

Structures isoclinales dans les péridotites du Mont Vourinos (Macédoine grecque) : un exemple de déformation de roches ultrabasiqes

Autor(en): **Ayrton, S.**

Objektyp: **Article**

Zeitschrift: **Schweizerische mineralogische und petrographische Mitteilungen
= Bulletin suisse de minéralogie et pétrographie**

Band (Jahr): **48 (1968)**

Heft 3

PDF erstellt am: **21.07.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-37791>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern.

Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden.

Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

Haftungsausschluss

Alle Angaben erfolgen ohne Gewähr für Vollständigkeit oder Richtigkeit. Es wird keine Haftung übernommen für Schäden durch die Verwendung von Informationen aus diesem Online-Angebot oder durch das Fehlen von Informationen. Dies gilt auch für Inhalte Dritter, die über dieses Angebot zugänglich sind.

Structures isoclinales dans les péridotites du Mont Vourinos (Macédoine grecque) – un exemple de déformation de roches ultrabasiques

Par *S. Ayrton* (Lausanne)*)

Avec 2 figures dans le texte et 4 planches

Résumé

Les niveaux chromifères des ultrabasites du Mont Vourinos sont affectés de plis isoclinaux, dont le développement est lié à celui d'une structure axiale planaire. Celle-ci, constituée de schlieren de chromite, est de nature tectonique; elle se superpose à une ancienne foliation primaire, ignée, et finit par être la structure prédominante. Le caractère isoclinal de la déformation entraîne un parallélisme général entre les deux structures, d'où une ambiguïté comparable à celle que présentent les schistes cristallins et gneiss migmatitiques déformés et recristallisés.

Des arguments, fondés sur l'observation de structures mésoscopiques, sur l'orientation et la déformation des péridots, et sur des comparaisons avec des travaux antérieurs, appuyent fortement l'hypothèse d'une origine tectonique de ces relations.

Finalement, on relève le double but, académique et économique, de ce genre d'étude.

Abstract

The chrome-rich layers in the ultrabasic rocks of the Vourinos massif exhibit isoclinal folding associated with the development of an axial plane structure. The latter, which controls the disposition of chromite schlieren, has a tectonic character; it is moreover superimposed on an older primary igneous foliation, and is commonly the dominant structure. The isoclinal nature of the deformation is responsible for a general parallelism between the two structures, which leads to an often ambiguous situation similar to that which arises in deformed and recrystallised crystalline schists and migmatitic gneissic rocks.

Evidence based on the observation of mesoscopic structures, on the orientation of olivine crystals, and on comparisons with other investigations, strongly supports the hypothesis of a tectonic origin of these relationships.

Finally, the double purpose, academic and economic, of this type of investigation is stressed.

*) Institut de Minéralogie, Palais de Rumine, 1005 Lausanne.

INTRODUCTION

C'est à juste titre que T. THAYER, qui se penche depuis fort longtemps sur la question des roches ultrabasiques de type alpin, a établi plusieurs fois la comparaison entre les problèmes qui s'y présentent et ceux que soulèvent les complexes de roches métamorphiques, indiquant par là qu'il faut les aborder de la même manière, avec les mêmes techniques (voir en particulier THAYER, 1960 et 1964 a et b).

D'autre part, il est largement admis actuellement que l'étude détaillée de la géométrie des roches à toutes les échelles peut fournir d'indispensables arguments pour l'élaboration d'hypothèses relatives à leur mécanisme de formation et à leur mise en place. Les massifs chromifères, où la simplicité de la composition minéralogique semble contribuer à rendre d'autant plus complexes les problèmes pétrogénétiques, n'échappent pas à cette règle.

L'auteur de la présente note, frappé par certaines structures que dessinent les niveaux chromifères dans les péridotites du Mont Vourinos, en Macédoine grecque, structures qu'il a pu observer au cours d'un séjour effectué dans les gisements de Xerolivado et Skoumtsa, se propose de les décrire et de les discuter.

Il ne s'agit pas de donner ici une description détaillée de ces gisements (pour cela, l'on pourra consulter le mémoire de K. ZACHOS, 1954), bien connus de la plupart des spécialistes en la matière. Qu'il suffise de dire que les concentrations de chromite sont disposées en zones parallèles, allongées de plusieurs centaines de mètres du SW au NE. On en compte actuellement huit, dont l'espacement, variable, est de l'ordre de quelques dizaines de mètres en moyenne, alors que la largeur d'une zone est généralement comprise entre 1 et 10 m. Alors qu'au NE ces amas semblent disparaître, leur extension vers le SW, au-delà d'une grande zone de broyage de direction E-W, n'est pas encore connue. La foliation que l'on voit dans les passées nettement rubanées est parallèle au contact des zones minéralisées avec les roches encaissantes et le plus souvent verticale. En profondeur, on suit la minéralisation sur plus de 100 m, sans en trouver l'aboutissement. Des variations d'orientation et d'épaisseur dans les diverses zones chromifères sont à noter. Certaines dépendent de la disposition primaire, d'autres ont une origine tectonique.

Le minerai se présente sous plusieurs formes: a) rubané, b) en schlieren, c) disséminé compact, d) massif, et e) disséminé friable. Ce dernier cas, où la chromite est concentrée mécaniquement dans des zones de dislocation tardives, par le jeu de celles-ci, est d'une nature assez particulière et ne sera pas traité ici. Il existe en revanche des transitions entre les quatre autres types, et l'un des buts de cette note est de montrer que certaines d'entre elles sont dues à l'effet d'une déformation tectonique.

LES STRUCTURES MÉSCOPIQUES

Les niveaux chromifères sont affectés de plis de deux sortes :

- a) structures isoclinales, de géométrie essentiellement similaire, et
- b) structures ouvertes, de style concentrique.

L'amplitude des premières varie en moyenne du centimètre au décimètre, dépassant parfois le mètre, alors que celle des secondes se situe en général entre le mètre et le décimètre. Il existe probablement des structures semblables de plus grande dimension, mais elles ne sont pas directement visibles.

Aux plis isoclinaux correspond une structure planaire axiale, que l'on peut vraisemblablement comparer au clivage axial des roches sédimentaires ou à la schistosité axiale des roches métamorphiques. Cette structure planaire axiale est en fait constituée de schlieren de chromite, qui prennent naissance dans les rubans originels, primaires, et qui s'étirent selon des plans parallèles, dont l'espacement est de l'ordre du millimètre, faisant généralement un angle faible à modéré avec l'ancienne foliation. On peut suivre l'évolution du processus jusqu'au développement de plis isoclinaux passablement étirés, où, bien sûr, la foliation primaire et la nouvelle structure axiale sont subparallèles, en dehors des zones de charnière. Une linéation minérale, parfois apparente dans le plan des schlieren, correspond probablement à l'intersection entre les deux types de structures planaires.

En dehors de ces zones où la lithologie alternée et contrastée révèle ces structures, on ne voit que rarement des indices de déformation. Ça et là, un pli isoclinal apparaît au contact de la dunite et d'une zone plus harzburgitique, par exemple en bordure de la route qui mène de Skoumtsa à Xerolivado. Là, les plans axiaux sont doucement inclinés (vers l'W), et les plis, par conséquent, couchés, alors qu'à Xerolivado même, toutes les structures planaires sont verticales (il s'agit là d'une variation dont il faut mesurer la portée, et dont l'observation, grâce à l'existence de structures mésoscopiques, est certainement utile à la mise en évidence de la structure interne du massif). Ailleurs, dans les zones homogènes, il est pratiquement impossible de repérer les traces de la déformation qu'ont certainement subies ces roches. Il faut souligner que dans ces zones „isotropes“, des plis ne se sont pas nécessairement formés, étant donné que pour former de véritables structures plissées, il faut des hétérogénéités ou discontinuités planaires.

Le subparallélisme entre la foliation ignée primaire et les schlieren tectoniques constitue un problème tout à fait semblable à celui que l'on rencontre dans les schistes métamorphiques et les gneiss migmatitiques, où il est souvent difficile de distinguer entre la foliation primaire (sédimentaire, par exemple), et la foliation surimposée (tectonique, avec ou sans recristallisation). C'est le développement de structures isoclinales qui en est la cause.

Comme dans le cas des gneiss, où les roches les plus régulièrement foliées

sont généralement les plus déformées et les mieux recristallisées, les ultrabasites de Xerolivado dont la trame est bien régulièrement disposée sont souvent celles qui ont subi le plus de remaniement tectonique. Les relations sont révélées par les roches de passage, où l'on voit la disparition de la première structure au profit de la seconde.

Les passées où le minerai est sous forme disséminée peuvent avoir évolué à partir de rubans ou d'amas qui ont été disloqués, ou constituer la terminaison effilochée des schlieren. Elles peuvent encore représenter des zones peu tectonisées, où une concentration des grains de chromite le long de certains plans, grâce à la déformation, n'a pas eu lieu.

La disposition des veinules de magnésite peut également fournir des indications intéressantes sur l'évolution de ces roches. Elles peuvent parfois constituer la représentation physique du „clivage“ axial. Dans les charnières, elles sont parfois arrangées en éventail dans les rubans chromifères, ce qui rappelle la réfraction du clivage dans les roches sédimentaires. Elles remplissent encore les interstices entre les boudins dans les rubans étirés et disloqués. Elles peuvent encore remplir les fissures qui se développent perpendiculairement aux axes des plis, lors de la déformation. C'est cet étirement parallèle aux axes de plis, avec formation des joints a/c, qui est largement responsable, à notre avis, de la „pull-apart texture“ de THAYER (voir en particulier THAYER, 1964 a).

Le cas des plis ouverts de style concentrique ne sera pas abordé ici, d'abord parce que nous avons voulu mettre l'accent sur le développement des structures axiales et isoclinales, ensuite parce que nous n'avons pas eu de nombreuses occasions de les observer. Il nous semble toutefois que structures isoclinales et structures concentriques représentent deux épisodes de déformation, dont les interrelations restent à préciser.

Ci-dessous, un certain nombre d'échantillons récoltés à Xerolivado seront décrits; ils montrent très clairement le développement de la nouvelle structure tectonique à partir de l'ancienne foliation. Ces échantillons sont en outre illustrés dans les photographies des planches hors-texte.

Echantillon 12: alternance de zones très riches en chromite, parfois monominérales à peu de choses près, et de zones dunitiques quasi stériles. L'épaisseur de ces zones est variable — d'une zone à l'autre, et le long d'une seule et même zone (ou ruban). Les lits chromifères vont de 0,3 à 3—4 cm, les plus minces étant les plus purs. Les zones dunitiques ont des épaisseurs semblables. Une autre structure recoupe obliquement cette foliation, étirant les grains de chromite en schlieren qui naissent nettement des zones „originelles“. Par places, la première structure est interrompue, disloquée, et les zones dunitiques sont séparées en lentilles transversales.

Le fait que les zones chromifères les plus larges soient les moins pures indique peut-être qu'elles doivent leur plus grande épaisseur à un certain étirement („pull-apart texture“).

Echantillon 21: alternance de zones très riches en chromite et de zones dunitiques quasiment stériles.

Les zones chromifères sont traversées de veinules de magnésite qui leur sont plus ou moins perpendiculaires, correspondant probablement à la „pull-apart texture“.

D'autre part, une structure transverse étire les lits originels en schlieren obliques, se terminant en traînées diffuses dans les zones stériles (plus l'on s'éloigne de la zone chromifère, plus les schlieren s'appauvrissent). Ainsi naissent de véritables plis à charnières assez aiguës. L'angle entre foliation originelle et structure oblique tectonique est faible: environ 15 degrés.

Echantillon 15: la roche est composée de zones très riches en chromite larges de 1 à 4 cm environ, et de zones dunitiques pauvres en grains de chromite, larges de 0,3 à 3 cm. Ces zones se suivent assez bien, et gardent plus ou moins leur épaisseur, mais il y a des irrégularités; elles sont parfois anastomosées et lenticulaires.

Une autre structure, très nette, recoupe obliquement le tout — il s'agit de plans parallèles, dont l'espacement est de l'ordre du millimètre, où sont concentrés et étirés des grains de chromite issus apparemment des zones sus-mentionnées. Ainsi se forment de véritables schlieren, de même que de petits plis à charnières assez aiguës. Cela devient par endroit la structure dominante. Taille du grain de chromite: de l'ordre du millimètre.

Echantillon 13: deux structures sont visibles:

- a) Une structure principale composée d'une alternance de lits de chromite larges de 1—2 mm à 1—2 cm. Ces lits sont assez irréguliers, échevelés, variant d'épaisseur. Les plus larges montrent un assez grand développement de „pull-apart texture“ sous la forme de fissures transverses, plus ou moins rectilignes, plus ou moins parallèles, remplies de magnésite. Il y a aussi quelques veinules de magnésite dans le sens des lits, en leur partie centrale. Entre les lits de chromite: des zones de dunitite plus ou moins stérile, ou à grains disséminés.
- b) Petits schlieren transverses partant des lits principaux, en trains de grains de faible taille.

Echantillon 25: lits de chromite larges de 2 à 5 mm en moyenne, séparés par des lits de dunitite serpentinisée larges de 5 à 10 mm.

On voit nettement une série de petits plis de 1—2 cm d'amplitude et de même périodicité, de type isoclinal (charnières plus ou moins aiguës). Le lit principal de dunitite est déformé selon un style ptygmatitique — parallèlement, un autre lit environ deux fois plus mince montre deux fois plus de plis. Il y a dans les zones de charnière un net épaissement des lits, l'épaisseur étant mesurée perpendiculairement à ceux-ci, et une constance de l'épaisseur mesurée parallèlement au plan axial.

En plus, il y a une nette structure axiale planaire, espèce de „schistosité“. On voit des trains de grains de chromite disposés parallèlement à cette structure axiale planaire. On a l'impression que ces grains se sont alignés dans les plans de „schistosité“ grâce au mouvement différentiel de ces plans axiaux, mouvement donnant naissance aux plis similaires — ce sont des „schlieren axiaux“.

Certains schlieren sont un peu en éventail dans les charnières des zones dunitiques plus épaisses, ce qui suggère l'existence d'une composante concentrique dans le mécanisme de déformation, ou alors un phénomène de réfraction.

Une coupe à travers l'échantillon montre clairement le caractère axial de cette structure planaire.

Echantillon 10: dans la partie centrale, on note une charnière de pli formée d'un lit de chromite large de 1—2 cm, avec épaissement dans la partie axiale (l'épaisseur étant mesurée perpendiculairement au lit), où se disposent quelque peu en éventail des veinules de magnésite. De cette charnière partent des trains formés de grains de chromite, véritables schlieren fins et parallèles à la surface axiale. Partout dans la roche on retrouve ces schlieren, plus ou moins continus. Plus le train semble étiré (plus les espaces entre les grains sont grands), plus la taille du grain est petite, comme s'il s'agissait d'une véritable granulation des amas et grains des lits originels.

Ici aussi, une zone de dunitite, large de 2—4 cm, dessine une structure quasiment ptygmaticque, à composante concentrique.

Echantillon 9: alternance habituelle de zones très riches et de zones très pauvres en chromite, larges de 0,3 à 2 cm en moyenne.

De magnifiques plis isoclinaux, de type similaire, sont à noter. Certaines formes semblent indiquer des structures doubles (dues à deux périodes de déformation), mais cela pourrait être dû à l'étirement. L'existence possible, voire probable, de structures doubles est suggérée à plusieurs reprises dans ces roches. Un exemple est peut-être celui qu'illustre la figure A de la Planche 15 de l'article de WELLS et al. (1949), mais que ces auteurs n'ont pas interprétée de cette manière.



Fig. 1. Charnière aiguë (double?) dans un niveau riche en chromite. (Echelle 1:1.)

Echantillon 8: en la partie centrale, on note un pli de type similaire avec net épaissement caractéristique dans la charnière d'un niveau dunitique large de 2—3 cm (l'épaisseur étant mesurée perpendiculairement à la couche). Enveloppant ce niveau, un mince lit de chromite (1—3 mm) dessine une série de petits plis de l'ordre du centimètre. Ces structures, mineures par rapport au pli du niveau dunitique, présentent des formes classiques: des „z“ sur l'un des flancs, des „s“ sur l'autre, des „m“ ou des „w“ dans la charnière. On voit nettement que la structure dominante est une structure axiale, qui se développe aux dépens de la foliation („layering“) originelle. C'est apparemment un mouvement différentiel parallèle à cette structure axiale qui a donné naissance au pli principal, et aux plis secondaires.

Echantillon 11: on distingue ici des zones riches en chromite, lenticulaires, dans une masse plus ou moins pauvre, à grains disséminés. Il y a également des têtes de plis isolées, détachées de leurs flancs, ainsi que des plis isoclinaux. Il semble que le tout soit déjà bien affecté par le mouvement différentiel transverse, qui a disloqué le tout, et rompu même les structures plissées, à moins que les têtes de plis isolées représentent, des structures doubles (voir fig. 2) comme il a été suggéré précédemment.

Ici encore, certains lits plus riches en chromite montrent des veinules transverses de magnésite blanche („pull-apart texture“).

A une échelle moyenne, le tout a un aspect plus homogène — ce qui est le propre du métamorphisme — et d'une déformation intense.

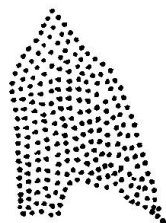


Fig. 2. Tête de pli (structure double?) dans un niveau riche en chromite.
(Echelle 1:1.)

ORIENTATION DES GRAINS D'OLIVINE — ANALYSE PÉTROSTRUCTURALE

Bien que l'auteur n'ait pas procédé lui-même à une analyse pétrostructurale, il dispose d'informations à ce sujet sous la forme d'observations non encore publiées, effectuées par Mlle K. Spathi de l'Institute for Geology and Subsurface Research d'Athènes, qu'il remercie chaleureusement d'avoir consenti, avec les réserves d'usage, à leur utilisation dans la présente note.

Le matériel récolté par Mlle Spathi présente des aspects fort intéressants, et les résultats de cette étude fondée sur plus de mille mesures, sont bien instructifs. Il en ressort que les grains d'olivine sont orientés préférentiellement, lorsqu'ils se trouvent associés à la chromite en schlieren. Dans la plupart des cas, l'allongement des cristaux est alors très nettement parallèle à la direction de ces schlieren, soit en général N-S à NNE-SSW. Par ailleurs, un nombre réduit de mesures semble indiquer qu'il n'y a pas d'orientation préférentielle des individus d'olivine dans les zones à minerai disséminé. L'impression générale qui s'en dégage est que le péridot a été fortement orienté dans les zones de schlieren.

Cette situation est à mettre en parallèle avec celle qu'à décrite K. GRČEV (1964) dans le massif péridotitique de Ljuboten, en Macédoine yougoslave. Le contexte général et les relations mégascopiques sont également comparables à ceux que l'on observe dans le Mont Vourinos. GRČEV constate que l'orientation des axes cristallographiques des grains d'olivine est préférentielle. Elle concorde parfaitement avec la disposition des amas de péridotite, des concentrations de minerai, avec la direction des schlieren, l'élongation des nodules de chromite, etc.

DISCUSSION

Genèse, structures et textures des roches ultrabasiques sont toujours, à l'heure actuelle, autant de sujets de controverse. Que l'olivine soit orientée de manière préférentielle dans les massifs podiformes ou de type alpin — voire

encore dans d'autres cas — personne ne cherche à le nier. Depuis plusieurs dizaines d'années, une quantité croissante d'observations le démontre, à commencer par les travaux classiques de PHILLIPS (1938), et surtout TURNER (1942). Que l'olivine y soit souvent déformée, on ne peut pas non plus le mettre en doute.

La controverse principale oppose ceux qui estiment qu'orientation préférentielle et déformation des grains d'olivine sont dues à des phénomènes magmatiques, à ceux qui y voient une origine tectonique. Cette situation rappelle beaucoup celle qui a longtemps caractérisé l'étude des terrains migmatitiques, où des phénomènes divers peuvent converger vers un même résultat et présenter des aspects semblables, et dont l'une des questions importantes que l'on cherche à résoudre concerne l'état physique d'une roche au moment où elle acquiert une certaine géométrie. Là non plus, il n'est pas facile de trancher.

Parmi les auteurs qui pensent qu'il n'est point besoin d'invoquer une cause tectonique pour expliquer la texture préférentielle et la déformation des cristaux d'olivine, il faut citer R. N. BROTHERS, à qui l'on doit une étude sur des nodules d'olivine de Mlle Zélande (BROTHERS, 1960). D'après lui, le poids du liquide et des produits cristallisés sus-jacents suffirait à engendrer les lamelles de déformation que l'on peut y observer. Le même auteur discute (BROTHERS, 1962) un travail de M. H. BATTEY (1960), qui voit dans l'orientation et la déformation des grains d'olivine constituant la péridotite de Dun Mountain une origine tectonique. BROTHERS plaide en faveur d'un phénomène de flux laminaire synchrone de la mise en place du massif et cite LADURNER (1954) qui a observé chez l'olivine une texture très différente, selon qu'elle se trouve dans un lit riche en chromite ou au contraire dans un lit peu chromifère; Ladurner estime que cela n'est pas compatible avec une origine tectonique. Cet argument ne semble pas d'un très grand poids au présent auteur, la déformation étant justement concentrée en certaines zones, la plupart du temps. BATTEY (1962) répond à BROTHERS et souligne que l'orientation des grains d'olivine est en parfait accord avec la géométrie de roches encaissantes, ce qui indique plutôt une relation tectonique.

A ce sujet, il faut citer le travail de première importance que l'on doit à A. L. G. COLLÉE (1963), dont les observations et conclusions appuyent grandement l'hypothèse d'un contrôle tectonique de la disposition des grains d'olivine. Il n'est pas possible de résumer ici la grande quantité d'informations fournies par cet auteur qui, par ailleurs, passe en revue de façon critique tous les travaux précédents, et en tire l'essentiel. COLLÉE attire en particulier l'attention sur l'étude pleine d'enseignements de G. YOSHINO (1961), et surtout sur les conclusions de ce dernier. Dans un grand massif péridotitique du District de Higashi-akaishi-yama au Japon, YOSHINO a pu mettre en évidence les faits suivants:

1. La texture de l'olivine est symétrique par rapport à la géométrie tectonique des roches encaissantes, de telle sorte que les axes Nm tendent à être parallèles à l'axe b régional, et les axes Np perpendiculaires au plan de schistosité (GRČEV signale une disposition semblable).

2. Les axes Np tendent à être perpendiculaires aux lits de chromite.

3. Les cristaux d'olivine sont équidimensionnels, et ne montrent pas de signes de déformation.

YOSHINO interprète la combinaison de ces faits comme étant le résultat d'une néocristallisation de l'olivine.

La combinaison des deux premières conclusions de YOSHINO semble indiquer que les lits de chromite représentent bel et bien une schistosité régionale (et sûrement axiale par rapport à certaines structures plissées). La possibilité que l'olivine soit recristallisée accroît encore la ressemblance entre ces roches et les métamorphites, où déformation et blastèse vont de pair.

Les travaux de COLLÉE lui-même ont porté sur des lherzolites issues de diverses régions d'Europe. En particulier, il démontre de façon irréfutable la nature tectonique de la structure des enclaves contenues dans les roches volcaniques d'Auvergne, en soulignant que :

„1. L'aspect macroscopique de ces roches révèle parfois des plans de glissement intersectant à des angles de 90 degrés; ces plans sont certainement d'origine postérieure à la structure stratifiée des nodules.

2. L'étude microscopique a révélé que les cristaux d'olivine et d'enstatite sont centrés dans ces plans.

3. L'orientation des axes cristallographiques de ces cristaux est symétrique par rapport à ces plans de glissement, quoique parfois des traces d'une orientation antérieure relative au rubanement persistent.“

Parmi les nombreuses considérations du plus haut intérêt que l'on trouve dans cette étude, il faut relever les commentaires (p. 69) relatifs à la recristallisation de l'olivine que COLLÉE tient pour extrêmement probable; elle accompagnerait la déformation.

Il faut également noter l'importance que COLLÉE attache aux structures visibles à une échelle mésoscopique, et en particulier aux plans de glissement. Cet aspect de la question n'a peut-être pas reçu l'attention qu'il méritait, par suite d'un passage trop rapide de l'observation ou de considérations à une échelle mégascopique à des études au niveau microscopique.

Les structures mésoscopiques liées aux schlieren de chromite, qui ont été décrites plus haut et illustrées dans les planches hors texte, possèdent, de l'avis du présent auteur, un caractère nettement tectonique, et se distinguent clairement de la foliation originelle, à laquelle elles sont surimposées. On peut attribuer à toutes ces structures axiales et isoclinales une origine tectonique — aucune ne présente un caractère véritablement „magmatique“ —, mais il est

évidemment bien difficile de trouver des critères non équivoques. L'existence de structures doubles doit être considérée comme étant au moins partiellement due à des causes tectoniques. A ce propos, il a été suggéré plus haut que les deux types de plis que l'on rencontre dans les roches chromifères du Mont Vourinos correspondent à deux phases de déformation, et que, d'autre part, certaines figures que l'on peut noter dans les schlieren de chromite présentent une géométrie de plissements superposés. Un autre critère de déformation (accompagnée de recristallisation) pourrait être le boudinage de certains lits très riches en chromite, les boudins étant séparés par des veinules de magnésite. La consolidation de ces lits devait être bien avancée pour leur permettre de réagir de la sorte. Une moins grande cohésion aurait entraîné le développement d'une texture disséminée. De toutes façons, ces roches font partie d'un ensemble orogénique qui a été fortement déformé, et il est extrêmement probable qu'elles présentent la trace de cette déformation sous une forme ou sous une autre.

A cette échelle, le travail de WELLS et al. (1949) apporte des informations bien intéressantes. Il porte sur des gisements chromifères de Californie, et contient en particulier de nombreuses indications sur les textures et structures des roches qui les composent. Ces auteurs soulignent que les concentrations de chromite constituent la majeure partie des structures internes que l'on peut détecter sur le terrain dans ces roches de minéralogie simple et de grain uniforme. La disposition parallèle des éléments linéaires (allongements des nodules, des orbicules et des amas de chromite, axes des plis dans les péridotites, et dans les roches encaissantes, élongation des masses péridotitiques, linéations diverses, etc.) est relevée. La plupart des éléments planaires sont également disposés de façon parallèle, les cas de divergence pouvant être attribués, ici encore (de l'avis du présent auteur), au fait que les structures planaires n'ont pas toutes la même nature, la même signification, le même âge. Les lits chromifères sont affectés par de nombreux plis, les uns de caractère plutôt similaire, les autres de géométrie plus concentrique, ainsi que par des phénomènes de boudinage, objet de considérations et comparaisons judicieuses. Des systèmes de joints, souvent remplis de magnésite, sont généralement orientés parallèlement ou perpendiculairement aux éléments linéaires. Dans la dunité, les cristaux d'olivine montrent une extinction roulante, et souvent, un alignement de leur plus grand axe cristallographique.

Les photographies qui accompagnent le travail de WELLS et al. sont aussi intéressantes que le texte. La figure B de la Planche 7, par exemple, montre de beaux plis similaires dans les niveaux chromifères. A ce propos, il faut noter que les roches encaissantes sont également déformées de façon isoclinale. Par ailleurs, les auteurs notent que ces plis ne peuvent être détectés, dans le cas de ces ultrabasites, que dans les zones chromifères rubanées, et qu'il y en a probablement beaucoup d'autres dans la péridotite non chromifère. Une rela-

tion importante est illustrée dans la figure B de la Planche 9, mais on n'en a pas souligné l'importance. Il s'agit de la naissance d'une structure planaire discordante par rapport à la foliation, et grâce à laquelle des schlieren „axiaux“ sont en voie de formation. La figure A de la Planche 15 révèle une structure curieuse. Il pourrait bien s'agir d'une structure double („eyed fold“), bien qu'elle n'ait pas été interprétée de cette manière. Dans la figure B de la même planche, on voit, disposées en éventail dans la charnière d'un pli similaire, des fissures remplies de magnésite ou de minéraux silicatés. Il pourrait s'agir d'une espèce de „clivage“ axial. L'une des conclusions de WELLS et al. est qu'une déformation tectonique est au moins en partie responsable de la disposition actuelle des péridotites et des concentrations de chromite, ainsi que de leurs structures et textures.

De nombreux autres travaux seraient à citer dans ce contexte, en particulier ceux de THAYER (1960, 1964 a et b), qui a noté, à plusieurs reprises, qu'une certaine structure planaire accompagnée d'une linéation peut se développer obliquement à la foliation originelle („layering“) de la péridotite ou du gabbro. De ce point de vue, le gisement de Kandak, en Turquie, est frappant (voir THAYER, 1964a). Là, la zone chromifère forme une structure antiformale ouverte. Dans la charnière, une discordance entre les contacts chromite-dunitite et la structure planaire de la roche encaissante dunitique est nettement visible. Cette discordance disparaît sur les flancs de la structure. Le tout peut très bien s'expliquer comme étant dû au développement d'une structure axiale tectonique, espèce de „schistosité“, d'autant plus qu'il existe une linéation parallèle à l'axe du pli. THAYER attire également l'attention sur l'existence de petits dykes dunitiques tardifs, difficiles à interpréter. Ils pourraient indiquer une mise en place en plusieurs étapes du matériel dunitique, et la possibilité d'une remobilisation locale des silicates, avec recristallisation. A ce propos, cependant, il faut sérieusement considérer les suggestions de VAN DER KAADEN et THAYER (voir remarques, p. 97 et 147, dans „Méthodes de la prospection de la chromite“, 1964), comparant ces filons à des dykes sédimentaires, où la chromite joue le rôle d'un „sable“.

ROSSELLO (1962) a également traité la question des gîtes de chromite et de leurs roches-mères. Il note en particulier qu'il existe bien souvent une schistosité et une linéation dans ces roches, en plus du litage, et que les deux structures planaires peuvent être parallèles et confondues. Il se pourrait d'autre part que les diverses catégories de massifs chromifères que distingue l'auteur ne se différencient que par leur degré de déformation.

Dans des gisements chromifères philippins, ROSSMAN et al. (1959) ont observé qu'une structure planaire recoupe les contacts lithologiques quelle que soit leur orientation, et qu'elle est homoclinale et remarquablement uniforme, quoique la forme des gisements soit typiquement irrégulière. C'est le propre d'une série déformée isoclinale. STOLL (1958) attribue au moins

une partie des plis que l'on trouve dans ces ultrabasites au jeu de forces orogéniques.

FLEUTY (1962), dans une description géologique d'une région de l'Ouganda, note que des amas de chromite semblent avoir une forme de lentille („pods“), allongée et plongeant parallèlement ou subparallèlement à des linéations locales NE. Forme et orientation auraient été déterminées au cours du cisaillement des ultrabasites, aboutissant à la formation de schistes avec, apparemment, une concentration locale de chromite. La forme lenticulaire et échelonnée qui caractérise de nombreux massifs ultrabasiques de type alpin (et que l'on appelle aussi „massifs podiformes“) rappelle beaucoup certaines structures tectoniques, soit les plis en échelon (voir „pod-folds“, etc. dans les travaux de CAMPBELL, 1958, et MENDELSON, 1959).

De ce qui précède, il semble bien qu'une comparaison entre les massifs ultrabasiques de type alpin et les métamorphites soit judicieuse. Le développement d'une nouvelle foliation fait même penser aux gneiss migmatitiques, avec leur cortège de veines tardives: dans un gisement chromifère du Pakistan occidental, BILGRAMI (1963) décrit une structure gneissique, née de la déformation des cristaux et des amas d'olivine. Le cas des ultrabasites du Mont Vourinos décrit et illustré ici montre bien que le réarrangement du matériel par déformation (et éventuellement par recristallisation) peut aboutir à la formation d'une nouvelle foliation plus ou moins rubanée. D'ailleurs, à propos des migmatites, on se pose depuis longtemps des questions relatives à l'état physique du matériel en voie de déformation. Elles ressemblent fortement à celles que soulèvent les ultrabasites. Dans les deux cas, le caractère plastique des structures ne milite pas nécessairement en faveur de phénomènes ou d'un milieu magmatiques. En revanche, l'existence d'une structure axiale largement développée, en concordance avec les surfaces axiales des plis isoclinaux qui affectent ces roches, ainsi que les roches encaissantes, plaide sérieusement en faveur d'une déformation tectonique de nature orogénique.

CONCLUSIONS

Le cas des massifs ultrabasiques chromifères, de type alpin, constituant le Mont Vourinos, montre nettement le développement d'une structure axiale et de plis isoclinaux, de caractère tectonique. Cette nouvelle „schistosité“, voire foliation, se superpose à un litage („layering“) originel, probablement issu de la sédimentation gravifique et rythmique de la fraction lourde du matériel ultrabasique en voie de cristallisation. La naissance de schlieren à partir des rubans primaires correspond à un réarrangement, surtout mécanique, de la roche, selon ces structures axiales. Le processus peut aboutir à une disparition presque totale de l'ancienne foliation au profit de la nouvelle, de

manière comparable à ce que l'on observe dans les métamorphites ou dans les migmatites. Là aussi, lorsque la déformation atteint un certain degré d'intensité, engendrant des plis isoclinaux, il est aisé de prendre l'une pour l'autre.

A toutes les échelles, deux hypothèses s'affrontent. L'une tend à expliquer la plupart des relations en termes „magmatiques“, l'autre fait appel à une intervention importante de la tectonique. Que ce soit l'orientation préférentielle des cristaux d'olivine, la position de ces massifs podiformes dans le contexte géologique régional, ou, à une échelle intermédiaire, les structures mésoscopiques (qui ont peut-être été quelque peu négligées dans le passé), le rôle de la déformation tectonique apparaît comme étant fort important. L'existence de ces structures mésoscopiques peut, sur le plan académique, éclairer la structure interne de tout un massif, son mode de formation, son évolution tectonique. Elle a aussi un intérêt économique, car c'est le fil d'Ariane qui, après la découverte de niveaux chromifères, permettra d'en trouver la continuation.

Remerciements. Ce travail a été effectué dans le cadre d'un projet subventionné par le Fonds National Suisse de la Recherche Scientifique, que nous tenons à remercier. Notre reconnaissance va également au Professeur K. Zachos, Directeur de l'Institute for Geology and Subsurface Research à Athènes, et à l'Aspioti Elka-Chrome Mines Co. Ltd., en particulier à Mr J. P. Savary, ingénieur, qui ont grandement facilité notre séjour à Skoumtsa-Xerolivado.

BIBLIOGRAPHIE

- BATTEY, M. H. (1960): The relationship between preferred orientation of olivine in dunite and the tectonic environment. *Amer. J. Sci.* 258, p. 716—727.
- (1962): Reply to the discussion by Brothers. *Amer. J. Sci.* 260, p. 313—315.
- BILGRAMI, S. A. (1963): Further data on the chemical composition of Zhob Valley chromites. *Amer. Mineral.* 48, p. 573—587.
- BROTHERS, R. N. (1960): Olivine nodules from N. Zealand. *Rep. Int. Geol. Congr.*, 21e Session, Norden, 13, p. 68—81.
- (1962): Discussion: The relationship between preferred orientation of olivine and the tectonic environment. *Amer. J. Sci.* 260, p. 310—312.
- CAMPBELL, J. D. (1958): En Echelon Folding. *Econ. Geol.* 53, p. 448—472.
- COLLEE, A. L. G. (1963): A fabric study of lherzolites. *Leidse Geol. Med.*, vol. 28, p. 1—102.
- FLEUTY, M. J. (1962): The geology of the Nakiloro chromite area, Karamoja. *Records Geol. Survey Uganda 1957—1958*, p. 19—36.
- GRČEV, K. (1964): Application of petrological methods in exploration for concealed chromite ore bodies in the Ljuboten peridotite massif, Macedonia, Yugoslavia. In „Méthodes de prospection de la chromite“. O.C.D.E., p. 99—108.
- LADURNER, J. (1956): Das Verhalten des Olivins als Gefügekorn in einigen Olivingesteinen. *Tschermaks Mineral. Petrogr. Mitt.*, 3e F., B. 5, p. 21—36.
- MENDELSON, F. (1959): Structure of the Roan Antelope Deposit. *Trans. Inst. Mining Met.* 68, p. 229—263.
- PHILLIPS, F. C. (1938): Mineral orientation in some olivine-rich rocks from Rum and Skye. *Geol. Mag.* 75, p. 130—135.

- ROSSELLO, G. (1962): Note préliminaire sur la géologie des gîtes de chromite et leur prospection. Bureau Recherches Géol. et Min. Rapport inédit.
- ROSSMAN, D. L., FERNANDEZ, N. S., FONTANOS, C. A. et ZEPEDA, Z. C. (1959): Chromite deposits on Insular Chromite Reservation Number One, Zambales, Philippines. Philippine Bureau Mines, Spec. Proj. Ser. no. 19-Chromite, 12 p.
- THAYER, T. P. (1960): Some critical differences between alpine-type and stratiform peridotite — gabbro complexes. Rep. Int. Geol. Congr., 21e Session, Norden, 13, p. 247—259.
- (1964a): Principal features and origin of podiform chromite deposits, and some observations on the Guleman-Soridağ district, Turkey. *Econ. Geol.* 59, p. 1497—1524.
- (1964b): Geologic features of podiform chromite deposits. In „Méthodes de prospection de la chromite“. O.C.D.E., p. 135—146.
- TURNER, F. J. (1942): Preferred orientation of olivine crystals in peridotites, with special reference to N. Zealand examples. *Trans. Proc. Roy. Soc. N. Zealand*, 72, p. 280—300.
- WELLS, F. G., SMITH, C. T., RYNEARSON, G. H., et LIVERMORE, J. S. (1949): Chromite deposits near Seiad and McGuffy Creeks, Siskiyou County, California. *U.S. Geol. Survey Bull.* 948-B, p. 19—62.
- YOSHINO, G. (1961): Structural-petrological studies of peridotite and associated rocks of the Higashi-akaishi-yama district, Shikoku, Japan. *J. Sci. Hiroshima Univ., Ser. C*, 3, p. 343—408.
- ZACHOS, K. (1953): Chromite deposits of Vourinon (Kozani) area. In *Mineral Wealth of Greece: Inst. Geol. and Subsurface Research*, 3, p. 1—82.

Manuscrit reçu le 7 février 1968.

PLANCHE I

Fig. a) Echantillon S₁₂. Premier stade du développement de la structure axiale, recoupant la foliation primaire. La bande blanche principale mesure 1,5 cm de largeur.

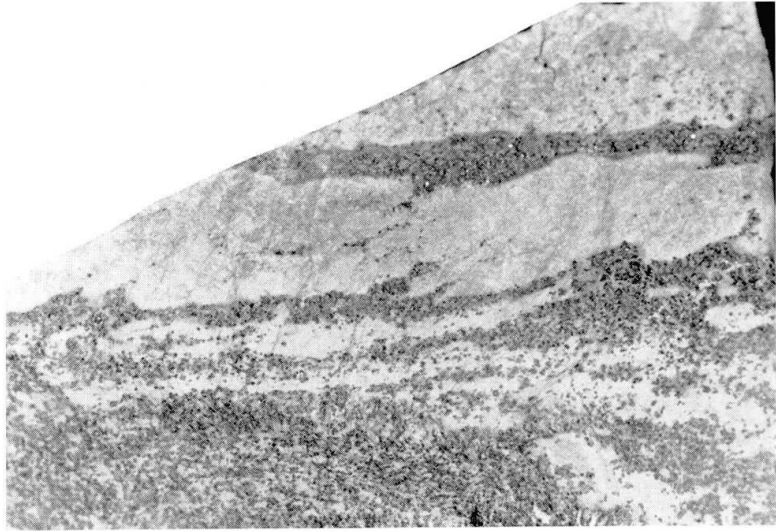


Fig. b) Echantillon S₂₁. Stade plus avancé du développement de la structure axiale aboutissant à la formation de plis isoclinaux. Noter les fissures transverses.

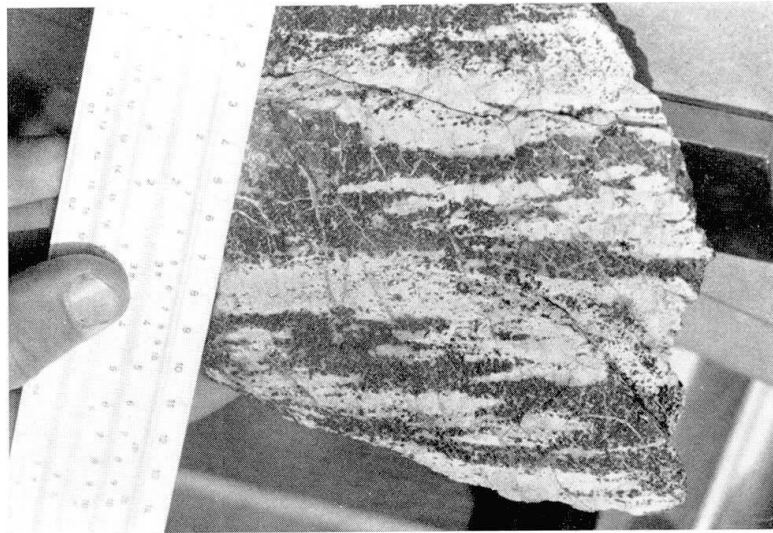


Fig. c) Echantillon S₁₅. Idem.

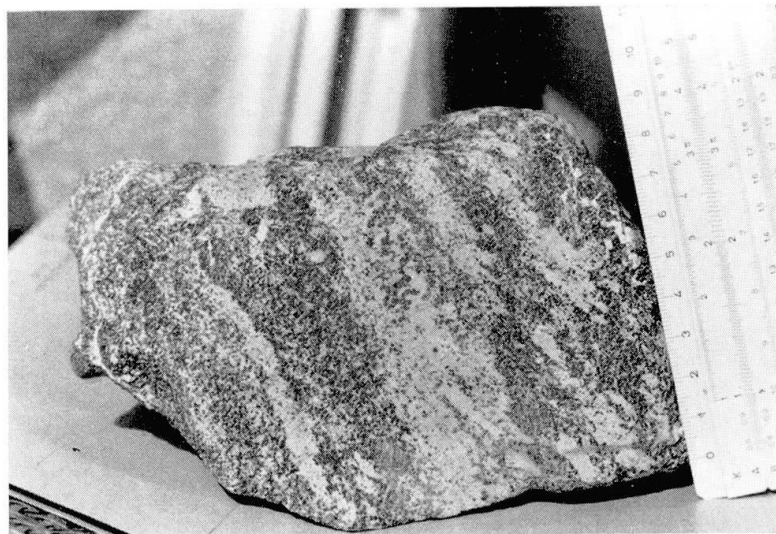


PLANCHE II



Fig. a) Echantillon S₁₃. Plis isoclinaux liés au développement d'une structure axiale.



Fig. b) Echantillon S₂₅. Idem. La bande blanche principale mesure 1 cm de largeur.

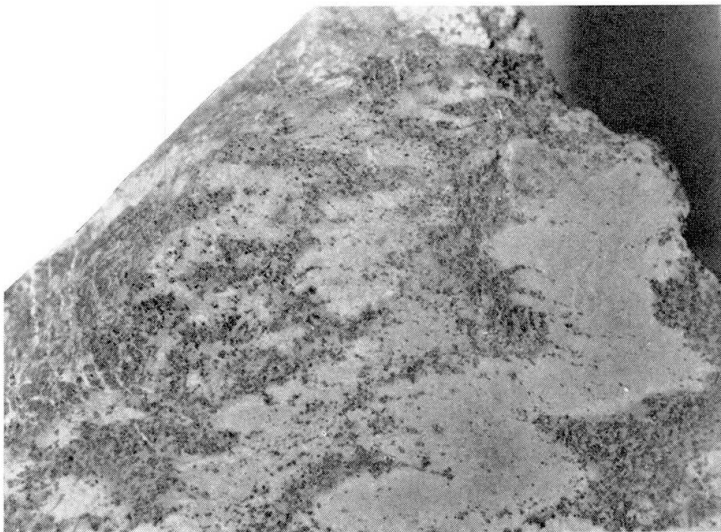


Fig. c) Détail du même. Noter la disposition des grains de chromite en schlieren axiaux. Amplitude du pli: 2 cm.

PLANCHE III

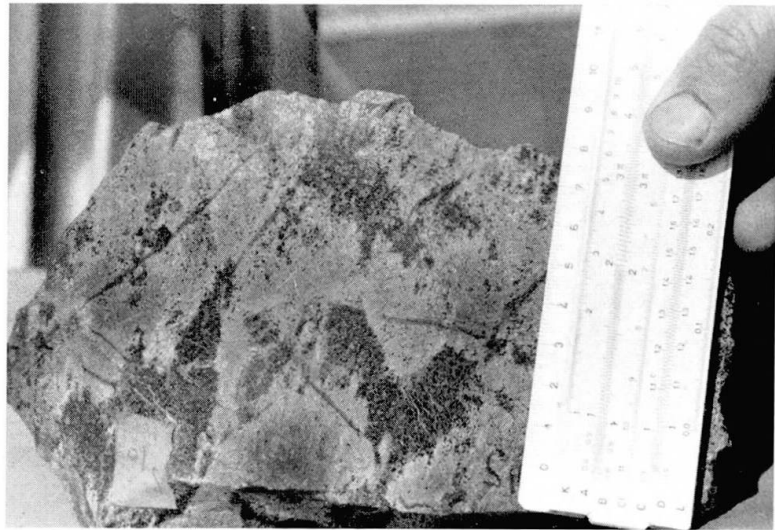


Fig. a) Echantillon S₁₀. Charnière de pli. Noter la disposition en éventail des veines de magnésite.

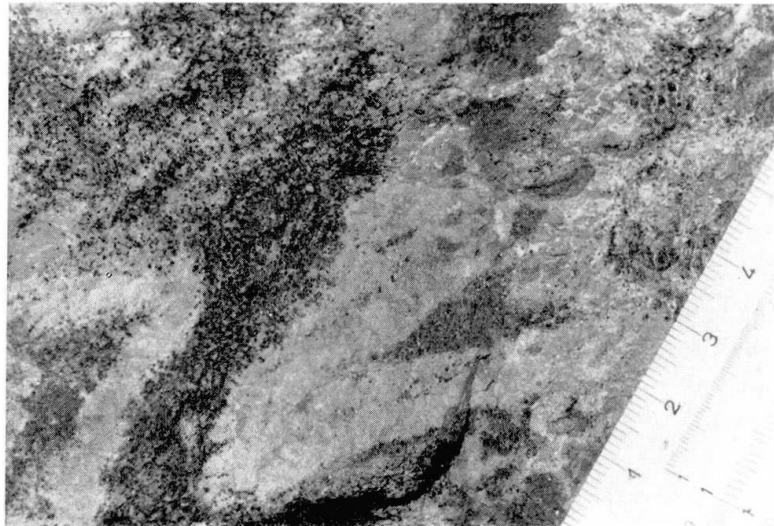


Fig. b) Echantillon S₉. Pli isoclinal dans un lit d'épaisseur de 1,5 cm.



Fig. c) Echantillon S₈. Pli isoclinal d'une amplitude d'environ 8 cm. Noter les formes caractéristiques des plis mineurs sur les flancs et dans la charnière.

PLANCHE IV

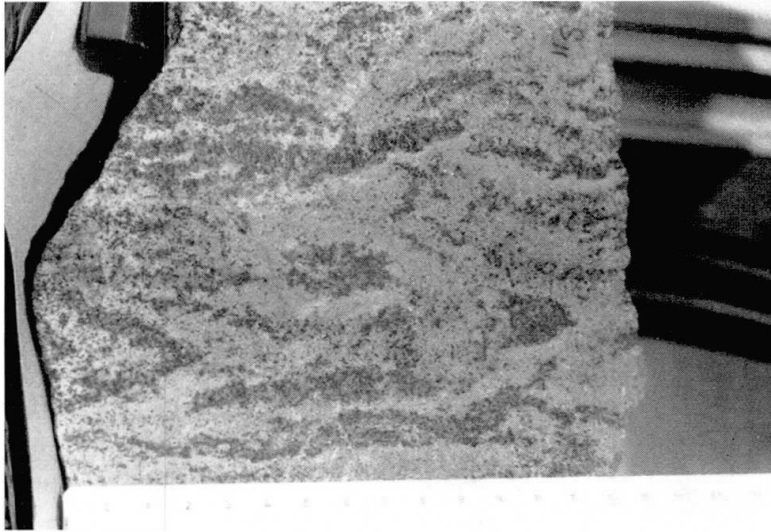


Fig. a) Echantillon S₁₁. Stade très avancé du développement de la structure axiale tectonique, avec réorientation presque totale du matériel, et disparition de la foliation primaire. Noter la géométrie particulière de la tête de pli isolée.

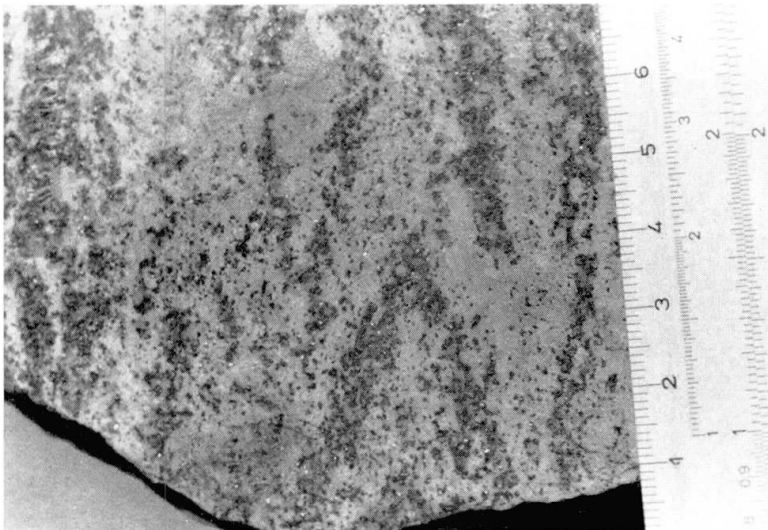


Fig. b) Idem; détail d'une charnière de pli, où apparaît nettement la structure axiale, et des plis d'une taille encore inférieure.

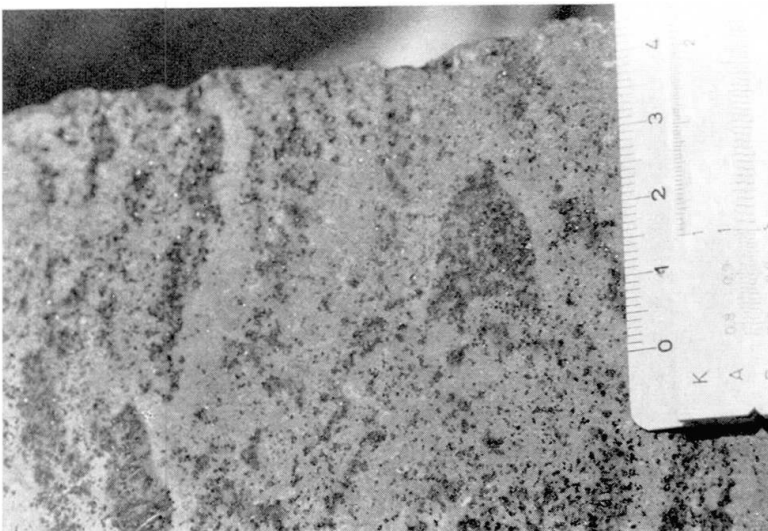


Fig. c) Idem; tête de pli isolée.