisées par un rapport $\text{Fe}/\text{Fe}+\text{Mg}$ variant de 0,25 à 0,45 et une charge interfoliaire différente selon le pourcentage de smectite dans l'interstratifié. Les interstratifiés type R=1 et R=3 ne sont pas analysés.

4. — Chronologie relative des événements hydrothermaux d'après les recoupements

Cette chronologie a été établie d'après les recoupements des différents types de veines observées (fig. 15, tabl. 12).

- veines à quartz automorphe (I) ;
- veines à quartz-orthose-sulfures + micas blancs ;
- veines à prehnite + feldspath potassique + quartz automorphe (II) + calcite de type A ;
- veines à chlorite ;
- veines à illite ;
- veines à interstratifié illite-smectite ;
- veines à calcite de type B, à sidérite - brèche à sidérite.

Il n'est pas possible actuellement de placer dans cette chronologie l'altération diffuse générale à tosudite.

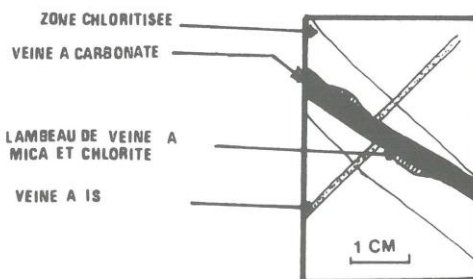


Fig. 15. — lame mince de l'échantillon à 288,20 m présentant des recoupements entre différentes veines. La veine à chlorite est recoupée par la veine à interstratifiés illite-smectite de type R=0, elle-même recoupée par la veine à sidérite.

Thin section of sample at 288,20 m depth presenting the crosscutting relations between different veins. The chlorite vein is cross-cut by a illite-smectite layered vein which is cross-cut by a siderite vein.

RECOUR	V SI	V IS	V IL	V CH	V CAA	V PR	V QO	V QA
V SI		FIG 15	FIG 9	FIG 15	*		FIG 2	
V IS				FIG 15			*	
V IL				FIG 8				
V CH							FIG 5	
V CAA						FIG 6		
V PR							*	
V QO								FIG 3

Tabl. 12. — Tableau récapitulatif des recoupements entre les veines. Summary table of all the crosscutting relations of veins.

- VSI : veine à sidérite ; siderite vein
- VIS : veine à interstratifié illite-smectite ; random mixed-layer illite-smectite vein
- VIL : veine à illite ; illite vein
- VCH : veine à chlorite ; chlorite vein
- VCAA : veine à calcite de type A ; calcite A vein
- VPR : veine à prehnite ; prehnite vein
- VQI : veine à quartz-orthose-sulfures micas blancs ; quartz-orthose-sulfides white micas vein
- VQA : veine à quartz automorphe ; euhedral quartz
- : recoupements observés ; observed crosscuttings

B. — Inclusions fluides

Les inclusions fluides sont des témoins des solutions qui ont percolé dans une roche à un moment de son histoire, et à partir desquelles des transformations et/ou des néoformations minérales et des mouvements de matière ont pu se produire. Leur étude microthermométrique a donc permis d'approcher la composition chimique ainsi que les conditions P,T à différents moments des activités hydrothermales. Les « inclusions primaires » synchrones des minéraux hôtes ont été étudiées dans les minéraux des veines (quartz associé au mispickel, quartz géodique, calcite des veines à prehnite, feldspath potassique). Des « inclusions secondaires » formées lors de processus de fracturation (circulations

postérieures au minéral hôte) ont été également étudiées, notamment dans les exsudats de quartz métamorphique et dans les grains de quartz des roches encaissantes (micaschistes). L'objectif de ce travail a donc été de suivre la nature et l'évolution des caractéristiques P-V-T-X des fluides au cours de l'histoire géothermale du système étudié.

Plusieurs échantillons caractérisés par un polyphasage important des paragenèses hydrothermales ont particulièrement été étudiés. Les relations chronologiques entre les différentes phases de piégeage ont pu être établies sur la base de critères texturaux au moins au niveau de l'échantillon, et par analogies successives confrontées à l'ensemble des observations pétrographiques, au niveau du sondage.

Echantillons	Profondeur (m)	Paragenèse Minéral étudié	Inclusions primaires I secondaires II	Composition	Salinité %eq. poids NaCl	Température (°C)	Autres caractéristiques
C 40	- 518,60	1. Quartz-mispickel	I	CO ₂ -H ₂ O (e CH ₄)	3,3 - 6,4	non mesurée (≥ 250)	TfCO ₂ : - 58,0 à - 58,5°C TfCO ₂ : + 20,0 à + 24,0°C Tf clathrate : + 8,0 à + 10,0°C
		2. Quartz automorphe géodique	I	H ₂ O-NaCl	1,2 - 2,6	220 ± 30	
			II	H ₂ O-NaCl	0,1 - 1,9	120 ± 10	
		3. Carbonates					Pas d'inclusions étudiables dans les carbonates 3
C 4	- 1321,30	1. Exsudat métamorphique	II	H ₂ O-NaCl	0,1 - 1,4	300 ± 20	
		2. Quartz automorphe + pyrite	I	H ₂ O-NaCl	2,1 (1,4-3,4)	190 ± 10	
		3. Quartz-mispickel					
		4. Calcite (filonnet)	I	H ₂ O-NaCl	0,1 - 0,9	165 ± 10	Le quartz 3 n'a pu être présentement étudié
C 3	- 1321,30	Quartz de l'encaissant	II	H ₂ O-NaCl	0,1 - 0,9	300 ± 20	Famille d'inclusions très développée (trainées du C4) Trainées moins abondantes, mais très caractéristiques
C 4	- 1344,00				0,1 - 2,0	220	
					0,1 - 4,3	100 à 170	
C 4	- 1344,00	Calcite A	I	H ₂ O-NaCl	1,7 - 3,0	165 ± 5	

Tabl. 13. — Caractéristiques microthermométriques des inclusions fluides dans trois échantillons du sondage de Chassole.
Microthermometric data concerning three samples from the Chassole drilling.

Les caractéristiques microthermométriques des principaux fluides étudiés sont données dans le tableau 13 et la figure 16. Trois grands types de fluides ont été reconnus.

a) Stade précoce

Le stade précoce est dominé par deux grands types de fluides :

- des fluides aqueux, peu salés, de température minimum de piégeage de l'ordre de 300 °C, qui ont été piégés essentiellement dans des minéraux d'origine magmatique ou métamorphique (quartz de l'orthogneiss, exsudats, filons précoces) ;

- des fluides aquocarboniques à CO₂ dominant (H₂O, très peu de CH₄), peu salés, de densité élevée, et de température minimum de piégeage probablement également élevée (> 250 °C). Les fluides sont associés au dépôt d'une partie du mispickel.

Les deux types de fluide dont la précocité ne fait aucun doute ne sont pas sans analogie avec les fluides des filons de type A et B décrits par Bril (1983) dans le district voisin de Brioude-Massiac. Ils pourraient donc être reliés, si toutefois l'analogie des compositions et des températures d'homogénéisation (Th) était un critère suffisant, à un épisode hydrothermal tardihercynien.

b) Stade intermédiaire

L'ensemble le plus représenté est un groupe de fluides du système H₂O-NaCl, caractérisés par des salinités faibles (< 3,5 % eq. poids NaCl) et des températures minimales de piégeage autour de 200 °C. Ces fluides sont responsables de l'essentiel du remplissage des fractures dans les zones de profondeur intermédiaire jusqu'aux niveaux profonds. Ils sont responsables de la cristallisation des quartz automorphes et des filons de calcite A associés à la prehnite et au feldspath potassique. Ils sont observables dans l'encaissant de certaines trainées d'inclusions fluides.

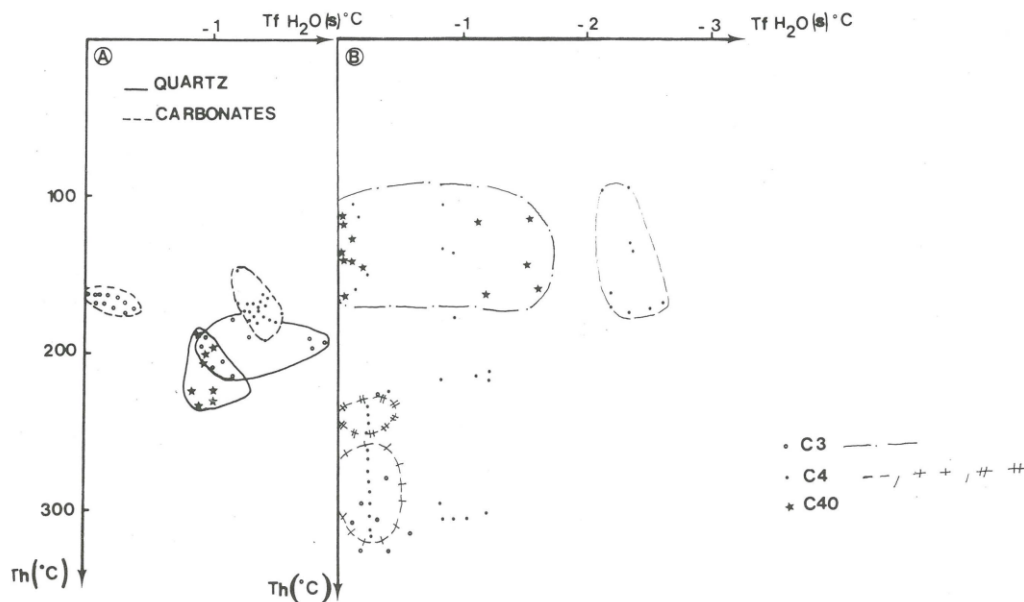


Fig. 16. — Diagramme température d'homogénéisation (Th) — température de fusion de la glace (Tf H₂O) appliqué aux données microthermométriques obtenues sur les inclusions fluides de trois échantillons du sondage de Chassole.

A : inclusions primaires des minéraux néoformés

B : inclusions secondaires étudiées dans les microfissures des quartz de l'orthogneiss. Les ensembles entourés indiquent que les données ont été obtenues sur un même réseau de microfissures, ou une seule microfissure.

Plot of the homogenization temperature (Th) versus the melting temperature of ice (Tf H₂O) for fluid inclusions studied in three samples from the Chassole drilling.

A : primary fluid inclusions in authigenic minerals;

B : secondary fluid inclusions in microcracks of the orthogneiss quartz grains. Boundaries indicate that fluid inclusions belong to a same microcrack or a same microcrack network.

c) Stade de basse température

Des fluides de basse température ($T^{\circ}\text{C} < 150^{\circ}\text{C}$) ont été observés dans les quartz des stades précoces et intermédiaires, ainsi que dans les quartz métamorphiques, dans des inclusions secondaires. Ils sont relativement peu abondants, ce qui laisse supposer qu'ils ont circulé dans des conditions telles que peu de phénomènes de fissuration-circulation leur ont été contemporains (circulation dans des milieux déjà ouverts). Leur salinité est variable mais peut être plus élevée que dans le stade intermédiaire.

d) Conclusion

L'étude des inclusions fluides montre que les fluides dominants dans l'histoire hydrothermale de cette zone sont des fluides aqueux de faible salinité. Si les fluides précoces peuvent être reliés probablement à l'activité tardihercynienne, les fluides de moyenne et de basse température peuvent très difficilement être calés dans le temps. Les caractéristiques des fluides de Th voisines de 200°C et responsables

de la cristallisation du matériel filonien sont compatibles avec les caractéristiques des fluides profonds recueillis dans le forage et analysés actuellement. Ils peuvent donc correspondre à une phase précoce d'un système géothermique dont l'activité serait actuellement dans une phase terminale après un refroidissement important de l'ensemble du système. Mais cette activité géothermale peut également être ancienne et sans rapport avec l'activité récente.

C. — Géochimie isotopique de l'oxygène et du carbone des phases néoformées.

1. — Nature des échantillons analysés.

Deux types d'échantillons ont été étudiés pour ce travail :
— les travertins déposés aux émergences de sources par les eaux minéralisées de la zone du Cézaillier ;
— les carbonates (calcite et sidérite) et les silicates néoformés (interstratifiés illite-smectite).

Ce sont les minéraux les plus récents et donc les plus susceptibles d'être associés au système géothermal actuel.

Sur les échantillons du forage, il n'a pas été possible de séparer des phases minérales appartenant à une même paragenèse en quantité suffisante. Ceci exclut la possibilité de calculer une température isotopique de formation entre deux minéraux.

2. — Étude antérieure au sondage : les travertins

L'étude des dépôts des travertins les plus importants de la zone du Cézallier a été entreprise lors de la phase préparatoire du sondage pour déterminer s'il y avait eu des variations

dans le temps de leurs conditions de dépôt. En effet, il existe en quantité importante des dépôts anciens issus de résurgences actuellement tarées et proches des dépôts actuels en cours de formation.

L'étude des caractéristiques chimiques des eaux du Cézallier indique qu'elles ont atteint des températures de l'ordre de 200 °C; cependant, leurs températures d'émergence sont basses, de 12 à 20 °C. Leurs débits étant, par ailleurs, très faibles, on pense qu'il y a colmatage des circuits de remontée et, par conséquent, d'importantes pertes de chaleur par conduction le long de ce réseau de fractures très complexe que doivent emprunter les fluides pour remonter.

Localité	Température d'émergence (mesurée l'été en degrés C)	Numéro des échantillons de carbonate	CaCO ₃ $\delta^{13}\text{C}/\text{PDB}$	$\delta^{18}\text{O}/\text{SMOW}$	H ₂ O $\delta^{18}\text{O}/\text{SMOW}$	$\Delta(\text{CaCO}_3-\text{H}_2\text{O})$	Température calculée en degré C
Autraguet	15,0°	A 10	5.9	25.4	- 9.2	34.6	- 0.7
		A.20	5.5	23.9		33.1	4.9
		A 33	4.7	23.5		32.7	6.5
		A 32	5.7	24.6		33.8	2.3
		A 2	5.1	24.4		33.6	3.0
Le Bard	18,0°	B 3	6.1	24.2	- 9.5	33.7	2.6
		B 5 a (récent)	5.2	22.8		32.3	8.1
		B 5 b (récent)	5.1	22.3		31.8	10.1
		B 8	5.9	23.3		32.8	6.1
		B 9	6.2	23.4		32.9	5.7
Leyvaux	12,7°	S 2	5.2	23.6	- 9.0	32.6	6.9
		S 4 (récent)	5.3	23.8		32.8	6.1
		S 14	5.1	23.9		32.9	5.7
		S 17	4.9	23.7		32.7	6.5
St Noctaire	44,0°	N 1	0.6	16.1	- 8.7	24.8	43.9

Tabl. 14. — Compositions isotopiques des eaux et des dépôts de carbonates de sources du Cézallier.
Isotopic compositions of waters and deposited carbonates of the springs from Cézallier.

Le but était de vérifier si il existait à une époque antérieure des conditions de dépôt différentes correspondant à de plus forts débits et de plus hautes températures. L'étude a porté sur les dépôts anciens et récents.

Les compositions isotopiques du carbone et de l'oxygène des carbonates sont reportées dans le tableau 14.

— **Les conditions de dépôt** en surface des carbonates des sources thermales ont été étudiées par Craig (1953), Fritz (1965), Gonfiantini et al., (1968), Friedman (1970) et Dandurand et al., (1982). Ce dépôt est influencé par différents facteurs : la température (refroidissement en surface), les conditions de dégazage du CO₂, la sursaturation et l'évaporation. Un des facteurs le plus influent est un brusque dégazage de CO₂ qui entraîne un dépôt de carbonate. Ce dépôt se fait dans des conditions de déséquilibre isotopique.

— **Compositions isotopiques du carbone** : les $\delta^{13}\text{C}$ obtenus (+ 4.7 à + 6.2 ‰/PDB) sont plus élevés que ceux communément observés sur les carbonates déposés à partir d'eau géothermale ou d'eau douce ($-30 < \delta^{13}\text{C} < +2$ ‰) ou d'eau de mer (0 ± 4 ‰). Par contre, ils sont comparables à ceux des travertins d'Italie (-2.5 à $+10$ ‰/PDB) (Gonfian-

tini et al., 1968). Cet enrichissement en ^{13}C est dû au déséquilibre isotopique entre le CO₂ qui dégaze (et qui est appauvri en ^{13}C) et le carbonate qui se dépose. Le fractionnement cinétique qui accompagne le dégazage est important, mais le $\delta^{13}\text{C}$ des ions carbonatés de ces eaux doit lui-même être assez élevé pour permettre le dépôt de carbonates aussi riches en ^{13}C .

— **Compositions isotopiques de l'oxygène** : pour pouvoir comparer les conditions de dépôt des carbonates anciens et récents, le $\delta^{18}\text{O}$ de l'eau a été considéré comme subconstant à l'échelle de temps nécessaire pour obtenir ces dépôts de surface. Sur la figure 17, le « fractionnement apparent » entre le $\delta^{18}\text{O}$ des carbonates et le $\delta^{18}\text{O}$ de l'eau a été reporté en fonction de la température d'émergence, ainsi que les données disponibles dans la littérature; ces dernières déterminent une zone empirique représentée en gris et qui est limitée dans sa partie inférieure par la courbe correspondant à des conditions de dépôt en équilibre isotopique avec le fluide à la température d'émergence. Cette courbe a été tracée à partir de l'équation thermométrique de O'Neil et al., (1969) corrigée de la variation du fractionnement carbonate-eau reportée dans Friedman et O'Neil (1977).

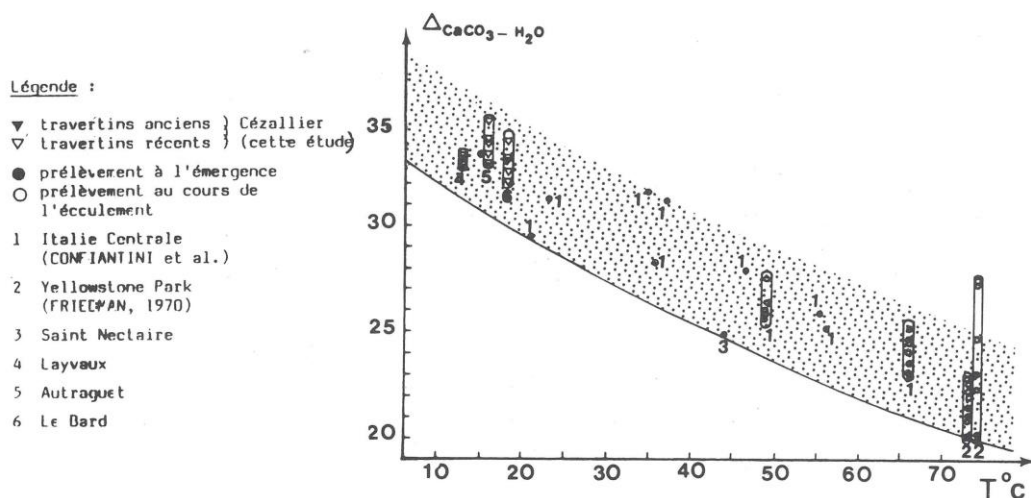


Fig. 17. — Fractionnement isotopique de l'oxygène entre les carbonates déposés et l'eau à l'émergence en fonction de la température d'émergence.

La courbe en trait plein a été construite à partir de l'équation : $\text{CaCO}_3 - \text{H}_2\text{O} = -2.89 + 2.78 \cdot 10^{-3}/T$ (Friedman et O'Neil, 1977).

Oxygen isotopic fractionation between deposited carbonates and water at the outlet as a function of spring temperature.

The full line was determined from the following equation : $\text{CaCO}_3 - \text{H}_2\text{O} = -2.89 + 2.78 \cdot 10^{-3}/T$ (Friedman et O'Neil, 1977).

• Les « fractionnements apparents » calcite-eau sont corrélés avec la température. Les « températures apparentes » qui leur correspondent sont abaissées en moyenne de 10 à 25 °C par rapport aux températures réelles de dépôt.

• Les températures d'équilibre isotopique calculées correspondant aux fractionnements observés entre les carbonates et l'eau des sources sont particulièrement basses, et même aberrantes comparées aux températures d'émergence (tabl. 14). Ceci témoigne bien d'un dépôt dans des conditions de déséquilibre isotopique. Le $\delta^{18}\text{O}$ de la calcite a été enrichi au cours du dépôt suivant un fractionnement cinétique.

Les fractionnements correspondants reportés dans la figure 17 s'inscrivent dans le prolongement de la zone empirique définie par les résultats des études antérieures, et se situent vers l'extrémité des plus basses températures (inférieures à 30 °C). Ces fractionnements apparents sont très homogènes quels que soient les sources ou les travertins considérés. Ces résultats indiquent qu'il n'y a pas eu de variation dans le temps des conditions de dépôts entre les travertins fossiles et actuels : ils se sont déposés à des températures inférieures à 30 °C.

3. — Les minéraux néoformés du sondage de Chassole

a) Les carbonates

Les résultats (tabl. 15, fig. 18) font apparaître trois groupes distincts de valeurs :

Profondeur	N° échantillon	Minéralogie	$\delta^{18}\text{O}$ SNOW	$\delta^{18}\text{O}$ PDB	$\delta^{13}\text{C}$ PDB
CARBONATES					
100,50	14	Sidérite	27,0	- 3,8	+ 2,0
191,12	38	Sidérite	26,5	- 4,2	+ 2,7
385,80	51	Sidérite	24,3	- 6,4	+ 1,5
432,38	52	Sidérite	27,0	- 3,7	- 1,1
473,10	126	Sidérite	24,2	- 6,5	+ 0,7
561,00	56	Sidérite	24,5	- 6,2	+ 2,8
581,40	58	Sidérite	24,6	- 6,1	+ 1,9
698,40	65	Sidérite	25,3	- 5,4	- 0,2
715,15	128	Sidérite	22,4	- 8,2	- 3,2
903,10	77	Calcite	19,0	- 11,5	- 10,6
955,40	83 (F.R.)	Sidérite	22,8	- 7,8	- 1,7
986,70	83	Sidérite (n. Q)	23,5	- 7,2	+ 0,0
991,40	85	Calcite	18,9	- 13,5	- 10,1
998,30	86	Calcite	13,4	- 17,0	- 9,7
979,70	90	Calcite	10,2	- 20,0	- 9,9
992,80	94	Calcite	22,8	- 7,8	- 3,6
1033,90	97	Calcite	20,5	- 10,0	- 6,6
1125,90	104	Calcite	20,5	- 10,0	- 2,9
1176,50	105	Sidérite	24,0	- 6,6	- 3,7
1182,50	110	Calcite	10,2	- 20,1	- 6,3
1201,20	111	Calcite	20,2	- 10,3	- 3,0
1204,70	112	Calcite	9,0	- 21,2	- 10,3
1242,80	116	Calcite	21,6	- 9,0	- 4,2
1259,00	119	Calcite	18,6	- 13,8	- 2,3
1391,90	123	Calcite	15,0	- 15,4	- 7,8
INTERSTRATIFIES ILLITE-SMECTITE					
		% smectite			
143,45	30	93	21,1		
155,40	31	100	21,2		
164,30	32	87	19,3		
833,00	72	85	17,3		
868,60	75	79	16,7		
903,10	77	76	21,0		
986,00	81	85	17,8		
1148,50	107	100	20,0		
1345,70	121	97	16,0		

Tabl. 15. — Compositions isotopiques de l'oxygène et du carbone des minéraux néoformés du sondage de Chassole.

Oxygen and carbon isotopic compositions of newformed minerals of the drillhole of Chassole.

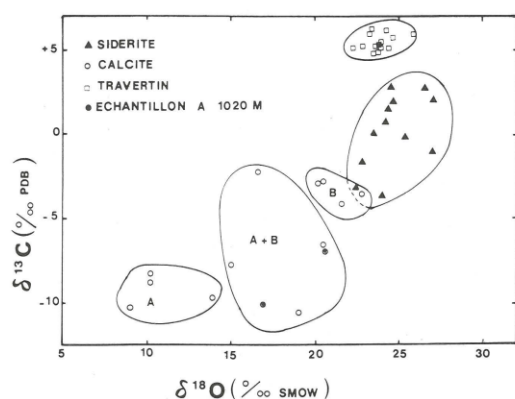


Fig. 18. — Compositions isotopiques de l'oxygène et du carbone des carbonates du sondage de Chassole et des travertins du Cézallier. Carbon and oxygen compositions of carbonates from the drill hole of Chassole and travertines from the Cézallier area.

— les sidérites présentent des valeurs élevées en ^{13}C et en ^{18}O ($-3.2 < \delta^{13}\text{C}/\text{PDB} < +2.8$ ‰ et $+22.4 < \delta^{18}\text{O}/\text{SMOW} < +27.0$ ‰) ;

— les calcites se répartissent en deux familles : la famille B présente également des valeurs assez élevées en ^{13}C et en ^{18}O ($-4.2 < \delta^{13}\text{C}/\text{PDB} < -3.0$ et $+20.2 < \delta^{18}\text{O}/\text{SMOW} < +24.0$), et la famille A dont les compositions isotopiques sont plus basses ($-10.3 < \delta^{13}\text{C}/\text{PDB} < -8.3$ et $+9.0 < \delta^{18}\text{O}/\text{SMOW} < +13.4$).

— Certaines calcites ont des valeurs intermédiaires.

Les compositions isotopiques de l'oxygène sont reportées en fonction de la profondeur sur la figure 19. Sur ce même diagramme, ont été tracées la courbe calcite et la courbe sidérite qui correspondent respectivement aux compositions isotopiques de l'oxygène de la calcite et de la sidérite déposé en équilibre isotopique avec le fluide actuel pour le gradient de température actuel.

La valeur du $\delta^{18}\text{O}$ de l'eau choisie pour les calculs est de -10 ‰ ; c'est une valeur moyenne (cf. Vuataz et al., ce volume). Les courbes thermométriques utilisées sont celles de O'Neil et al. (1969) pour la calcite et de Becker et Clayton (1976) pour la sidérite. Elles diffèrent très peu l'une de l'autre.

— Les sidérites

La figure 19 montre que tout le long du sondage les sidérites sont enrichies en ^{18}O , de 6 à 10‰, par rapport à la valeur calculée pour un dépôt dans des conditions d'équilibre avec le fluide actuel aux températures actuelles. Par ailleurs, l'étude minéralogique montre que ce minéral est le dernier à être déposé donc, *a priori*, le minéral le plus susceptible d'avoir été déposé par le fluide actuel ; cette hypothèse serait confirmée par l'étude chimique des eaux (Michard et al., ce volume) qui indique que le fluide est saturé vis-à-vis de la sidérite. Dans le cas d'un dépôt actuel, les $\delta^{18}\text{O}$ élevés par rapport aux $\delta^{18}\text{O}$ d'équilibre indiqueraient, par conséquent, que ces sidérites ont été déposées en déséquilibre isotopique

sous l'effet de dégazages successifs. Ceci est en accord avec les valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ assez élevées de ces sidérites. De tels dégazages de CO_2 peuvent être dus à des phénomènes tectoniques distensifs qui sont intervenus dans un passé récent et qui pourraient intervenir encore actuellement (Feybesse, ce volume). Cependant, l'homogénéité des δ implique que le dépôt se fasse suivant le même mécanisme de dégazage sur l'ensemble du sondage, ce qui n'est pas évident à concevoir.

Une seconde hypothèse pourrait considérer que la sidérite n'a pas été déposée par le fluide actuel, mais qu'elle résulte d'un système hydrothermal précédent dont le fluide aurait eu une composition isotopique plus élevée en ^{18}O (tabl. 20). C'est-à-dire soit une eau météorique de climat plus chaud, soit une eau météorique enrichie en ^{18}O par échange avec des roches en profondeur à haute température.

— Les calcites de la famille A

Ces calcites se caractérisent à la fois par leurs compositions isotopiques, par leur minéralogie, leur morphologie et par les inclusions fluides qu'elles contiennent :

- la calcite est associée à du feldspath potassique, de la prehnite et du quartz automorphe ;
- elle est sous forme aciculaire ou en plage à clivages fins, serrés, légèrement courbes ;
- elle contient des inclusions fluides primaires biphasées dont la température d'homogénéisation est de l'ordre de 170°C ($\pm 30^\circ\text{C}$).

Pour cette gamme de températures, les calcites se seraient déposées à partir d'un fluide de $\delta^{18}\text{O}$ élevé (tabl. 16) (fluide météorique de climat chaud ou échangé en profondeur avec des roches chaudes). Leur morphologie indique qu'elles ont cristallisé sous contrainte, donc en dehors des conditions de dégazage.

Minéral	Calcite A	Calcite B	Sidérite	Succite
Température				
30°C		- 7.2 à - 3.4	$\mu = 6$ pour un gradient de 5 à 30°C	- 8.3 à - 3.5
50°C		- 3.6 à 0.2	$\mu = 2$ pour un gradient de 20 à 60°C	- 4.6 à 0.4
80°C		0.8 à 4.6	$\mu = 12$ pour un gradient de 40 à 80°C	- 0.6 à 4.4
150°C	- 3.6 à 0.8			
170°C	- 2.3 à 2.1			
200°C	- 0.5 à 3.9			

Tabl. 16. — Compositions isotopiques de l'oxygène de l'eau en équilibre isotopique avec les minéraux néoformés pour différentes températures. Sondage de Chassole.

Oxygen isotopic compositions of water in isotopic equilibrium with the neoformed minerals at different temperatures. Drill hole of Chassole.

Les compositions isotopiques de l'oxygène calculées pour ce fluide (-3.6 à $+3.9$ ‰) sont très différentes de celle du fluide actuel (-10 ‰). Il est probable que cette famille de carbonates appartienne à un autre système géothermal, antérieur au système actuel.

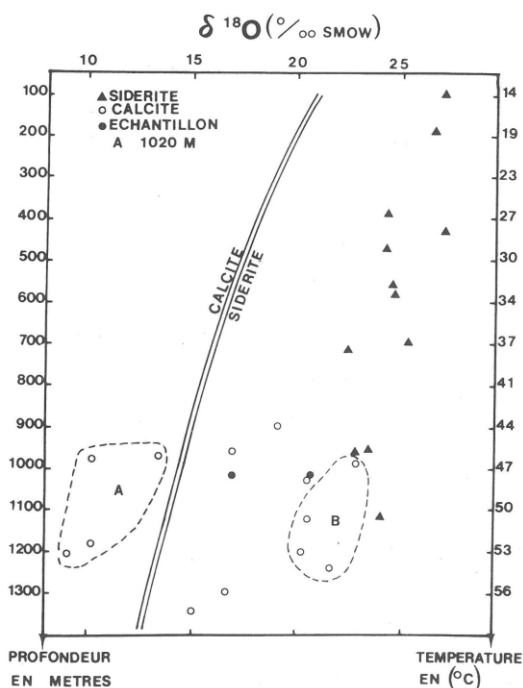


Fig. 19. — Composition isotopique de l'oxygène des carbonates du sondage de Chassole (Cézallier) en fonction de la température et de la profondeur. Les courbes calcite et sidérite représentent respectivement la composition isotopique de l'oxygène de la calcite et celle de la sidérite en équilibre avec l'eau thermique du sondage de $\delta^{18}\text{O} = -10\%$ aux températures mesurées in situ.

Groupe A et groupe B : voir le texte.

Oxygen isotopic compositions of carbonates from the drill hole of Chassole (Cézallier) as a function of temperature and depth. Calcite and siderite curves give respectively the oxygen isotopic composition of calcite and siderite in isotopic equilibrium with the thermal water ($\delta^{18}\text{O} = -10\%$) at the in situ measured temperature. For A and B, see text.

— Les calcites de la famille B

Ces calcites se caractérisent également par leurs compositions isotopiques, leur minéralogie, leur morphologie et leurs inclusions fluides :

- la calcite est observée seule ou associée à de la sidérite en faible quantité ;
- elle se présente en cristaux de grande taille ou en plage à macle polysynthétique ;
- les inclusions primaires sont monophasées, et ceci peut être interprété comme résultant de basses températures de piégeage, inférieures à 90 °C (Roedder, 1962, 1984).

La composition isotopique de l'eau en équilibre avec ces calcites est calculée pour un domaine de températures acceptables variant de 30 à 90 °C (tabl. 16). On retrouve des valeurs identiques à celles calculées pour la famille A correspondant à un fluide riche en ^{18}O par rapport au fluide actuel.

La même comparaison pour les données isotopiques du carbone montre que le domaine de variation de la composition en ^{13}C du HCO_3^- de l'eau est sensiblement le même pour

les calcites de la famille A déposées à 170 ± 30 °C et pour les calcites de la famille B déposées entre 30 et 90 °C (tabl. 17), ceci en utilisant les courbes de Mook et al. (1974) et de Bottinga (1968) pour déterminer le fractionnement $\text{CaCO}_3 - \text{HCO}_3^-$ en fonction de la température. Si on utilise celle de Malini et al. (1967), l'accord est moins bon.

Type de carbonate	$\delta^{13}\text{C}$ (HCO_3^-)					
	30°C	50°C	100°C	150°C	170°C	200°C
Sidérite	-5,6 à 0,4 (c)	-5,3 à 0,7 (a)				
Calcite B	-6,6 à -5,4 (c)	-5,3 à -5,1 (c)	-6,8 à -5,6 (a)			
Calcite A			-3,6 à -2,4 (b)	-7,1 à -5,2 (a)	-7,1 à -5,2 (a)	-6,9 à -4,7 (a)
				-6,7 à -7,8 (b)	-6,7 à -6,8 (b)	-6,2 à -6,3 (b)

(a) Fractionnement $\text{CaCO}_3 - \text{HCO}_3^-$ calculé à partir des courbes thermométriques de Mook et al. (1974) et de Bottinga (1968)

(b) Fractionnement $\text{CaCO}_3 - \text{HCO}_3^-$ calculé à partir des courbes thermométriques de Malini et al. (1967) et de Bottinga (1968)

(c) Moyenne de (a) et (b).

Tabl. 17. — Compositions isotopiques du carbone des ions HCO_3^- du fluide en équilibre avec les carbonates, calculées pour différentes températures. Sondage de Chassole.

Carbon isotopic calculated compositions of HCO_3^- ions of the water in isotopic equilibrium with carbonates at different temperatures. Drillhole of Chassole.

Il est donc possible que les calcites de la famille B soient liées au même système hydrothermal (antérieur au système actuel) que celles de la famille A, mais elles ont été déposées à plus basse température.

Toutefois, une autre hypothèse ne peut être totalement écartée. Ces calcites B peuvent avoir été déposées par le fluide actuel, en déséquilibre isotopique, suivant le même processus que les sidérites. Leurs compositions isotopiques oxygène et carbone sont semblables à celles des sidérites de même niveau et, chimiquement, le fluide actuel est également susceptible de déposer de la calcite.

D'un point de vue minéralogique, la calcite B semble recouper la calcite A. Ceci est en accord avec les deux hypothèses proposées.

— Les calcites (A + B)

L'étude des fractures et microfractures a mis en évidence que la dernière phase tectonique probable identifiée (distension N-S) a fait rejouer en faille normale préférentiellement les fractures sub E-W, selon lesquelles les ouvertures seront les plus fréquentes et les plus importantes, mais également une partie des fractures subméridiennes en failles normales décrochantes ou en décrochement. En conséquence, chaque type de failles peut avoir subi des remplissages successifs par dépôt à partir d'un ou de plusieurs fluides pouvant y circuler à la faveur des ouvertures ménagées par cette distension N-S.

Ces phénomènes sont effectivement mis en évidence par la minéralogie et par les compositions isotopiques :

- on trouve de la calcite aciculaire (famille A) recoupée par une calcite en plus gros cristaux (famille B) ;
- les compositions isotopiques du carbone et de l'oxygène des calcites des failles montrant un remplissage mixte sont intermédiaires entre celles de la famille A et celles de la famille B (fig. 19).

Ceci est illustré par l'échantillon situé à 1 020 m qui présente à la fois de la calcite A et B, que nous avons séparées et analysées. Les compositions isotopiques de ces deux calcites se situent dans le domaine (A + B) (fig. 18 et 19), mais la calcite aciculaire est proche du domaine A et la calcite en gros cristaux proche du domaine B. Elles se contaminent mutuellement, soit parce que les prélèvements ne sont pas purs, soit parce qu'il y a un début de rééquilibrage isotopique au moment du remplacement de la calcite aciculaire par la calcite à grands cristaux.

b) Les silicates

Les compositions isotopiques de l'oxygène des interstratifiés illite-smectite de type R=O prélevés entre 143 et 1 341 mètres ne montrent pas une corrélation nette avec la profondeur (ou la température actuelle), ni avec le pourcentage en smectite (tabl. 15). Elles sont assez homogènes, de 16,0 à 21,2 ‰, et indiquent que ces interstratifiés ont dû se former dans un intervalle de températures restreint.

Nous avons utilisé la courbe thermométrique de Yeh et Savin (1977) pour calculer les températures isotopiques à partir des $\delta^{18}\text{O}$ des illites-smectites et du $\delta^{18}\text{O}$ du fluide actuel. Ces températures vont de 0 à 21 °C et sont en contradiction avec le gradient actuel de températures. Ceci implique que ces smectites n'ont pas pu être déposées par le fluide actuel aux températures actuelles.

Pour des températures supérieures à celles calculées, le fluide actuel ne pourrait déposer que des smectites de $\delta^{18}\text{O}$ plus bas que ceux mesurés. En conséquence, il n'est pas possible que ce fluide ait pu déposer les interstratifiés illite-smectite.

D'un point de vue minéralogique, ces silicates peuvent avoir été formés à des températures inférieures à 100 °C. Nous avons calculé la composition isotopique de l'oxygène de l'eau en équilibre avec les interstratifiés dans ce domaine de température (tabl. 16). Pour des températures très basses, de l'ordre de 30 °C, on obtient des valeurs correspondant à une eau d'origine météorique de climat tempéré ou de moyenne altitude (≈ -6 ‰) ; pour des températures de l'ordre de 50 à 80 °C, on obtient une eau assez riche en ^{18}O pouvant correspondre à une eau météorique de climat chaud ou enrichie en profondeur par échange avec des roches chaudes.

4. — Implication sur l'évolution spatio-temporelle des systèmes hydrothermaux

L'ensemble des résultats obtenus conduit à trois hypothèses :

- A. — La calcite A s'est déposée à des températures de 170 \pm 30 °C et les interstratifiés illite-smectite de type R=O à des températures de l'ordre de 50 à 80 °C par une eau riche en ^{18}O correspondant à un système géothermal antérieur au système actuel. La sidérite et la calcite B ont été déposées hors d'équilibre isotopique par le fluide actuel.
- B. — La calcite A, les illites-smectites (R=O), la calcite B et la sidérite ont été déposées dans des conditions d'équilibre isotopique par un fluide riche en ^{18}O ($-3,6$ à $3,9$ ‰) correspondant à un système géothermal antérieur au système actuel, ceci à des températures de l'ordre de 170 \pm 30 °C pour la calcite A, de l'ordre de 50 à 80 °C pour les interstratifiés illite-smectite de type R=O et de

l'ordre de 30 à 90 °C pour la calcite B et la sidérite. Ensuite, ce système s'arrêterait. Suivant cette hypothèse, le fluide actuel ne dépose rien, en ce moment, dans cette zone. Cette circulation que l'on observe actuellement correspondrait à une remise en route d'un nouveau système.

- C. — Les calcites A ont été déposées vers 170 °C par un fluide météorique riche en ^{18}O ($-3,6$ à $3,9$ ‰) d'un système géothermal antérieur au système actuel. Les smectites, les calcites B et les sidérites ont été déposées à basses températures, suivant un gradient de 5 à 30 °C, par un fluide météorique plus pauvre en ^{18}O ($-8,3$ à $-3,5$ ‰) que celui qui précipite les calcites A. Il correspondrait soit à une évolution du premier fluide considéré (variation du climat ou refroidissement important du système ?), soit encore à un autre système géothermal. Comme pour l'hypothèse B, le fluide actuel ne dépose rien dans la zone étudiée.

Dans l'hypothèse (A), le dépôt des calcites B et des sidérites par le fluide actuel implique que l'on ait sur l'ensemble du sondage un processus répété de dégazage du CO_2 pour satisfaire aux conditions de déséquilibre isotopique. Ce mécanisme est assez difficile à envisager. Compte tenu des hauteurs de colonne d'eau à dégazer, il faudrait que les mouvements de distension soient nombreux et rapides.

Dans les hypothèses (B) et (C), le fait que le fluide actuel ne dépose rien dans la zone étudiée est chimiquement possible bien qu'il soit proche de la saturation par rapport à la calcite et à la sidérite. Suivant ces deux dernières hypothèses, le fait que nous soyons en présence d'une circulation qui s'est mise en mouvement de façon récente dans un milieu déjà fortement colmaté s'accorde assez bien avec diverses observations faites sur cette zone, telles que l'existence des mouvements de distension récents à actuels et la mise en évidence d'un amincissement de la croûte dans cette partie du Massif central.

4. — Discussion — conclusion

Le massif ancien du Cézaillier a été affecté par de nombreuses phases de circulations de fluides dans des conditions physico-chimiques variées. Les études des paragenèses minérales, des fluides piégés et des isotopes stables mettent en évidence deux groupes de manifestations hydrothermales :

- des manifestations anciennes, probablement hercyniennes ou tardi-hercyniennes ;
- des manifestations récentes, plus particulièrement étudiées (isotopes stables) afin de comprendre leurs relations avec l'activité géothermale actuelle.

A. — Manifestations anciennes

Ces manifestations débutent par des veines à quartz automorphe (I). Elles se poursuivent par l'épisode à minéralisations avec des veines à quartz-orthose-sulfures \pm micas blancs. Il s'agit d'un événement hydrothermal majeur du Massif central déjà décrit par Bril (1983) dans le secteur de Brioude-Massiac au sud-est du Cézaillier. Cet événement, daté du Carbonifère, se produit à haute température (400–300 °C) à partir de fluides, soit aqueux, soit aquocarboniques. Les minéraux néoformés précipitent dans la fracturation tardi-hercynienne (nord-sud).

B. — Manifestations récentes

Deux types de paragenèses se distinguent :

— des paragenèses d'assez haute température (170-300 °C) caractérisées par des veines à prehnite \pm feldspath potassique \pm quartz automorphe (II) \pm calcite de type A, des veines à chlorite et des veines à illite.

— des paragenèses de plus basse température ($T < 100$ °C) caractérisées par des interstratifiés désordonnés illite-smectite de type R = O, des veines à calcite de type B et à sidérite.

Les deux types de calcite (A et B) appartenant aux deux paragenèses se caractérisent par des températures de cristallisation très différentes (respectivement 160-170 °C et $T < 90$ °C) et par des compositions isotopiques de l'hydrogène et du carbone très distinctes (tabl. 16 et 17).

L'ensemble de ces faits permet d'indiquer que nous avons affaire à deux systèmes hydrothermaux de caractéristiques différentes.

Cependant, il existe quelques évidences de conditions physico-chimiques intermédiaires entre ces deux groupes telles que l'existence de trainées d'inclusions fluides dans les quartz avec des températures d'homogénéisation entre 100 et 150 °C et la présence d'interstratifiés ordonnés de type R = 3 et, plus rarement, R = 1 (150 \pm 40 °C).

Le problème se pose donc de savoir si les deux groupes correspondent à un seul système présentant des évolutions thermiques à la fois dans le temps et dans l'espace, ou s'ils sont attribuables à deux systèmes géothermaux différents. Il existe des évidences d'évolution des paragenèses avec la profondeur. Si l'on considère des paragenèses apparemment synchrones, plusieurs transitions sont observées, des niveaux supérieurs vers les niveaux profonds :

— passage d'associations illite-chlorite à la coexistence, au moins spatiale, de prehnite-chlorite-calcite A-épidote ;

— passage d'interstratifiés illite-smectite type R = O à interstratifiés illite-smectite type R = 3.

L'existence manifeste de gradients thermiques à différents moments de l'histoire de ces systèmes complique largement l'interprétation de ces transitions en terme d'évolution d'un ou plusieurs systèmes. Une proposition d'évolution des paragenèses dans le log du sondage au cours du temps est proposée (fig. 20).

Dans l'hypothèse d'un système unique, les données isotopiques conduisent à la caractérisation d'un fluide riche en ^{18}O correspondant à une eau météorique de climat chaud ou ayant été en contact avec des roches chaudes en profondeur. Dans tous les cas, cette composition est très différente de celle du fluide actuel. En conséquence, le système étudié serait déconnecté des circulations actuelles.

Dans l'hypothèse de deux systèmes récents, les données isotopiques sur la paragenèse de plus basse température (interstratifiés illite-smectite) conduisent à l'alternative suivante :

— soit le fluide a des compositions isotopiques de l'oxygène plus élevées que le fluide actuel et cette paragenèse ne lui est pas reliée ;

— soit les calcites B et les sidérites sont déposées par le fluide actuel dans des conditions de déséquilibre isotopique qui sont induites par des phénomènes de distension.

En conséquence, les minéraux néoformés susceptibles d'avoir été déposés par le fluide actuel sont seulement la calcite B et la sidérite.

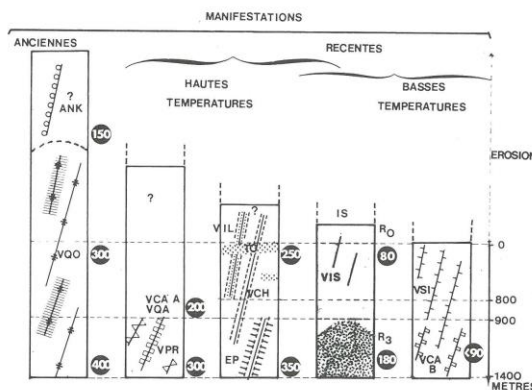


Fig. 20. — Représentation schématique de la succession des événements hydrothermaux filoniens et diffus affectant la zone de Chassole.

(Même légende que la figure 1).

Schematic representation of pervasive and vein hydrothermal events succession which affects Chassole zone. (same caption as figure 1).

Des températures relativement élevées (200 °C) ont été estimées à partir de géothermomètres chimiques sur le fluide actuel (Vuataz *et al.*, ce volume). Ceci permet de penser qu'il a circulé dans une zone chaude, éloignée du sondage, qui serait située en bordure du système géothermal étudié. La tectonique distensive active de cette région peut avoir récemment favorisé la circulation de fluides dans la zone de Chassole déjà fortement colmatée.

En conclusion, sur le sondage de Chassole, deux types de manifestations hydrothermales (anciennes et récentes) sont mis en évidence. En ce qui concerne les manifestations récentes, le problème de l'évolution continue ou non des paragenèses subsiste et, en conséquence, les relations entre ces paragenèses et le fluide actuel ne peuvent pas être établies définitivement. A ce stade de l'étude, seules des datations absolues permettront de trancher (déséquilibre U-Th, K-Ar, traces de fission).

Références bibliographiques

- BECKER R.-H., CLAYTON R.-N. (1976). — Oxygen isotope study of a Precambrian banded iron-formation, Hamersley Range, Western Australia. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 40, pp. 1153-1165.
- BOTTINGA Y., (1968). — Calculation of fractionation factors for carbon and oxygen exchange in the system calcite. Carbon dioxide-water. *J. Phys. Chemistry*, 72, pp. 800-808.
- BRIL H. (1983). — Étude métallogénique des minéralisations à antimoine et associées du district de Brioude-Massiac (Massif central français). Conditions géochimiques de dépôt; implications génétiques. *Ann. Sci. Univ. Clermont II*, 77, 340 p.
- BROWN P.-R.-L., ROEDDER E., WODZICKI A. (1976). — Comparison of past and present geothermal waters, from a study of fluid inclusions, Broadlands field, New Zealand. In: J. CADEK, T. PACES, eds. Proceedings International Symposium on Water-Rock Interaction, Czechoslovakia, 1974. *Geol. Survey, Prague*, pp. 140-149.
- CATHELIN M., OLIVER R., GARFAS A., NIEVA D. (1985). — Mineralogy and distribution of hydrothermal mineral zones in the Los Azufres (Mexico) geothermal field. *Geothermics*, 14, pp. 49-57.
- CATHELIN M., MARIGNAC M., PUXEDDU M. (1986). — Early stage of hydrothermal metamorphism at temperatures of 325 °C-600 °C in the deepest part of the Larderello geothermal field (Italy). *Extended abstract, WRIS Reyjavik (Iceland)*, pp. 100-103.
- CLAYTON R.-N., MAYEDA T.-K. (1963). — The use of bromine pentafluoride in the extraction of oxygen from oxides and silicates for isotope analysis. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 27, 43.
- CRAIG H. (1953). — The geochemistry of the stable carbon isotopes. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 3, pp. 53-92.
- DANDURAND J.-L., GOUT R., HOEFS J., MENSCHER G., SCHOTT J., USDOWSKI E. (1982). — Kinetically controlled variations of major components and carbon and oxygen isotopes in a calcite-precipitating spring. *Chem. Geol.*, 36, pp. 299-315.
- ELDERS W.-A., HOAGLAND J.-R., OLSON E.-R., Mc DOWELL S.-D., COLLIER P., (1978). — A comprehensive study of samples from geothermal reservoirs: Petrology and light stable isotope geochemistry of twenty three wells in the Cerro Prieto geothermal field, Baja California, Mexico. Final report to the Dept. of Energy, Lawrence Berkeley Laboratory, 264 p.
- ELDERS W.-A., HOAGLAND J.-R., WILLIAMS A.-E. (1981). — Distribution of hydrothermal zones in the Cerro Prieto geothermal field of Baja California, Mexico. *Geothermics*, 10, pp. 245-253.
- FRIEDMAN I. (1970). — Some investigations of the depositions of travertine from hot springs. I. The isotopic chemistry of a travertine-depositing spring. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 34, pp. 1303-1315.
- FRIEDMAN I., O'NEIL J.R. (1977). — Compilation of stable isotope fractionation factors of geochemical interest. Data of Geochemistry. Sixth Edition United States Government Printing Office, Washington.
- FRITZ P. (1965). — Composizione isotopica dell'ossigeno e del carbonio nei travertini della Toscana. *Boll. Di Geofisica Teor. Ed. Appl.*, III, 25, pp. 25-30.
- GONFIANTINI R., PANICHI C., TONGIORGI E., (1968). — Isotopic disequilibrium in travertine deposition. *Earth Plan. Sci. Lett.*, 5, pp. 55-58.
- HENLEY R.-W., STEWART M.-K. (1983). — Chemical and isotopic changes in the hydrology of the Taubara geothermal field due to exploitation at Wairakei. *J. Volcanology Geothermal Research*, 15, pp. 285-314.
- HENLEY R.-W., ELLIS A.-J. (1983). — Geothermal systems, ancient and modern. *Earth Sci. Rev.*, 19, pp. 1-50.
- Mc CREAJ.-J. (1950). — On the isotopic chemistry of carbonates and a paleotemperature scale. *J. Chem. Physics*, 18, 849 p.
- MALININ S.-D., KROPOTOVA O.I., GRINENKO V.A. (1967). — Experimental determination of C¹³ exchange constants in CO₂ (g)-HCO₃ (Soln.) system under hydrothermal conditions. *Geokhimiya*, 8, pp. 927-935 (in Russian).
- MOOK W.-G., BOMMERSON J.-C., STAVEMAN W.-H. (1974). — Carbon isotope fractionation between dissolved bicarbonate and gaseous carbon dioxide. *Earth and Planetary Sci. Letters*, 22, 2, pp. 169-176.
- OLSON E.-R. (1979). — Oxygen and carbon isotope studies of calcite from the Cerro Prieto geothermal field, Baja, California, Mexico. *Geothermics*, 8, pp. 245-251.
- O'NEIL J.-R., CLAYTON R.-N., MAYEDA T.-K. (1969). — Oxygen isotope fractionation in divalent metal carbonates. *J. Chem. Physics*, 51, pp. 5547-5558.
- POTY B., LEROY J., JACHIMOWICZ L. (1976). — Un nouvel appareil pour la mesure de températures sous le microscope, l'installation de microthermométrie Chaixmeca. *Bull. Soc. Fr. Mineral. Cristallogr.*, 99, pp. 182-186.
- REYNOLDS R.-C. (1980). — Interstratified clay mineral. In Crystal structures of Clay Minerals and their X-ray Identification, G.W. Brindley and G. Brown ed. Mineralogical Society, London.
- ROEDDER E., (1962). — Studies of fluid inclusions I: Low temperature application of a dual purpose freezing and heating stage. *Economic Geology*, 57, pp. 1045-1061.
- ROEDDER E., (1984). — Fluid inclusions. *Reviews in Mineralogy*, Mineralogical Society of America, 12, 644 p.
- VELDE B. (1985). — Clays Minerals. A Physico-chemical Explanation of their Occurrence. *Developments in Sedimentology*, 40, Elsevier.
- WEISBROD A., POTY B., TOURET J., (1976). — Les inclusions en pétrologie-géochimie, tendances actuelles. *Bull. Soc. Fr. Mineral. Cristallogr.*, 99, pp. 140-152.
- YEH H.-W., SAVIN S.-M. (1977). — Mechanism of burial metamorphism of argillaceous sediments. 3. O-isotope evidence. *Bull. Geol. Soc. Amer. Bull.*, 88, pp. 1321-1330.