

**Zeitschrift:** Eclogae Geologicae Helvetiae  
**Herausgeber:** Schweizerische Geologische Gesellschaft  
**Band:** 63 (1970)  
**Heft:** 2

**Artikel:** Les oolithes déformées du Vélar (massif de Morcles)  
**Autor:** Badoux, Héli  
**DOI:** <https://doi.org/10.5169/seals-163859>

#### Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. [Mehr erfahren](#)

#### Conditions d'utilisation

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. [En savoir plus](#)

#### Terms of use

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. [Find out more](#)

**Download PDF:** 28.01.2026

**ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, <https://www.e-periodica.ch>**

# Les oolites déformées du Vélar (massif de Morcles)

Par HÉLI BADOUX

Laboratoire de Géologie de l'Université, Palais de Rumine, Lausanne

## ABSTRACT

In the Vélar région, S of the Dent de Morcles (Alpes vaudoises), the autochthonous cover of the crystalline massif has been strongly folded by the emplacement of the Morcles nappe. Amongst the beds folded in a similar style, the Callovian is specially interesting from the tectonic point of view. It is a limestone rich in Chamositic ooïds. These originally spherical bodies have been flattened (average 62%) in the cleavage surface, sometimes with a strong elongation along *a*, sometimes without preferential stretching. These variations bear no relationship with either the altitude or with the position of the samples in the folds. The elongation along the axis of the folds (*b*) averages 39%. The mechanism of the deformation is not well understood.

## I. Introduction<sup>1)</sup>

Des Dents de Morcles, une arête descend vers le S. Elle porte le Six Tremble (2701 m), puis le Lui Crève (2495,7 m) et aboutit finalement au Diabley (2469,1 m). C'est dans les pentes occidentales du Six Tremble, au lieu dit le Vélar, que se situent, entre les cotes 2200 et 2500 m, les affleurements de Callovien à oolites déformées, dont il sera ici question (Fig. 1).

Les oolites offrent au géologue la possibilité de mesurer la déformation des roches, surtout lorsque ces sphérules sont liées par un ciment possédant les mêmes propriétés mécaniques. Dans ce cas, les oolites, sphériques à l'origine, se transforment en ellipsoïdes, images fidèles de la déformation de la roche (strain ellipsoïds des anglo-saxons).

C'est pourquoi, l'étude des oolites déformées du Vélar m'est apparue susceptible d'apporter des renseignements utiles pour mieux comprendre la tectonique de la nappe de Morcles. On pouvait espérer obtenir de la sorte une valeur chiffrée de la déformation, valable pour tout le secteur environnant.

## II. Situation géologique

La région du Vélar relève de deux unités tectoniques: la nappe de Morcles et la couverture du massif des Aiguilles Rouges.

A la première appartient le Six Tremble taillé dans le Nummulitique du flanc inverse de la nappe. Il contient au voisinage du plan de chevauchement de grands blocs exotiques aplatis de Cristallin et de Trias.

<sup>1)</sup> Le présent travail a été effectué avec l'appui du Fonds National de la Recherche scientifique.

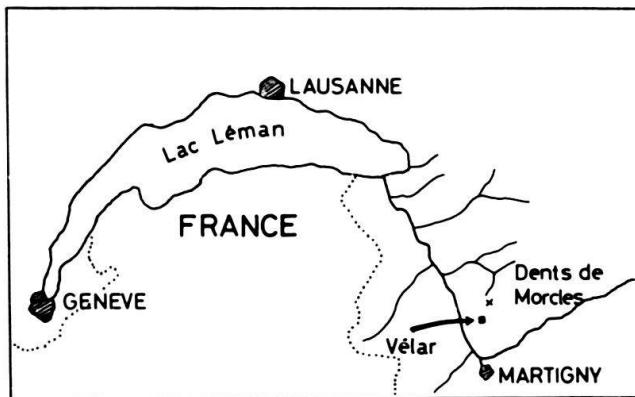


Fig. 1

Ce Nummulitique chevauche sur l'Autochtone dont la série stratigraphique très lacunaire est en ce lieu la suivante:

A sa base: le Carbonifère, qui décrit sous le Lui Crève un anticlinal déversé que le Trias enveloppe. Ce dernier débute par un peu de grès arkosique suivi d'un épais niveau de cargneules où est taillé le col séparant à l'arête, le Lui Crève du Six Tremble. Comme en d'autres points de cet Autochtone, la surépaisseur des cargneules résulte d'une accumulation tectonique. La cargneule passe vers le haut à une couche de dolomie blanche dont l'épaisseur n'excède guère une dizaine de mètres.

Sur le Trias transgresse directement le Bajocien. Le Lias présent plus au N, à d'Arbignon, a donc été érodé avant le dépôt du Dogger (R. TRÜMPY, 1945). Le Bajocien, épais de 10 à 15 m, est un calcaire spathique, clair, parfois à base congolomératique.

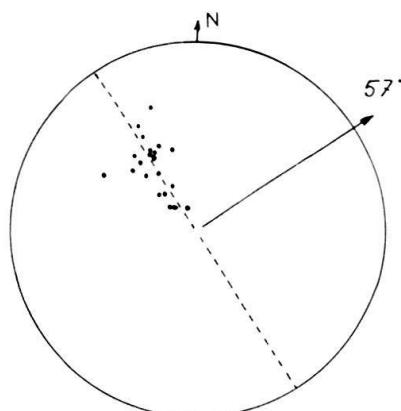
Généralement, l'oolite ferrugineuse du Callovien le recouvre directement. Cependant au voisinage du Col des Corgneules, un mince niveau d'oolite, surmonté d'un calcaire blanc, les sépare. R. TRÜMPY attribue avec doute ces deux niveaux au Bathonien. Ils ne mesurent que quelques mètres de puissance. L'oolite callovienne, objet de cette note, est une couche de couleur rouge-violacé mesurant environ 3 m à l'arête. Elle s'amenuise rapidement vers le bas et disparaît au S du ravin séparant le Vélar de la Rouvena. On peut lui attribuer une épaisseur moyenne de 40 à 50 cm.

L'Argovien, surmontant l'oolite, détermine des pentes herbeuses où ses calcaires argileux, plaquetés, affleurent mal. Il passe graduellement aux calcaires plus massifs du Malm supérieur, qui le domine de ses parois inaccessibles.

\*

Cette série autochtone comporte donc, encadrée de deux niveaux tendres (Cargneule et Argovien), une couche complexe plus rigide et résistante aux agents atmosphériques (dolomie triasique à Callovien). Cette couche, mise en relief par l'érosion, dessine une admirable cascade de plis entre le Col des Corgneules et la cote 2200 environ du Vélar. Ils sont dûs de toute évidence, ainsi que l'accumulation de cargneule, à l'avancée de la nappe. Dans sa translation vers le NW, elle a en quelque sorte «pelé» l'Autochtone d'une partie de sa couverture; l'a chassée devant elle, l'entassant dans les dépressions pour finalement la chevaucher. Il semble dès lors vraisemblable que les plis du Vélar soient synchrones du charriage principal de la nappe de Morcles. Cela est confirmé

par le fait que, dans les hauts, la schistosité de l'Autochtone est parallèle au plan de chevauchement de la nappe. Ces plis sont de type similaire. La schistosité axiale, plus ou moins horizontale dans les hauts, augmente de pendage vers le bas. L'axe moyen des plis est horizontal et orienté N 57° E (Fig. 2).



*Construction de l'axe moyen des plis du Callovien du Vélar  
• pôles des strates et de la schistosité*

Fig. 2

### III. De la méthode employée

Deux séries d'échantillons orientés ont été prélevés entre les cotes 2500 et 2180 m. La première comporte 14 échantillons (No 1 à 7 et 710 à 715); la seconde en compte 11 (M 1 à M 6 et M 11 à M 15). J'ai été secondé dans ce travail par F. MONTANDON, L. JEMELIN et H. MASSON que je tiens à remercier pour leur collaboration.

Dans chaque échantillon, j'ai fait tailler et polir deux surfaces perpendiculaires entre elles et aux plans de schistosité: l'une, dirigée suivant le pendage, contient généralement l'axe d'allongement maximum des oolites – c'est le plan *a/c*: la seconde qui lui est perpendiculaire est donc le plan *b/c*. L'axe *b* coïncide avec l'axe des plis. Je conserverai cette nomenclature même lorsque l'allongement maximum des oolites se fera suivant cet axe.

On a pris les empreintes à l'acétate des surfaces polies. Elles ont été montées sur verres, puis projetées, agrandies sur un écran, où les deux diamètres maximum et minimum de chaque section elliptique ont été mesurés, puis leur rapport calculé. Pour la grande majorité des échantillons, on a mesuré 200 oolites (100 par section); pour quelques-uns, on s'est contenté de 120 mesures. Cela fait au total plus de 4000 mesures. Mon assistant A. BAUD m'a aidé dans ce travail fastidieux; je lui en suis très reconnaissant.

L'étape suivante a été l'établissement des rapports moyens *a/c* et *b/c* (moyenne arithmétique) pour chaque échantillon. Puis, supposant que la déformation des oolites s'est faite à volume constant et qu'elles étaient initialement sphériques, on a calculé le rayon de la sphère initiale grâce à la formule:  $4/3 r^3 = 4/3 a \times b \times c$

$$\text{ou } r^3 = c^3 \times \text{rap. } a/c \times \text{rap. } b/c$$

$r$  étant calculé, on obtient l'allongement moyen (en %) suivant  $a = 100 \times (a - r) : r$  suivant  $b = 100 \times (b - r) : r$  et le raccourcissement suivant  $c = 100 \times (c - r) : r$ .

La moyenne générale pour l'ensemble des échantillons nous donne les valeurs suivantes:

allongement suivant  $a = 89\%$

allongement suivant  $b = 39\%$

raccourcissement suivant  $c = -62\%$

mais il y a de très grandes variations d'un échantillon à l'autre et parfois même au sein du même échantillon.

#### IV. Quelle était la forme des oolites avant le plissement

J. C. RAMSAY (1967) écrit dans son traité que les oolites chamositiques ont rarement une forme originelle, sphérique; la plupart sont soit ellipsoïdales ou de formes plutôt irrégulières. Il s'agissait de vérifier si tel était le cas des oolites du Vélar. Je me suis adressé pour ce faire au gisement tout proche de Chamosentse, qui est de même âge, mais localisé dans une autre unité tectonique: le flanc normal de la nappe de Morcles.

Dans la riche collection de L. DÉVERIN, déposée à l'Institut de Minéralogie de Lausanne, j'ai choisi un échantillon, provenant de la partie SE de ce gisement, dont l'aspect (couleur, abondance des oolites etc.) était semblable à celui de nos échantillons du Vélar.

Dans cet échantillon, les oolites mesurent 0,5 à 1,5 mm de diamètre. Elles sont faites de chamosite, mouchetée d'oxydes de fer bruns, et présentent une structure concentrique régulière, faisant une belle croix noire en nicols croisés. Les *oolites* sont isolées dans une pâte sparistique, fine (grains de 0,1 à 0,3 mm), contenant des débris d'entroques, de rares grains anguleux de quartz et quelques petits amas allongés de chamosite sans structure visible. On remarque quelques oolites brisées.

La roche est parcourue de fines diaclases calcitisées traversant la pâte et les *oolites* sans que leurs tracés soient modifiés d'une façon quelconque par la structure concentrique et la composition minéralogique de ces dernières. Cela semble indiquer, qu'il n'y a pas une grande différence de comportement mécanique entre ces deux constituants de la roche.

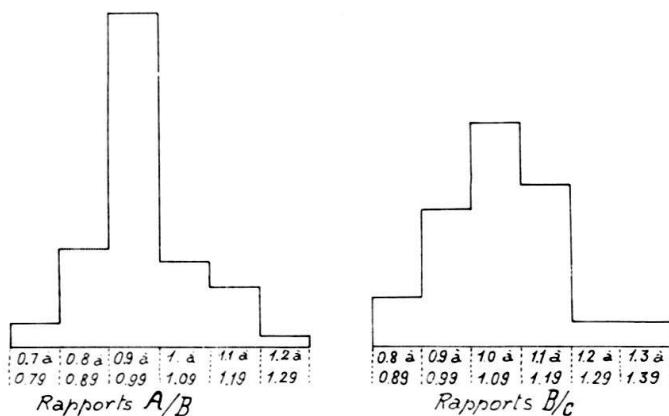


Fig. 3

Les *oolites* sont en moyenne presque sphériques. L'excentricité ou rapport  $100 \times (A - C)/C$  est égal à 10 %. Les variations autour de cette moyenne restent faibles, ainsi que le montre les deux histogrammes de la figure 3. Les moyennes des rapports  $A/B$  et  $B/C$  s'établissent à 1,04 et 1,05 respectivement.

L'orientation des oolites est quelconque, mais les plus allongées sont le plus souvent couchées sur le côté.

Les oolites de Chamosentse n'ont donc pas été déformées lors de la diagenèse et du plissement de la nappe, leur seuil de plasticité n'ayant pas été atteint. J'admettrai que les oolites du Vélar étaient à l'origine semblables à celles de Chamosentse, c'est-à-dire en première approximation sphérique.

## V. Les variations des oolites du Vélar au sein d'un même échantillon

De fortes variations de l'excentricité des sections elliptiques s'observent dans tous les échantillons. Cela nous a obligé à multiplier le nombre de mesures pour obtenir des moyennes valables. Voici par exemple le cas de l'échantillon No 7 (Fig. 4). L'ellipsoïde de déformation montre des allongements suivant  $a$  de 100 %, suivant  $b$  de 20 % et un raccourcissement suivant  $c$  de 58 %. Dans la section  $a/c$ , les excentricités ( $a/c$ ) mesurées varient de 3 à 7,6; la moyenne de 100 mesures s'établissant à 4,8. De semblables variations se présentent dans tous les échantillons.

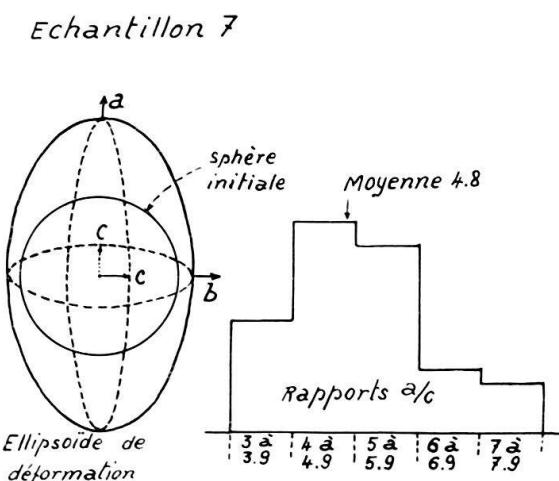


Fig. 4

Les causes de ces variations sont multiples, en voici quelques-unes (Fig. 5):

A. *Excentricités initiales*. Nous avons signalé au chapitre précédent que nos oolites possédaient au départ une faible excentricité (moyenne 10 %) et que leurs orientations étaient à l'origine variable. Si leur grand axe est perpendiculaire à la schistosité, elles résisteront mieux à la déformation et leurs sections présenteront des excentricités faibles.

B. *Obliquité des plans ab sur les sections*. Les plans  $ab$  des oolites déformées ne sont pas tous parallèles entre eux. Les sections étant perpendiculaires à la schistosité donneront dans la plupart des cas les valeurs réelles de  $a/c$  et de  $b/c$ . Mais lorsque l'oolite est légèrement basculée, on obtiendra des excentricités trop faibles.

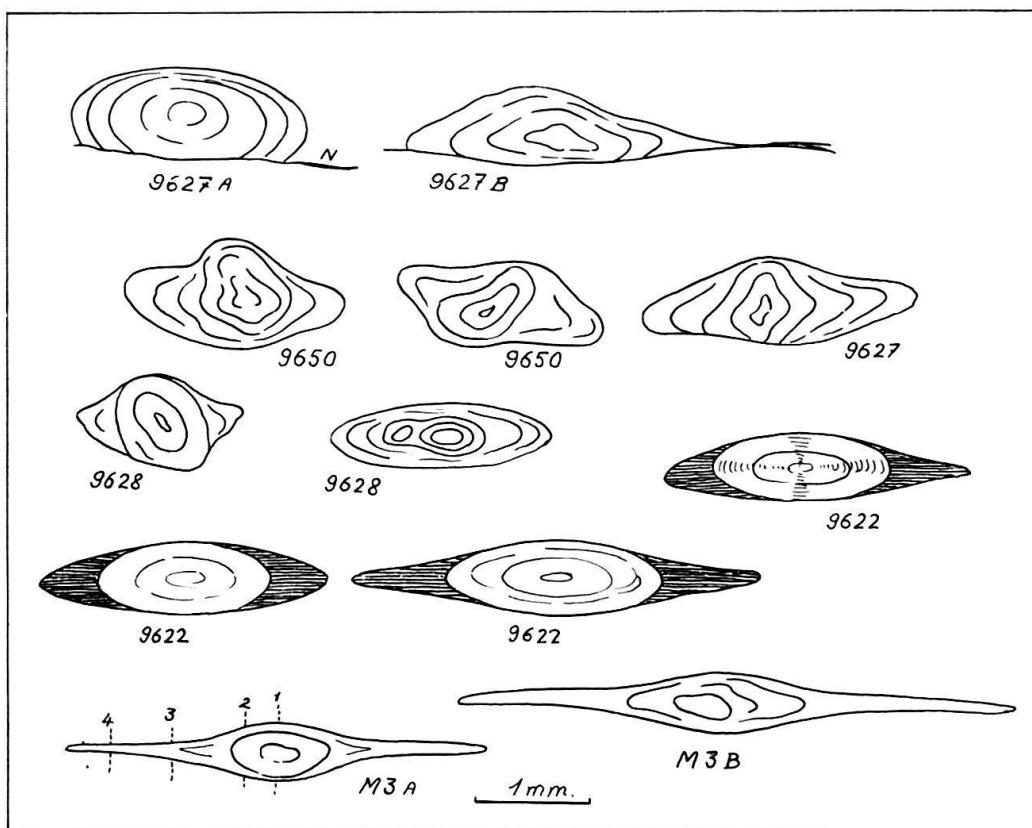


Fig. 5

C. *Les phénomènes de dissolution* jouent parfois un rôle important. Cela n'est pas le cas au Vélar, où ces phénomènes n'interviennent que rarement. Ils se reconnaissent facilement (9627 A et B) à la troncature d'une face de l'oolite par la surface de dissolution. Cette dernière est imprégnée de sel de fer et se termine par une sorte de queue (N).

L'effet de ces dissolutions est d'augmenter l'excentricité.

D. *Noyaux asymétriques*. Ce cas est assez fréquent. Il donne naissance à des oolites de formes irrégulières. Il s'agit d'oolites dont le noyau est fait d'un fragment d'oolite brisée. La présence de ce cœur résistant ne permet plus une déformation uniforme et régulière. Ces oolites spéciales présentent de ce fait une excentricité faible (9650, 9627 et 9628).

E. *Déformations non homogènes*. On observe très souvent des exemples de déformation non homogène parmi nos oolites, surtout lorsque la déformation est forte.

Plusieurs cas peuvent se présenter: Premièrement (9622), la déformation commence par être homogène; ce qui se traduit par une zone interne régulièrement elliptique, donnant une croix noire très régulière; puis, passé ce stade, l'enveloppe externe se «pèle» s'accumule à la périphérie dans le plan ab, tandis qu'autour de l'axe c, elle a disparu.

Dans les exemples M3A et B l'hétérogénéité devient encore plus nette. L'oolite présente un noyau renflé entourée d'un anneau aplati, dû au mécanisme évoqué ci-dessus. On constate que suivant la position de la section, l'excentricité des ellipses

obtenues sera très variable. Elle augmentera de 1 à 4 (Fig. 5). Comme il n'est pas possible de savoir si une section passe en 1, 2, 3 ou 4, les mesures donneront des excentricités trop fortes.

On voit donc que la dispersion des mesures peut avoir des causes multiples. Heureusement que les variations engendrées sont de sens opposés. Cela fait que les moyennes obtenues pour chaque échantillon demeurent valables, mais sans pouvoir prétendre à beaucoup de précision.

## VI. Les résultats de l'étude

Les principaux résultats qui se dégagent de cette étude sont résumés dans les figures 6, 7, 8 et 9, qui appellent les commentaires suivants:

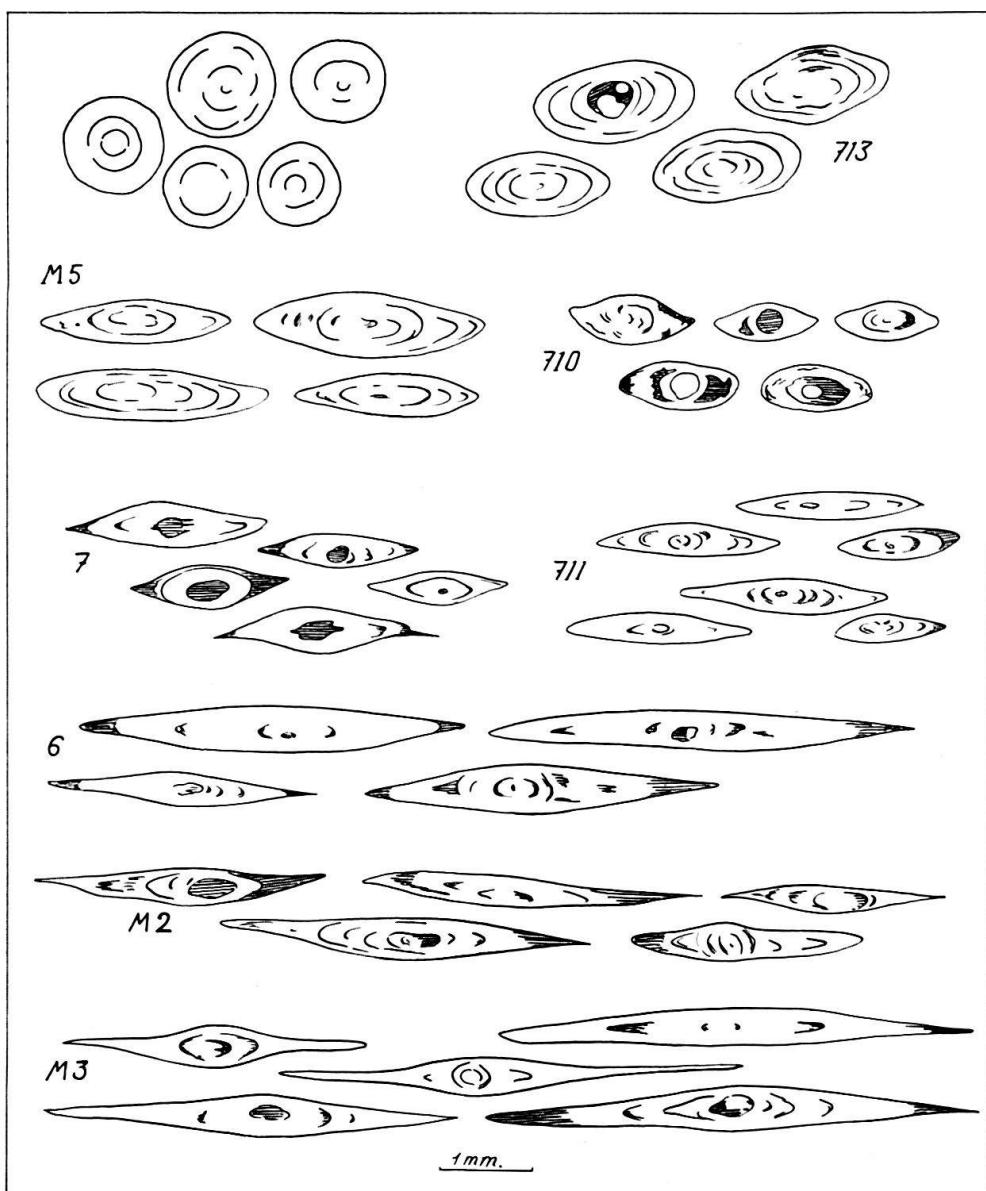


Fig. 6

A. La figure 6 nous montre des oolites à divers stades de déformation, depuis celles de Chamosentze pratiquement sphériques jusqu'aux étirements maximum des échantillons M3, 6 ou 6'. L'arrangement de la planche ne correspond pas à une régularité géographique ou géologique.

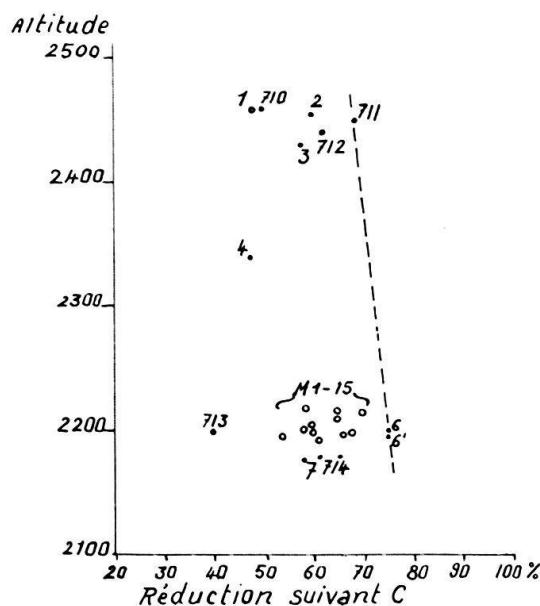


Fig. 7

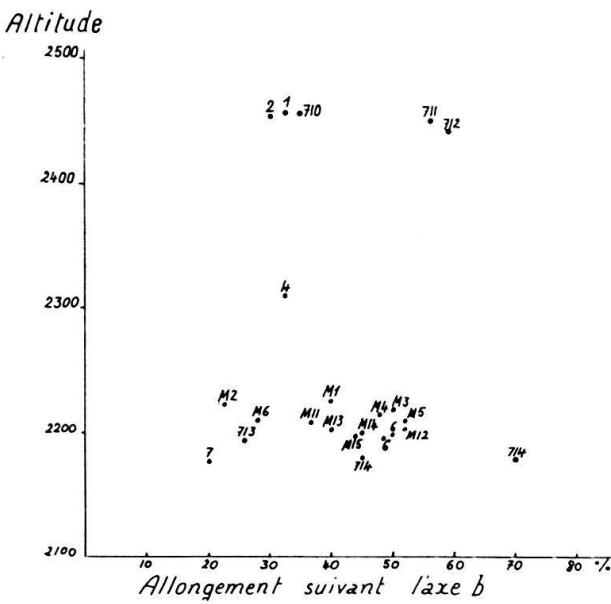


Fig. 8

B. C'est la réduction suivant  $c$  qui varie le moins: entre -48 à -75%, avec une moyenne arithmétique de -62%. Ces valeurs sont portées sur la figure 7 en fonction de l'altitude des échantillons. Au premier coup d'œil, on a l'impression que la réduction suivant  $c$  augmente lorsque diminue l'altitude, c'est-à-dire lors que croît la surcharge. Mais la présence du point 713, loin de confirmer cette règle, laisse supposer qu'avec un plus grand nombre d'échantillons, l'impression eut été différente.

C. La figure 8 présente les variations de l'allongement suivant  $b$  en fonction de l'altitude. La variabilité de l'axe  $b$  est plus grande que celle de  $c$  et ne montre aucune relation avec l'altitude.

D. Il n'y a pas non plus de liaison entre les rapports des axes  $a$  et  $b$ , et la réduction suivant  $c$ ; la figure 9 est très parlante à ce sujet. Dans certains cas les oolites sont simplement aplatis suivant  $c$  et transformées en ellipsoïdes de révolution avec  $a = b$ . Il arrive même que  $b$  l'emporte sur  $a$ . Le plus souvent, elles sont étirées suivant  $a$  de 2, 3 même 4 fois la longueur de l'axe  $b$ .

Tout cela semble indépendant de la position des échantillons dans les plis: qu'ils proviennent des charnières ou des flancs, les variations sont quelconques.

La conclusion qui s'impose est que la déformation n'est pas homogène. Nous avons vu que c'était le cas aux dimensions microscopiques, c'est encore plus net à celles de l'échantillon.

\*

C'est la surcharge mobile de la nappe qui est responsable de la formation des plis et de la schistosité qui leur est liée. En même temps que naissait cette dernière, les

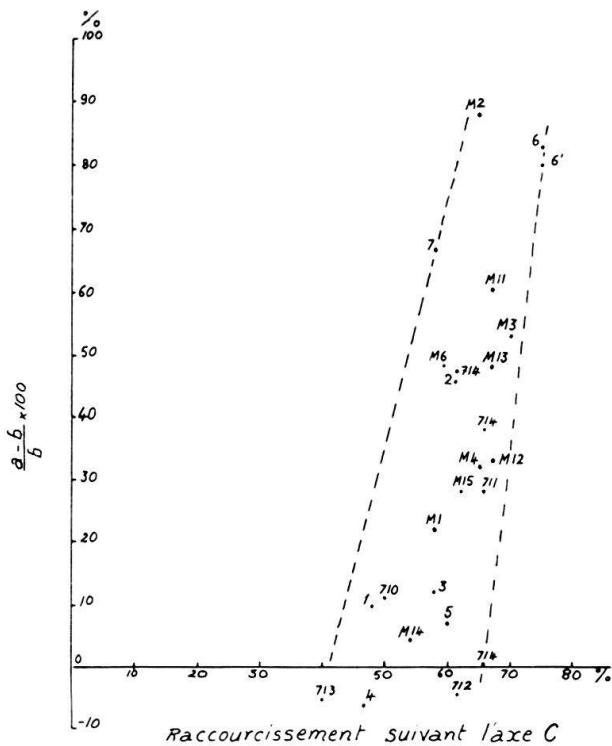


Fig. 9

oolites sphériques à l'origine se transformaient en ellipsoïdes par raccourcissement de l'axe  $c$ . Mais pour que ce raccourcissement puisse se réaliser, il devait nécessairement être accompagné d'élongations suivant  $a$  et  $b$ . Ces allongements dépendent moins de la compression que des possibilités de mouvement de la matière. Celles-ci devraient varier d'un microlithon à l'autre, voire d'un point à l'autre. La déformation d'ensemble serait donc la résultante d'une infinité de flux élémentaires d'intensité et de directions différentes.

Dans tous les microlithons, l'orientation moyenne des axes  $a$  et  $b$  demeure, à quelques degrés près, respectivement perpendiculaire et parallèle à l'axe ( $b$ ) des plis. Si l'allongement selon  $a$  se conçoit aisément, il n'en est pas de même de celui suivant  $b$ , surtout quand il atteint comme au Vélar une moyenne de 40 %. Un tel mouvement semble difficile à admettre. Il devrait s'accompagner de replis d'axe NNW, capables d'absorber cette dilatation latérale. De tels plis existent dans le flanc inverse de la nappe, mais au Vélar je n'en ai jamais observés.

Il n'est pas difficile de rendre compte des allongements selon  $b$  sans recourir à une dilatation transverse au mouvement, il suffit que ce dernier soit oblique sur  $b$  suivant un angle déterminé. Mais alors cette disposition entraîne une conséquence choquante de prime abord : l'indépendance de l'allongement des oolites et du mouvement de la matière. Malgré cela cette hypothèse ne doit pas être totalement écartée, car pour aboutir à une «fabric» aussi complexe que celle des microlithons du Vélar, plusieurs mécanismes doivent combiner leurs effets. Les études en cours sur la tectonique de la nappe de Morcles et de l'Autochtone sous-jacent apporteront peut-être une solution satisfaisante à ce difficile problème.

## BIBLIOGRAPHIE

- CLOSS, E. (1947): *Oolite Deformation in the South Mountain Fold, Maryland*. Bull. Geol. Soc. Amer. 58, 843–916.
- DELALOYE, M. F. (1966): *Contribution à l'étude des silicates de fer sédimentaires. Le gisement de Chamoson (Valais)*. Mat. Carte géol. suisse, S. Géotech., XIII, 9.
- DÉVERIN, L. (1945): *Etude pétrographique des minéraux de fer oolithiques du Dogger des Alpes suisses*. Mat. Carte géol. suisse, S. Géotech., XIII, 2.
- ELLENBERG, J. (1964): *Beziehungen zwischen Ooid-Deformation in den Ordovizischen Eisenerz und die Tektonik an der SE-Flanke des Schwarzbürgersattels*. Geologie 13/2, 168–197.
- LUGEON, M. (1937): *Feuille Saxon-Morcles avec notice*. Atlas géol. suisse 1/25000.
- (1947): *Hommage à August Buxtorf et digression sur la nappe de Morcles*. Verhand. Nat. Ges. Basel 58, 107–131.
- NABHOLZ, W. K. (1948): *Das Ostende der mesozoischen Schieferhülle des Gotthard-Massivs im Vorderrheintal*. Eclogae geol. Helv. 41/2, 247–268.
- RAMSAY, J. C. (1967): *Folding and Fracturing of Rocks* (McGraw-Hill, London).
- RENEVIER, E. (1889): *Monographie des Hautes Alpes vaudoises*. Mat. Carte géol. suisse 16.
- TRÖHLER, B. (1966): *Geologie der Glockhaus-Gruppe*. Mat. Carte géol. suisse, S. Géotech., XIII, 10.
- TRÜMPY, R. (1945): *Le Lias autochtone d'Arbignon*. Eclogae geol. Helv. 38/2, 421–429.
- VERNET, J. P., et FERRARI, J. M. (1969): *Ultrastructure des oolites ferrugineuses du Callovien du Jura méridional*. C. R. des séances SPHN Genève, NS 4, 62–67.