
SILICIFICATIONS PAR ALTÉRATION CLIMATIQUE DANS LES SÉRIES ALPINES

par Jacques DEBELMAS et Robert MICHEL

Depuis quelques années l'attention des géologues a été attirée sur les phénomènes de silicification que l'on observe dans les zones tropicales subdésertiques.

G. MILLOT et ses élèves, en particulier, ont récemment décrit de tels phénomènes sur tout le pourtour saharien et notamment au Soudan [G. MILLOT et *alt.* 1959].

Nous avons donc recherché s'ils ne se retrouveraient pas également, mais fossiles, à chacune des trois grandes périodes d'émersion que nous connaissons dans les Alpes dauphinoises :

- Emersion permienne dans la zone des actuels Massifs cristallins externes;
- Emersion finitriasique et liasique du géanticlinal briançonnais;
- Emersion éocène du domaine subalpin.

1. Émersion permienne.

On connaît depuis longtemps, à Chamrousse, l'existence d'une croûte d'altération à la surface des roches cristallines (amphibolites et gabbros) de la chaîne de Belledonne. Ch. LORY, puis P. TERMIER, l'ont désignée sous le nom d'*aphanite*, à cause de son grain extrêmement fin. Cette croûte est manifestement liée à la pénéplaine antétriasique. On peut y distinguer une partie inférieure, de couleur verdâtre, passant progressivement à la roche sous-jacente ou même s'insinuant dans ses fissures, et une partie supérieure, violacée-rougeâtre.

Ces roches ont fait l'objet d'une étude pétrographique récente de E. DEN TEX [1950].

L'aphanite verte inférieure est formée d'un feutrage submicroscopique de chlorite (45 % vol.), de séricite (25 %), de quartz de néoformation (10 %), de résidus de feldspaths décomposés (15 %) parmi lesquels dominent les feldspaths potassiques et de granules d'ilménite et de magnétite (5 %).

L'aphanite rouge supérieure comporte des granules enchevêtrés de feldspaths potassiques (60 % vol.) et de quartz de néoformation (10 %), de l'hématite plus ou moins ilménitique, très disséminée (15 %), de la chlorite et de la séricite (15 %), enfin quelques grains de sphène.

Pour E. DEN TEX, l'aphanite rouge supérieure représenterait une sorte de cuirasse ferrugineuse formée pendant l'émersion permienne, par oxydation et lessivage de la formation sous-jacente (aphanite verte). Cette dernière résulterait de phénomènes nettement antérieurs, relevant d'une métasomatose hydrothermale tardi-hercynienne ayant provoqué la chloritisation des amphiboles des roches cristallines basiques sous-jacentes, la décalcification de leurs plagioclases (qui auraient subi en même temps un apport potassique) et finalement une silicification de l'ensemble.

Nous sommes entièrement d'accord avec lui sur le premier de ces points (cuirasse ferrugineuse). Par contre, l'examen des analyses chimiques qu'il a données de ces roches et que nous rappelons ci-dessous ne nous permet pas de le suivre sur le second :

	1	2	3
	Amphibolite feldspathique	Aphanite verte	Aphanite rouge
SiO ₂	49,55	47,28	51,85
Al ₂ O ₃	18,70	16,93	14,36
Fe ₂ O ₃	0,50	2,00	14,91
FeO	3,82	5,75	1,18
MnO	0,08	0,06	tr.
MgO	10,95	13,50	3,60
CaO	7,90	0,16	0,41
Na ₂ O	3,35	1,78	2,60
K ₂ O	1,85	2,41	6,15
TiO ₂	0,25	2,58	2,07
P ₂ O ₅	tr.	0,22	tr.
H ₂ O+	2,25	7,50	2,58
H ₂ O—	0,30	0,23	0,25
Total	99,50	100,40	99,93

On constate, d'après ces analyses, que la silice subit, de la roche-mère à l'aphanite verte, une diminution sensible, puis une nette augmentation dans la cuirasse ferrugineuse (An. 3). L'alumine décroît constamment.

L'augmentation en Fe_2O_3 et la diminution en CaO sont très importantes (de 1 à 3), comme on pouvait s'y attendre. FeO , MgO et H_2O + subissent une augmentation de 1 à 2 (chlorisation et séricitisation) puis une forte diminution de 2 à 3 (lessivage et oxydation). Enfin la concentration progressive du titane, de 1 à 3, est très intéressante, car elle ne peut s'expliquer que par une altération sur place de la roche-mère.

On peut donc considérer, à notre avis, l'aphanite verte comme une formation éluviale, dérivant des amphibolites sous-jacentes sous l'effet d'une hydratation sans oxydation généralisée comme en témoignent la néoformation de chlorite et de séricite, et la forte augmentation en eau de constitution.

Dans cette manière de voir, il reste à expliquer non seulement la permanence des alcalins, mais encore la forte augmentation de la teneur en K_2O dans ces deux sortes de roches d'altération. Plutôt que de recourir à un apport métasomatique, nous pensons qu'on pourrait invoquer une importation de feldspaths détritiques par voie éolienne : les massifs granitiques et gneissiques voisins étaient alors en proie à une arénisation importante dont témoignent les accumulations de Grès d'Allevar, contemporaines probables des aphanites de Chamrousse. Si l'on admet ce point de vue, l'augmentation de la teneur en SiO_2 dans la cuirasse ferrugineuse (An. 3) pourrait bien relever du même processus, soit par apport de quartz éolien, soit par néoformation de quartz à partir de l'altération des feldspaths potassiques importés.

Finalement, on peut envisager la formation des aphanites de Chamrousse, à partir des amphibolites, grâce aux deux phases d'altération suivantes, probablement toutes deux accompagnées d'apports de minéraux détritiques par voie éolienne :

— *une phase de chloritisation et de séricitisation* (aphanite verte); ce mode d'altération, qui ne relève pas de conditions climatiques spéciales, peut se produire en profondeur ou près de la surface, mais plus ou moins à l'abri de l'air; il se traduit par une phyllitisation des plagioclases et surtout par une hydratation sans oxydation des silicates ferromagnésiens de la roche-mère;

— *une phase d'oxydation* (aphanite rouge) conduisant, à partir de l'aphanite verte, à la formation d'une cuirasse ferrugineuse banale.

Ces processus d'altération et en particulier le dernier ont dû se produire sous un climat qui, tout en étant différent du climat tropical¹, devait présenter des alternances de saisons sèches et venteuses et de saisons humides. On ne peut manquer d'être frappé par la ressemblance

¹ Dans ce cas, la silice et les alcalins seraient totalement éliminés et les feldspaths, d'origine primaire ou importés, seraient détruits; enfin la teneur en alumine augmenterait, au lieu de diminuer, dans les roches d'altération résiduelles.

de cet ensemble de transformations et de conditions climatiques avec celles qui ont engendré la serpentinitisation des péridotites et la formation des cuirasses ferrugineuses de Nouvelle-Calédonie, d'autant plus que, là aussi, la silice est demeurée sur place sous forme de quartz, comme l'avait noté A. LACROIX [1943].

En résumé, la pénéplaine antétriasique ne montre pas, au niveau de nos massifs cristallins externes, de phénomènes très nets de silicification par altération climatique pure, la fraction siliceuse de l'aphanite rouge ayant une origine détritique ou résiduelle.

2. L'émergence fini-triasique et liasique du géantoclinal Briançonnais.

Un exemple net de silicification climatique va par contre nous être apporté par le Briançonnais, dont les calcaires et dolomies virgloriens et ladinien ont émergé vraisemblablement au cours du Carnien et ont été ensuite soumis, pendant toute la fin du Trias et le Lias, à un régime tropical ou subdésertique que révèlent notamment d'abondants dépôts d'argiles sidérolithiques rouges [J. DEBELMAS, 1955].

En plusieurs points, les dolomies ladiniennes montrent une silicification très poussée, bien différente de la silicification classique des calcaires virgloriens, faite de nodules ou de bandes parallèles à la stratification. Les dolomies, au contraire, montrent par places une silice développée de façon anarchique et pouvant même y devenir l'élément prépondérant (nappe de Roche Charnière). Ailleurs, la surface supérieure des dolomies ladiniennes montre une croûte siliceuse de calcédoine rouge, épaisse de 4 à 5 cm. Cette croûte a souvent été détruite au cours de la transgression bathonienne ou argovienne, mais quelques témoins ont subsisté sur la surface triasique (Massif de la Setaz, par exemple), ou dans les cavités voisines de cette surface et protégées contre les érosions ultérieures (rocher de la Roche de Rame, J. DEBELMAS, 1955, l'arst fossile de Roche Colombe, près du Grand Galibier, B. TISSOT 1956). Elle peut enfin se retrouver en galets dans les formations plus récentes, en particulier à la base des marbres en plaquettes (nappe de Roche Charnière).

Très récemment, l'un de nous (J. D.) a pu observer un phénomène beaucoup plus spectaculaire près de Briançon, à la Roche Jaune, petit piton triasique qui s'élève au S de Serre-Chevalier. La série triasique s'arrête là au Virglorien supérieur, profondément érodé d'ailleurs, et sur ces calcaires se développe une énorme lentille siliceuse violacée et verte, couvrant plusieurs dizaines de mètres carrés et épaisse, par places, de plus de 4 à 5 m. Au-dessus, viennent directement les marbres en plaquettes néocrétacés transgressifs.

Il est intéressant de remarquer que toutes les localités précédemment citées correspondent à de petites cordillères accidentant la surface du géant-clinal briançonnais. Le jeu de ces cordillères s'est traduit dans la sédimentation, surtout au cours du Jurassique et du Crétacé, mais il est probable qu'il avait commencé déjà à se manifester dès la sédimentation triasique : les silex normaux sont en effet très fréquents dans les calcaires virglorens et les dolomies ladinienes de ces séries, traduisant, comme l'a montré L. CAYEUX, des « ruptures d'équilibre » sédimentaires liées à une paléotectonique encore peu déchiffrable. Cette tectonisation précoce a sans doute facilité la mobilisation ultérieure, donc la migration des ions silice, plus abondants par ailleurs dans le contexte carbonaté, comme nous l'avons dit ².

3. Émersion éocène.

L'émersion éocène de la zone subalpine fournit des exemples particulièrement nets de ces silicifications. Le plus beau s'observe sur la bordure orientale du Dévoluy, dans la vallée du haut Buëch, entre les hameaux de la Jarjatte et Lus-la-Croix-Haute. Le Buëch traverse là, en cluse, les calcaires du Crétacé supérieur du rebord oriental du synclinal de Lus, rempli de dépôts continentaux oligocènes et éocènes.

C'est au pont du Trabuëch que se fait le contact entre les deux formations. En aval du pont, s'observent les sables et les argiles éocènes violacés et blancs; en amont, la surface structurale du sommet du Sénonien, assez profondément corrodée par places. Enduisant celle-ci, une très belle croûte siliceuse blanche, verte ou violette, un peu craquelée, atteignant par endroit une épaisseur de près d'un mètre. Le fond de quelques poches montre quelques centimètres d'argilites minces, rouges.

Au point de vue pétrographique, le fond de la roche, extrêmement fin, est essentiellement formé de quartz et de calcédoine.

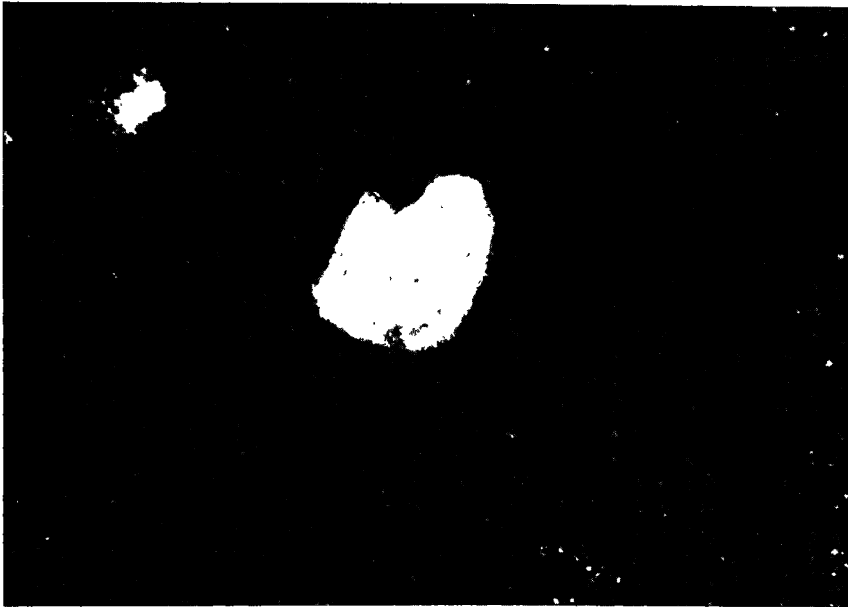
Le quartz, authigène, est largement prédominant; les sections, dont la dimension moyenne est de 4 à 5 μ , ont des contours dentelliformes; elles englobent çà et là quelques paillettes de minéraux argileux et quelques mouchetures de limonite.

Les plages de calcédoine sont disséminées dans ce fond quartzeux, mais elles peuvent aussi se présenter en petits sphérolites dont le diamètre n'excède pas 20 μ . Cette calcédoine semble de formation plus

² Dans ce *...* une des zones internes, signalons aussi la croûte siliceuse rouge qui enduit *...* de Malm subbriançonnais appartenant à la digitation des Séolanes, entre *...*uzet sur-Ubaye et la Fresquière. Cette croûte est directement surmontée du Lutétien transgressif. D. SCHNEEGANS [1938] a montré que cette digitation correspondait à une cordillère ou un haut-fond dont l'émersion est probable à la fin du Mésozoïque.

récente que le quartz, car, d'une part, elle moule les granules de quartz authigène, d'autre part elle borde les rares lacunes de la roche qui sont ainsi de minuscules géodes.

On trouve en outre des grains de quartz, assez bien calibrés dans l'ensemble et qui atteignent, en moyenne, 250 μ pour leur plus grande dimension. Pour certains d'entre eux, l'origine éolienne ne fait aucun doute d'après l'examen de leurs contours arrondis; pour les autres, les plus nombreux, les contours sont au contraire extrêmement corrodés dans le détail; mais il s'agit très vraisemblablement d'une « dissolution »



Croûte siliceuse du pont du Trabuëch (Lum. an., x 75). Au centre, grain de quartz éolien à contours corrodés; en haut et à gauche, grain de quartz en voie de disparition par remobilisation de la silice. Les trois taches noires (au-dessus et au-dessous du grain de quartz central, et à l'extrême droite de la photographie) sont de minuscules géodes à frange de calcédoine.

partielle et périphérique de grains de quartz éoliens. La mise en circulation de la silice ainsi libérée a certainement contribué, au moins en partie, à la formation du quartz authigène.

Une telle formation ne semble pas avoir été observée par P. LORY qui fut pourtant le meilleur connaisseur du massif. Tout au plus signa-

le-t-il [1900], au Nord de la localité précédente, dans le ravin du Merdaret, une coupe où l'Eocène inférieur montre « des couches minces blanches, à surface souvent colorée, formées par un silex clair, d'origine chimique, altéré. Un banc de grès blanc s'y intercale ». Au-dessus et immédiatement avant le Sénonien, s'observent « quelques feuillets de marnes bariolées ». Nous n'avons pas vu cette coupe, mais l'analogie paraît évidente avec la précédente.

Sur la bordure du Vercors, en Royans, P. R. GIOT [1944] a observé que les calcaires crétacés ont été karstifiés au début de l'Eocène et localement enduits de Sidérolithique. Or celui-ci est très souvent silicifié, avec géodes et lits de jaspéroïdes. Cette silicification offre parfois une structure zonée, due à des couches concentriques de limonite et de silice.

Le mécanisme de formation de ces croûtes siliceuses est assez facile à interpréter. Toutes ces phases d'émergence ont correspondu à un climat chaud et humide : l'Eocène subalpin a fourni une mâchoire de Tapir, les formations continentales finitriasiennes des Préalpes romandes, si analogues au Briançonnais, ont livré une empreinte de *Zamites*. Ce n'est pas l'ambiance désertique, mais tropicale, tout au plus subdésertique (Tchad actuel).

D'autre part, toutes les formations inférieures aux croûtes signalées sont riches en accidents siliceux (silex du Crétacé supérieur et du Virgloirien).

Enfin on sait maintenant que sous le climat intertropical actuel, la décomposition des roches est du type *allitique*, c'est-à-dire que la silice elle-même est dissoute et que seule, finalement, l'alumine reste insoluble. Cette sensibilité de la silice à l'action de l'eau s'explique probablement par la forte température de l'eau d'infiltration (30°).

Cette dissolution se fait au moment de la saison humide. En saison sèche, au contraire, l'évaporation tend à ramener vers la surface cette silice dissoute, en même temps d'ailleurs que les minéraux ferrugineux qui contribuent à la formation du sidérolithique. Les travaux de G. MILLOT et de ses élèves [1959] ont montré que la concrétisation de la silice en surface ou subsurface peut prendre deux orientations différentes :

— en milieu normal « équilibré », c'est-à-dire pauvre en silice et « propre », c'est-à-dire sans impureté (métalliques surtout), la silice est à l'état de solution vraie dans l'eau d'imprégnation de la roche. Il s'agit alors du monomère $\text{Si}(\text{OH})_4$. Cette solution cristallisera normalement en surface et viendra nourrir les grains de quartz antérieurs ou engluer les autres éléments. Il y a *quartzification* de la roche. C'est souvent le fait des eaux de pluie et de ruissellements superficiels ;

— s'il y a au contraire concentration excessive en silice et de nombreuses impuretés dans le milieu, la silice passe sous forme de molécules

condensées ou *polymères* et donne alors une solution colloïdale dont la floculation donnera de l'opale ou de la calcédoine. C'est le fait des eaux d'imprégnation profondes qui circulent lentement.

Il y a naturellement tous les passages entre ces deux évolutions différentes. Mais dans un premier examen il semble bien que l'on puisse en gros rattacher surtout au deuxième type les croûtes de silice des calcaires triasiques et crétacés. En fait, le problème n'est que posé et nous pensons qu'une étude géochimique de ces phénomènes aboutirait à des conclusions intéressantes.

BIBLIOGRAPHIE

- DEBELMAS (J.) (1955). — Les zones subbriançonnaise et briançonnaise occidentale entre Valloise et Guillestre (Hautes-Alpes (*Mém. S. Carte Géol. Fr.*)).
- DEN TEX (E.) (1950). — Les roches basiques et ultrabasiques des lacs Robert et le Trias de Chamrousse (Massif de Belledonne) (*Leidse Geolog. Mededelingen*, t. XV).
- GIOT (P.-R.) (1944). — Etude des terrains tertiaires du Royans (*Trav. Lab. Géol. Grenoble*, t. 24, p. 51).
- LACROIX (A.) (1943). — Les péridotites de Nouvelle-Calédonie, leurs serpentines et leurs gîtes de Nickel et de Cobalt (*Mém. Ac. Sc. [2]*, t. 66).
- LORY (P.) (1900). — Excursion dans le Massif de La Mure et le Dévoluy (8^e *Congrès géol. internat.*, Paris); excursion 13 c.
- MILLOT (G.), RADIER (H.), MULLER FENGA (R.), DEFOSSEZ (M.), WEY (R.) (1959). — Sur la géochimie de la silice et les silicifications sahariennes (*Bull. Serv. Carte géol. Als. et Lorr.*, t. 12, Strasbourg, avec abondante liste bibliographique).
- SCHNEEGANS (D.) (1938). — La géologie des nappes de l'Ubaye-Embrunais entre la Durance et l'Ubaye (*Mém. Serv. Carte Géol. Fr.*).
- TISSOT (B.) (1956). — Etude géologique du Massif du Grand Galibier et des Cerces (zone briançonnaise, Hautes-Alpes et Savoie) (*Trav. Lab. Géol. Grenoble*, t. 32).