

Application de la métallurgie physique à la déformation des roches

Autor(en): **Nicolas, Adolphe**

Objektyp: **Article**

Zeitschrift: **Eclogae Geologicae Helvetiae**

Band (Jahr): **72 (1979)**

Heft 2

PDF erstellt am: **21.07.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-164851>

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.

Eclogae geol. Helv.	Vol. 72/2	Pages 509-530	12 figures dans le texte et 2 tableaux	Bâle, juillet 1979
---------------------	-----------	---------------	---	--------------------

Application de la métallurgie physique à la déformation des roches

Par ADOLPHE NICOLAS¹⁾

RÉSUMÉ

Cet article, résumé d'un cours de spécialité, évoque les principaux mécanismes d'écoulement plastique et de recristallisation en vue de l'interprétation des structures de déformation dans les roches. Après avoir fixé les limites, relativement restrictives, au champ d'application de telles méthodes, on discute du problème de l'acquisition d'orientations préférentielles afin de pouvoir interpréter en termes de cinématique les structures déformées; on introduit aussi les concepts de base reliant la sous-structure de dislocation à la contrainte interne et qui sous-tendent l'analyse dynamique. L'analyse des structures du massif de péridotite de Lanzo illustre ces méthodes d'analyse.

INTRODUCTION

Les notes rassemblées ci-dessous sont pour une bonne part résumées à partir d'un ouvrage intitulé «Crystalline Plasticity and Solid State Flow in Metamorphic Rocks» publié par J. Wiley en 1976 et dont je partage la responsabilité avec J.P. Poirier, spécialiste de métallurgie physique. On y trouvera le détail des descriptions et de l'argumentation. La plupart des figures de ce texte en proviennent. Pour ces raisons, j'insisterai un peu plus sur un développement très récent que notre ouvrage ne prend que partiellement en compte: l'analyse dynamique à partir de l'étude des microstructures.

Ce cours est constitué de quatre parties. La première consiste en une réflexion critique sur les possibilités d'application des concepts de la métallurgie physique en tectonique et la place que cette méthode occupe par rapport aux autres méthodes d'analyse. Nous verrons ensuite très brièvement quelles sont les propriétés plastiques des principaux minéraux et par quels mécanismes opère la déformation. Ces résultats seront mis à profit en vue de l'analyse cinématique et dynamique des structures de l'écoulement plastique dans les roches. Nous terminerons en examinant comment ces méthodes permettent d'analyser les structures des péridotites et en montrant leur contribution à la géodynamique du manteau supérieur.

1. L'approche de la métallurgie physique en tectonique

1.1 *Le domaine d'application*

La métallurgie physique est une discipline qui traite des déformations dans des milieux entièrement solides. Cette limitation est essentielle et nous devons dans les

¹⁾ Laboratoire de Tectonophysique, Université de Nantes, 38, bd Michelet, 44037 Nantes Cedex (France).

roches ne considérer que des déformations qui se produisent à l'état solide. Ceci exclut d'emblée les déformations touchant des roches métamorphiques hydratées, soumises à un métamorphisme prograde. FYFE (1976) considère que dans ces conditions de métamorphisme les réactions minérales tendent à s'accompagner d'une expulsion de l'eau à partir des réseaux cristallins. Si la roche est simultanément sous contrainte, la libération de quantités relativement importantes de fluide lors des réactions conduit à un affaiblissement qui déclenche ou accélère la déformation. Les mécanismes de celle-ci peuvent être la compaction, la dissolution sous pression et la cristallisation directe de nouvelles espèces ou le glissement aux joints de grain si la quantité de fluide est suffisante. Une situation comparable existe dans une roche magmatique au cours de sa cristallisation. Toutefois, la déformation plastique telle que nous l'analyserons plus loin y apparaît lorsque la proportion de magma par rapport à la masse cristallisée devient théoriquement inférieure à 20 ou 30%.

Nous ne souhaitons donc pas exclure complètement de notre champ d'investigation les roches magmatiques puisque des études comme celle des anorthosites de Morin par MARTIGNOLLES & SCHRIJVER (1972) montrent que la mise en place d'un appareil intrusif peut se réaliser de façon continue pendant et au-delà de la cristallisation, c'est-à-dire dans un état d'abord magmatique, puis solide. Dans le cas des péridotites, la déformation opère à l'état solide, parfois en présence d'une fusion partielle inférieure à 5%, tandis que des changements de phase par réaction de subsolidus peuvent se produire. Au passage, ceci soulève un point mineur de nomenclature: ces péridotites sont habituellement considérées comme des roches éruptives, or, les phénomènes que nous venons d'évoquer caractérisent le métamorphisme.

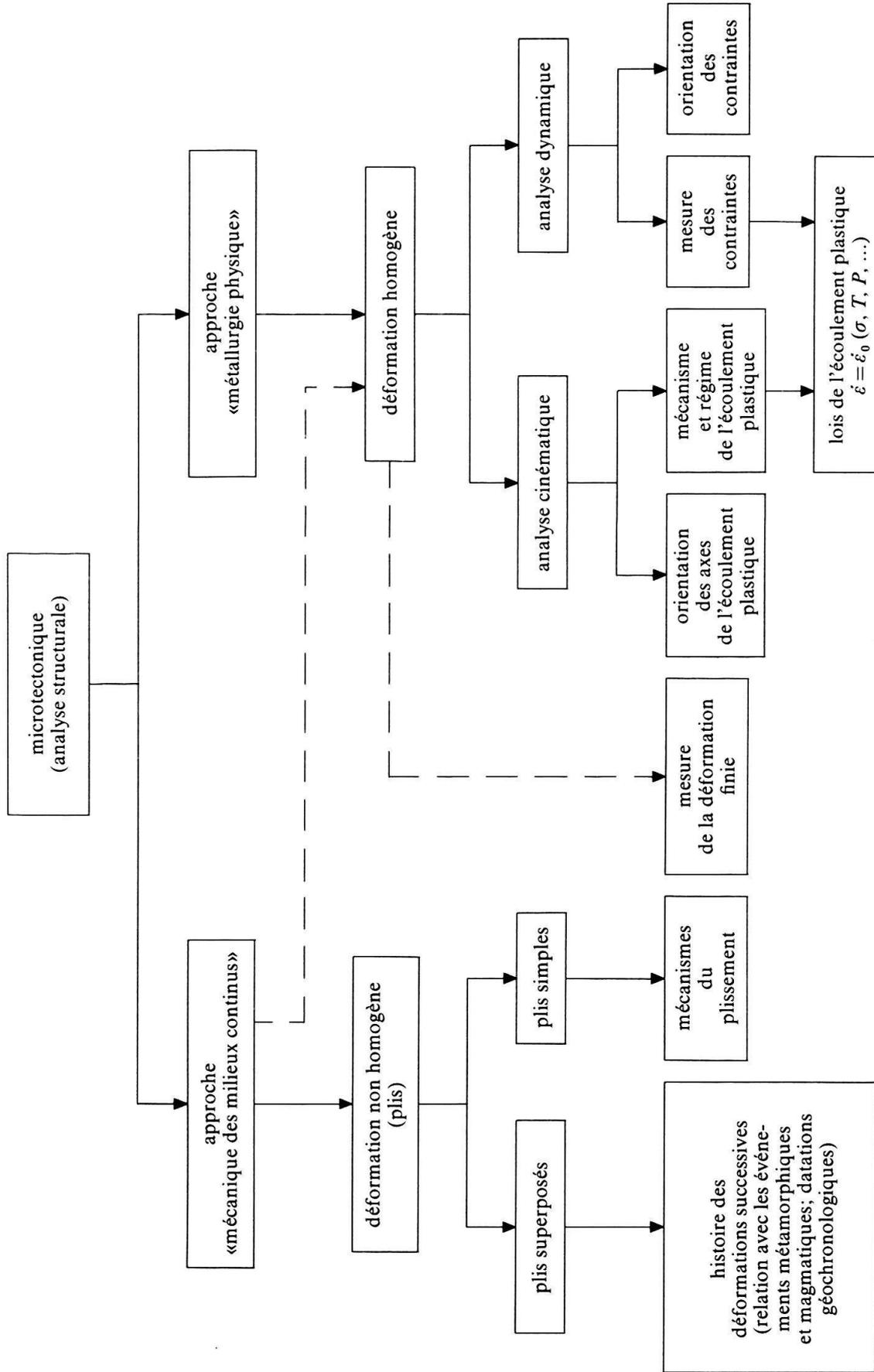
Les roches, pour lesquelles l'approche de la métallurgie physique s'applique sans réserve, sont celles qui ont été déformées à l'état solide et de façon homogène. Pratiquement l'analyse sera la plus aisée dans le cas de roches monominérales et dans les cas où l'écoulement plastique aura été important.

Exemple: l'analyse de l'écoulement dans le grand chevauchement central himalayen à partir de niveaux de quartzite; l'analyse d'une zone de cisaillement dans des conditions de métamorphisme rétrograde, affectant des gneiss riches en quartz; l'intrusion d'un massif de péridotites ou d'un dôme de sel.

1.2 *L'approche de la métallurgie physique et celle de la mécanique des milieux continus*

L'analyse physique de la déformation dans les milieux naturels procède surtout d'une approche que nous appellerons celle de la mécanique des milieux continus. Cette approche a été magistralement exploitée par RAMSAY (1967) et son école. Comme son nom l'indique on considère le milieu comme un continuum; l'analyse des hétérogénéités utilisées comme des marqueurs permet, par référence à un état initial connu ou sensé être connu, d'obtenir une mesure de la déformation finie. La considération de certaines structures comme les ombres de pression, les croissances hélicitiques des minéraux, les plis eux-mêmes, permet parfois de proposer un chemin cinématique pour cette déformation. Il faut toutefois, dans une perspective

Tableau 1: Analyse des déformations.



cinématique, renoncer tout à fait à l'utilisation de la méthode dite «de l'image du mouvement» par laquelle la considération de la symétrie de plis permettrait de déduire la direction du mouvement, comme une vague déferlante indique la direction de transport liquide. Ainsi l'approche de la mécanique des milieux continus constitue-t-elle le meilleur outil pour mesurer la déformation finie mais son utilisation cinématique est restreinte.

Au contraire, l'approche de la métallurgie physique donne, dans les cas favorables, le moyen de procéder à l'analyse de l'écoulement. On peut concevoir d'utiliser le degré d'orientation préférentielle pour mesurer la déformation finie, mais les essais dans ce domaine ne sont pas encore très concluants. En ce qui concerne l'analyse dynamique, cette approche permet dans certains cas favorables d'orienter le trièdre des contraintes principales (CARTER & RALEIGH 1969) et de façon plus générale de connaître l'intensité du déviateur.

2. Plasticité cristalline des principaux minéraux et des roches

2.1 *Plasticité des minéraux*

La plasticité cristalline des principaux minéraux des roches a été étudiée principalement au cours des années 1960 dans le laboratoire expérimental de Griggs à Los Angeles. Nous passerons en revue dans ce chapitre les propriétés plastiques ainsi mises en évidence, mais avant, quelques remarques générales permettront de mieux comprendre ces propriétés.

2.1.1 *Déformation des principaux minéraux*

Les silicates sont des cristaux relativement complexes dans lesquels existent des liaisons covalentes fortes, en particulier entre le silicium et l'oxygène et d'autres liaisons à caractère partiellement ionique entre les autres cations et l'oxygène. On peut s'attendre, et l'expérience le confirme, à ce que les liaisons Si-O soient très résistantes et par conséquent à ce que les directions et plans de glissement évitent de les rompre. Ainsi, la direction de glissement des pyroxènes et des amphiboles est-elle parallèle à l'axe c , c'est-à-dire à l'allongement des chaînes et des rubans; de même, le plan de glissement principal est le plan (100), plan dans lequel on observe une disposition stratifiée en Si-O et en Mg, Fe. Par ailleurs, l'énergie d'une dislocation est proportionnelle au carré de son vecteur de Burgers, ce qui permet de prévoir que les directions activées seront celles qui correspondent aux plus courtes distances réticulaires. Enfin, il est bon de se souvenir que, dans les silicates, l'oxygène constitue plus de 90% du volume. On peut dès lors en première approximation, se représenter les silicates comme un assemblage compact d'oxygène ainsi que l'a montré POIRIER (1975) dans le cas de l'olivine. Cette perspective permet de mieux comprendre certaines équivalences entre des plans de glissement, qui n'apparaissent pas autrement; ainsi, dans cette représentation, l'olivine apparaît comme un hexagonal compact dont le plan basal serait le plan (100) et dont les plans prismatiques de premier ordre seraient (011) (010) (0 $\bar{1}$ 1). On explique alors le «pencil-glide» comme un glissement dévié composé, agissant indifféremment sur l'un de ces plans prismatiques.

2.1.2 Système de glissement des principaux minéraux

Ces systèmes sont décrits à la page suivante, voir tableau 2.

2.2 Mécanismes de déformation dans les roches

Conformément à ce que nous avons décidé au premier chapitre, nous ignorons ici les mécanismes de déformation autres que dans l'état solide. Ces derniers sont essentiellement de deux types: le glissement des dislocations et la diffusion.

2.2.1 Ecoulement par glissement des dislocations

Nous supposons ici connu le mécanisme par lequel le glissement d'une dislocation conduit à un effet de cisaillement macroscopique dans le cristal. Nous supposons également connu le phénomène de montée qui par le fait de la diffusion entre atome et lacune permet à une dislocation de quitter son plan et ainsi le cas échéant de franchir un obstacle. Nous n'insisterons pas davantage sur les relations qui existent lors de la déformation entre le durcissement lié à la multiplication et aux interactions des dislocations dans le réseau et la restauration qui couvre l'ensemble des processus par lesquels ces dislocations s'éliminent du réseau. L'équilibre entre ces deux processus antagonistes conduit à la situation de l'écoulement stationnaire. Dans cette situation, la déformation est essentiellement assurée par le glissement des dislocations tandis que leur montée, phénomène généralement beaucoup plus lent, contrôle la vitesse de la déformation lorsque l'on fixe les autres paramètres: c'est ce que l'on appelle l'écoulement contrôlé par la montée ou encore fluage Weertman dont la loi générale est du type:

$$\dot{\epsilon} = \dot{\epsilon}_0 \sigma^n D \quad \text{où} \quad \begin{aligned} \dot{\epsilon} &= \text{vitesse de déformation} \\ \dot{\epsilon}_0 &= \text{constante} \\ \sigma &= \text{contrainte} \\ n &= \text{exposant généralement voisin de 3} \\ D &= \text{coefficient de diffusion} \\ D &= D_0 \exp - \frac{\Delta E + P \Delta V}{RT} \end{aligned}$$

2.2.2 Ecoulement par diffusion

Dans le mécanisme que nous venons de décrire la contribution de la montée des dislocations par rapport au glissement peut augmenter progressivement lorsque la température augmente et ainsi contribuer directement à la déformation (fig. 1).

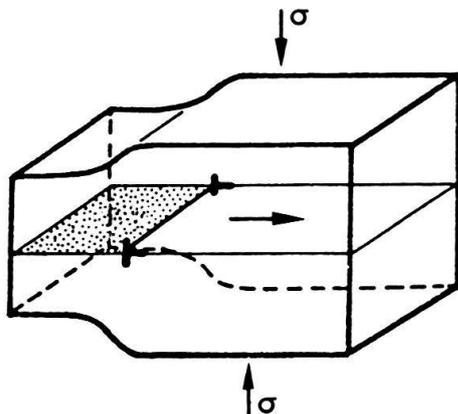


Fig. 1. Déformation produite par la montée d'une dislocation coin.

Tableau 2: *Systèmes de glissement des principaux minéraux.*

	HAUTE TEMPERATURE	BASSE TEMPERATURE
olivine	(010) [100] ⁺ (011) [100] ⁺ (001) [100] ⁻	(001) [100] ⁺ (110) [001] ⁺ (100) [001] (100) [010] ⁻
disthène (cyanite)	(100) [001]	(100) [001]
enstatite	(100) [001]	(100) [001] inversion clinoenstatite
diopside	(100) [001]	maclage (100) [001] S = 0,57 (001) [100] S = 0,57
amphiboles	(100) [001]	maclage (101) [101] S = 0,53
micas	(001) [110] (0001) [1120] (001) [100]	
plagioclases	(010) direction irrationnelle	albite maclage (010) direction irrationnelle S = 0,275 péricline maclage plan irrationnel proche de (001) - [010] S = 0,275
quartz	(1010) [1210] ⁺ (1010) [0001] ⁻ (1010) [1213] ⁻ (1120) [0001] ⁻ (1122) [1123] ⁻ (1101) [1120]	(0001) [1120] ⁺ maclages Dauphiné et Brésil: changements de polarité
calcite	r = (100) [011] ⁺ f = (111) [101], [011] ⁺ a = (011) [011] ⁻	r = (100) [011] ⁺ maclage $\left\{ \begin{array}{l} e = (011) [100]^+ \quad S = 0,694 \\ r = (100) [011] \\ f = (111) [211]^- \end{array} \right.$
dolomite	maclage f = (111) [211] ⁺ S = 0,587	c = (111) [011] ⁺ c = (111) [211] ⁻
halite	(110) [110] ⁺ (001) [110] ⁺	(110) [110] ⁺ (001) [110] ⁻ (111) [110] ⁻
anhydrite	(001) [010] ⁺	(001) [010] ⁺ (012) [121], [121] maclage (101) [101]

⁺ = commun⁻ = rare

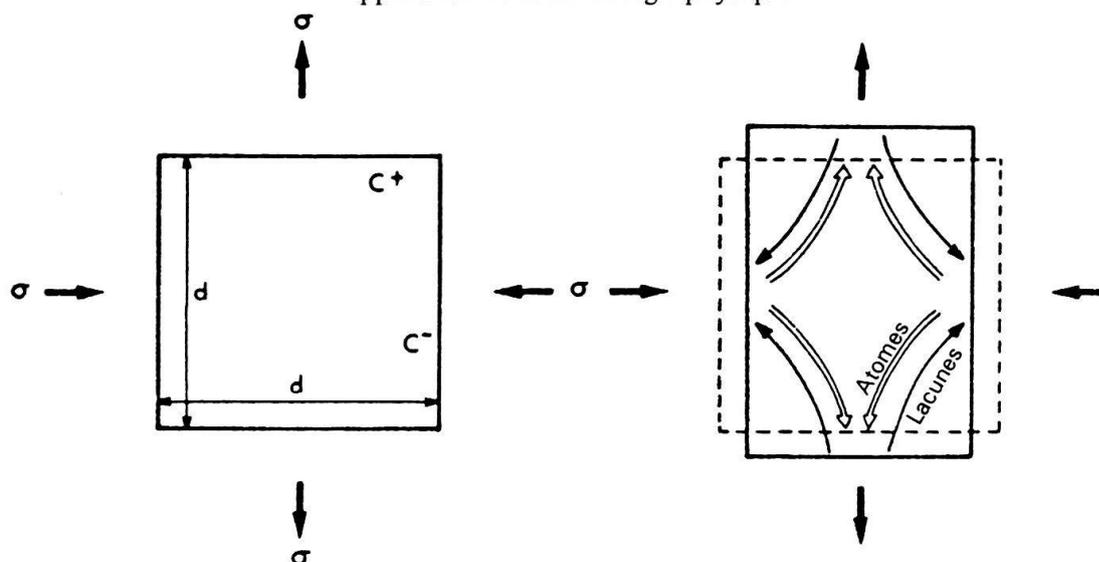


Fig. 2. Fluage Nabarro-Herring: les lacunes circulent depuis les faces en tension vers les faces en compression.

Dans le fluage Nabarro-Herring, les sources et les puits de lacunes qui assurent par leur mouvement la déformation sont les joints de grain. Les lacunes circulent à l'intérieur du cristal assurant un mouvement inverse des atomes (fig. 2).

A la différence avec le précédent, ce fluage n'a pas été directement mis en évidence dans les roches. Un autre mode de diffusion est le fluage Coble dans lequel la circulation des lacunes s'effectue non plus dans la masse, mais au voisinage des surfaces des grains; on peut observer que le mécanisme de déformation par dissolution sous pression, bien connu en géologie, s'apparente au fluage Coble, le milieu diffusant n'étant plus un solide mais un fluide.

La déformation superplastique par glissement aux joints des grains, bien connue en métallurgie, a été identifiée dans des péridotites grâce à des structures caractéristiques, par BOULLIER & GUEGUEN (1975) et plus récemment mise expérimentalement en évidence dans des marbres (SCHMID et al. 1977). Cette déformation procède par glissement aux joints des grains; les obstacles étant éffacés par diffusion. Les conditions favorisant l'opération du fluage superplastique sont l'existence d'un grain fin, d'une haute température et d'une contrainte modérée. Les déformations naturelles que l'on a cru pouvoir attribuer à ce mécanisme (certaines péridotites des enclaves de kimberlite, marbre de la nappe de Glaris, certaines anorthosites de Norvège) sont caractérisées par une structure de mylonite rubanée. BOULLIER & GUEGUEN opposent les mylonites de hautes températures dues à ce mécanisme aux mylonites de basses températures et contrainte très élevée dues au glissement des dislocations et à la recristallisation dynamique.

2.3 La recristallisation

La recristallisation est un processus par lequel des nouveaux cristaux pauvres en dislocation (néoblastes) se développent au sein d'un polycristal déformé au dépens de porphyroclastes où la densité de dislocation est élevée. Cette recristallisation, qui est la seule à être documentée en métallurgie, est en compétition avec la montée des

dislocations dans le processus général de la restauration. Nous allons voir que la mise en parois des dislocations par montée peut conduire également à la division des porphyroclastes en néoblastes. Il existe ainsi deux mécanismes de recristallisation dynamique: la recristallisation par nucléation et migration des joints de grains (RMJ) et la recristallisation par désorientation progressive des sous-joints (RDSJ). La recristallisation statique ou recuit présente deux stades: le stade primaire procédant du même mécanisme que la RMJ, et le stade secondaire au cours duquel on peut assister à une croissance dite exagérée de la taille des grains, ainsi qu'au développement d'une structure présentant des joints plans ou curviplanaires. Le recuit secondaire trouve son moteur dans la diminution de l'énergie de surface.

2.3.1 *La recristallisation par nucléation et migration des joints*

Le moteur de cette recristallisation se trouve dans la différence des énergies internes entre les porphyroclastes gorgés de dislocations et les néoblastes qui en sont pauvres. A titre d'exemple, une densité de 10^8 dislocations par cm^2 , correspond dans l'olivine à une énergie de 0,2 cal/mol tandis qu'une densité de 10^{11} par cm^2 qui est particulièrement élevée, correspond à une énergie de 80 cal/mol. Cette recristallisation procède par nucléation, probablement à partir de petites cellules localement pauvres en dislocations et d'orientation convenable par rapport au réseau hôte. Les nuclei se développent par migration de leurs joints. Une densité de dislocations initiale élevée correspond à une contrainte interne et par conséquent à une contrainte appliquée également élevées. Ceci favorise l'apparition simultanée d'un grand nombre de nuclei et conduit à une recristallisation à grain fin.

2.3.2 *La recristallisation par désorientation progressive des sous-joints*

La restauration conduit à la mise en parois des dislocations. Lors d'une déformation croissante, un nombre également croissant de dislocations montent dans ces parois. Il en résulte une désorientation croissante entre les sous-grains adjacents. Au delà de 10 à 15°, les sous-joints évoluent en joints de grains. Cette recristallisation in situ s'accompagne d'un minimum de migration des joints. Elle a été mise en évidence dans le quartz et dans l'olivine et semble dans ces minéraux au moins représenter le mécanisme dominant de la recristallisation dynamique.

2.4 *Développement des orientations préférentielles dans les roches par déformation plastique*

Nombre de mécanismes de déformation et de recristallisation différents peuvent conduire à une orientation préférentielle de forme dans les roches. Par contre, il existe maintenant un consensus pour admettre que les seuls mécanismes susceptibles de créer une orientation de réseau sont ceux qui mettent en œuvre la déformation plastique par glissement des dislocations et par maclage²⁾. Lors de la recristalli-

²⁾ J'insiste encore une fois sur le fait que des mécanismes de déformation en présence de fluides, comme ceux qui peuvent conduire aux orientations très fortes des micas dans les gneiss, ne sont pas pris en compte ici.

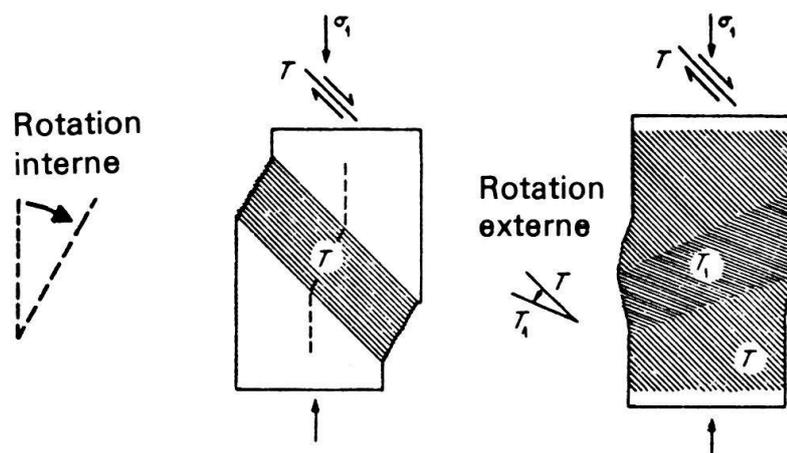


Fig. 3. Rotation interne dans le cas d'un cristal dont les faces sous contrainte ne sont pas maintenues alignées (à gauche) et rotation externe dans le cas où leur alignement est imposé (à droite).

sation, les orientations préférentielles de réseau ainsi obtenues sont généralement altérées, parfois localement renforcées.

2.4.1 Développement de l'orientation préférentielle par rotation externe

Pour comprendre le mécanisme par lequel le glissement conduit à une orientation préférentielle particulière il convient d'analyser les résultats de deux expériences de déformation d'un monocristal convenablement orienté. Dans la première de ces expériences, le cristal est soumis à un déviateur, mais les faces où s'applique la pression peuvent se déplacer latéralement (fig. 3). Après déformation, ce cristal a subi une rotation interne dans un sens compatible avec le sens du glissement intracristallin. Une seconde expérience consiste, toutes choses égales d'ailleurs, à maintenir les faces soumises à la pression dans le même alignement (fig. 3). On peut constater qu'une composante de rotation externe apparaît, résultat d'un couple ayant un sens opposé au glissement intracristallin. Il en résulte une rotation du plan de glissement qui se rapproche progressivement de la direction normale à la contrainte appliquée.

2.4.2 Simulation de la déformation d'un polycristal

ETCHECOPAR (1974) a réalisé une simulation plane de la déformation de cellules hexagonales, possédant une ligne de glissement. Lors de cette simulation, une cellule individuelle est soumise à des glissements, translation et rotation qui optimisent son homothétie avec la déformation correspondante d'un ensemble continu. Ces degrés de liberté ne sont pas suffisants: des vides et des recouvrements apparaissent. Au delà d'un certain écart avec cette forme, la cellule peut se diviser et les fragments se réorienter. Aussi approximatif qu'il soit, ce modèle éclaire certains aspects mécaniques peu soupçonnés de ce genre de déformation. On a représenté sur la figure 4 une étape de cette simulation pour un cisaillement simple de 55° et sur la figure 5 l'orientation des lignes de glissement pour des cisaillements purs et des cisaillements simples croissants.

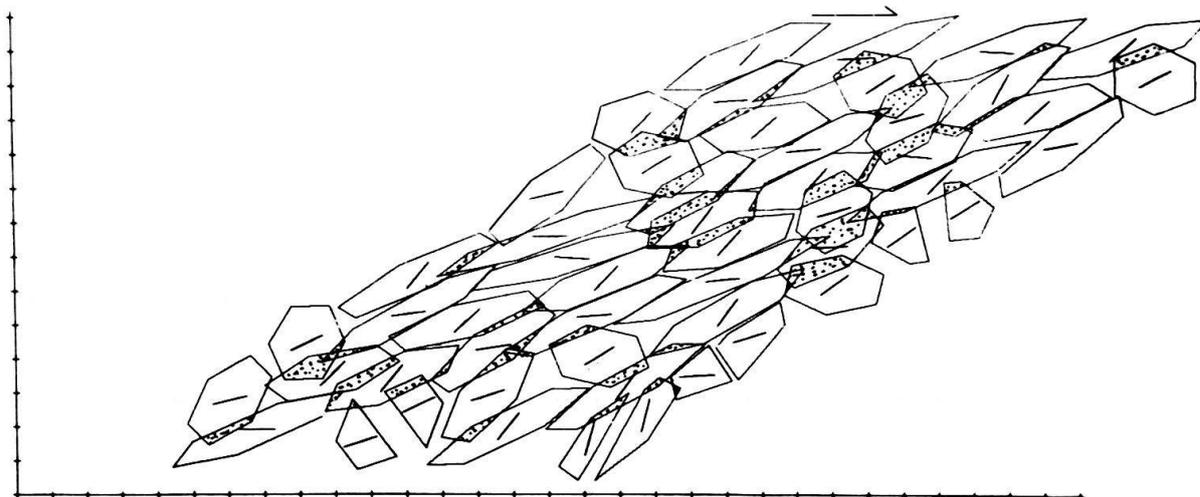


Fig. 4. Changement de structure dans un assemblage plan de cellules hexagonales soumis à un cisaillement simple de 55° . Le contour initial est parallèle aux axes et la répartition des lignes de glissement, aléatoire. Les recouvrements sont en pointillés. La ligne de glissement dans chaque cellule est représentée par un trait.

On peut conclure de l'examen de ces figures qu'une déformation croissante par cisaillement pur conduit à une orientation préférentielle des lignes de glissement suivant deux maxima symétriquement inclinés par rapport à la foliation et qui s'en rapprochent lorsque la déformation croît. Cette foliation serait tout au long de la déformation perpendiculaire à la contrainte principale (déformation irrotationnelle).

Par contre, dans le cas du cisaillement simple, les deux maxima sont d'abord symétriques par rapport à la foliation L ; lorsque celle-ci devient importante, le maximum situé entre la foliation et la direction de glissement se renforce constamment en même temps qu'il se rapproche de la direction de glissement. Cette observation est très importante car elle permet de distinguer une déformation irrotationnelle (cisaillement pur) d'une rotation rotationnelle (cisaillement simple) et dans ce dernier cas, de connaître le sens du cisaillement (fig. 6). Ces résultats seront mis à profit dans l'analyse cinématique des structures.

2.4.3 Déformation des polycristaux

La déformation expérimentale des polycristaux est maintenant bien connue dans le cas des polycristaux d'olivine, de quartz, de calcite, de dolomite, de halite et d'anhydrite. Toutes ces expériences ont été faites dans des conditions de déformation coaxiale et ne peuvent donc renseigner sur un régime rotationnel. Par contre, les résultats sont très semblables aux simulations en déformation par cisaillement pur d'ETCHECOPAR et s'expliquent par les mêmes mécanismes. A titre d'exemple, on trouvera sur la figure 7 les résultats de la déformation d'une dunite synthétique dans laquelle on peut montrer que le mécanisme de déformation était le glissement intracristallin suivant la direction $[100]$ et suivant le plan dominant (010) . L'orientation préférentielle après 58% de déformation, est en accord avec l'activation de ce système. Il faut signaler que le mâclage, tel celui que l'on observe communément

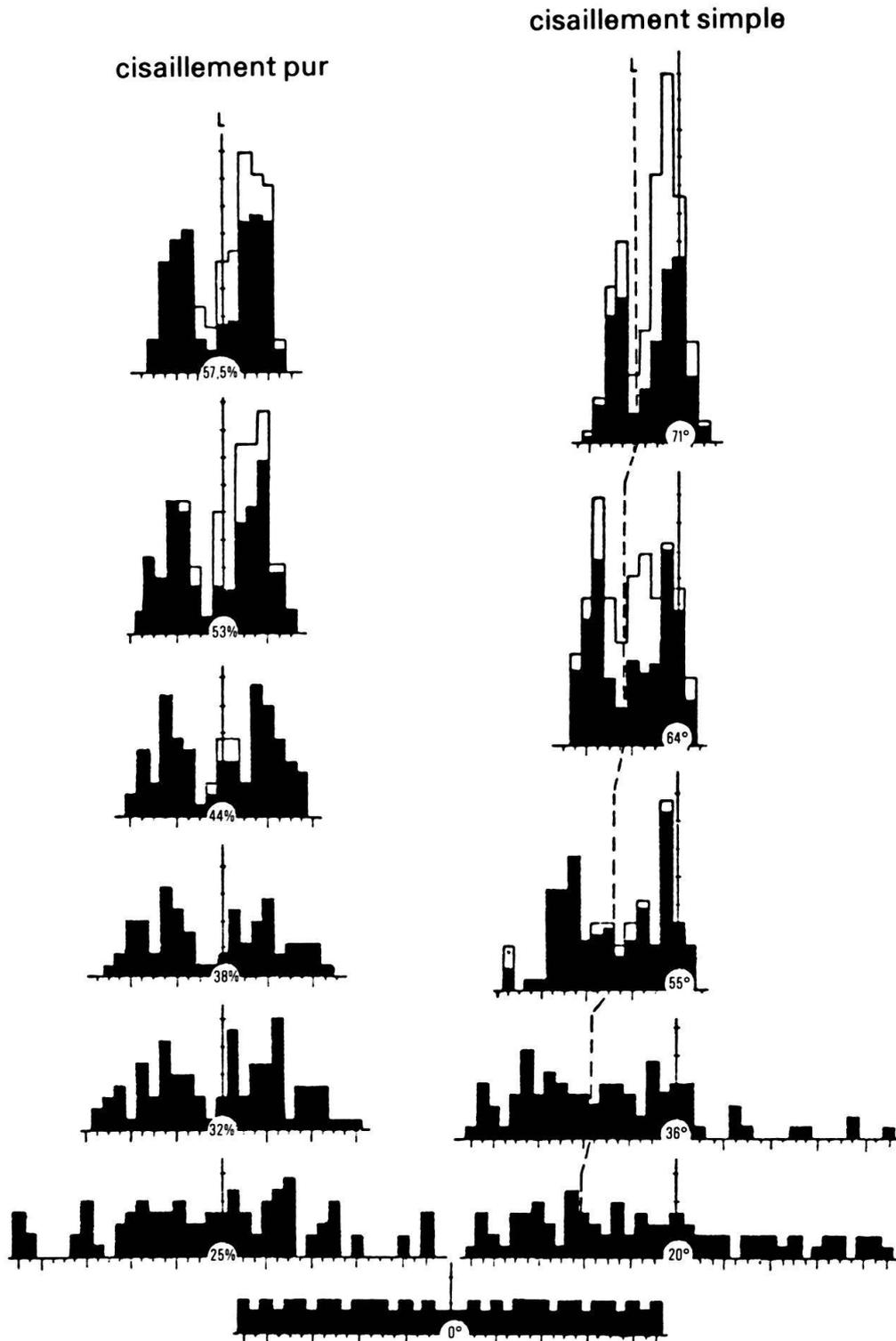


Fig. 5. Orientation préférentielle des lignes de glissement dans le cas du cisaillement pur (à gauche) et du cisaillement simple (à droite) en partant d'une orientation préférentielle aléatoire (ligne du bas). En noir, les cellules normales; en blanc, les cellules fracturées. L'axe des ordonnées est, dans le cas du cisaillement pur, normal à la direction de raccourcissement; dans le cas du cisaillement simple, il est parallèle à la direction de cisaillement. La ligne en tireté L correspond à l'allongement moyen de l'agrégat.

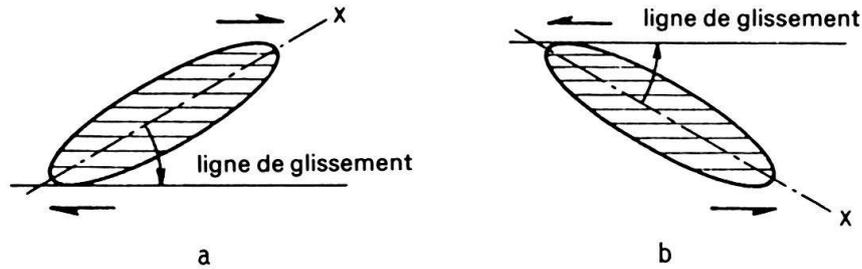


Fig. 6. Relation entre le sens dextre (a) ou senestre (b) du cisaillement et la rotation qui conduit depuis la direction de la foliation X jusqu'à la ligne de glissement.

dans la calcite à basse température est un mécanisme de déformation très efficace pour développer des orientations préférentielles, puisque pour une déformation maximum de 29% par mâclage en compression perpendiculaire à l'axe C on assiste à une rotation de $52,5^\circ$ de cet axe C .

3. Analyse cinématique et dynamique des structures des roches

3.1 Analyse cinématique

3.1.1 Structure de terrain

Conformément à ce que nous préconisons dans l'introduction de ce cours, nous décrirons ici la méthode d'analyse cinématique dans le cas de roches ayant subi une déformation homogène et importante. Cette déformation s'exprime sur le terrain par l'existence de structures planaires et linéaires pénétratives: la foliation et la

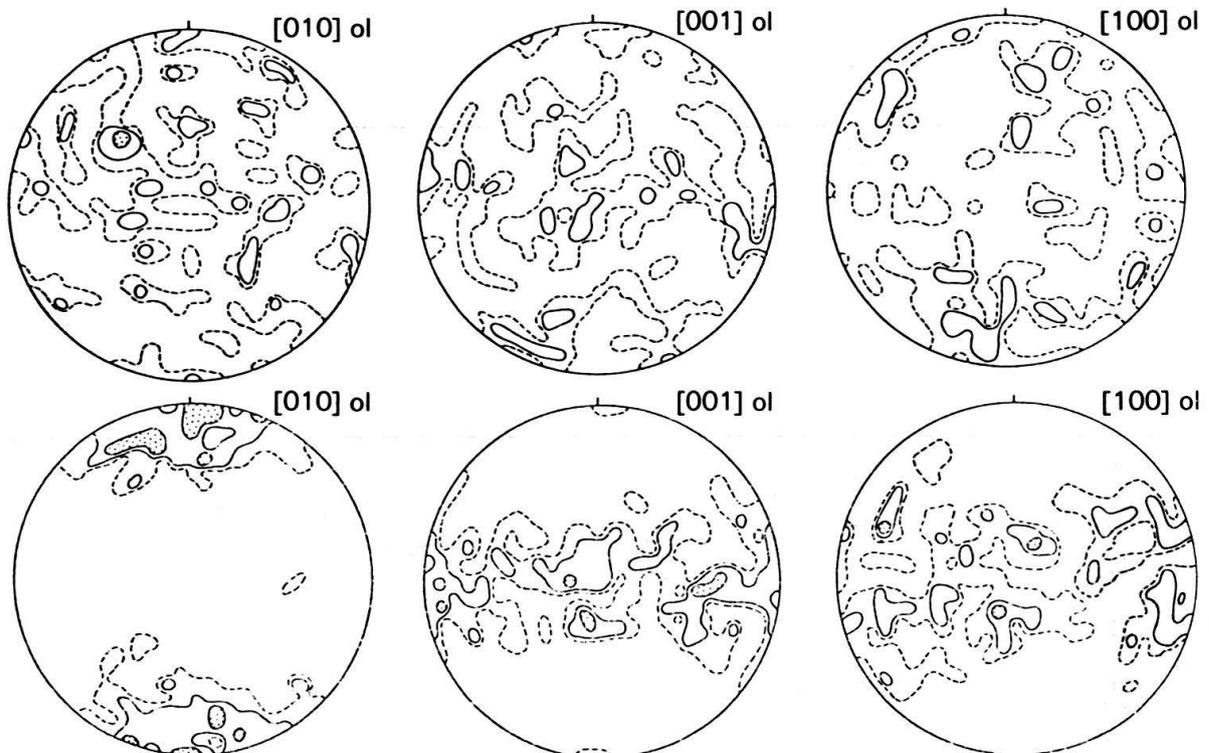


Fig. 7. Orientation préférentielle de l'olivine après 58% de déformation en compression (σ_1 en N-S) à 1300°C , 14 kbar. Au-dessus, l'échantillon de départ.

linéation d'étirement. Ces structures sont sensées avoir fait l'objet d'une cartographie structurale à l'échelle du massif considéré. Le problème abordé ici est celui d'établir à partir de ce document structural une carte de l'écoulement plastique.

Faut-il rappeler ici que ce document cinématique représente l'écoulement interne et non une carte des mouvements subis par ce massif? Pour décrire ces mouvements, il serait nécessaire de disposer d'un référentiel externe, condition rarement remplie et de toute façon ne relevant pas de l'analyse présentée ici. Pour prendre un exemple avec la cinématique d'un glacier, l'écoulement interne, objet de notre analyse, peut coïncider avec la direction du déplacement général comme au voisinage de la semelle du glacier, ou peut en être complètement indépendant comme à la surface du glacier dans un domaine où l'écoulement est divergent. Enfin, l'écoulement peut-être nul dans une région située à la surface et au centre du glacier dans le cas d'une déformation plane.

A la suite de nombreux auteurs, nous admettons ici que la foliation et la linéation avec le référentiel associé XYZ définissent les axes principaux de l'ellipsoïde de la déformation finie. Par ailleurs, ce référentiel décrit l'orientation préférentielle de *forme* des minéraux présents dans notre milieu.

3.1.2 *Le problème des linéations*

Il est surprenant d'observer que parfois le géologue structural favorise le levé des schistosités et foliations par rapport à celui des linéations alors que l'identification de la direction d'étirement dans la matière constitue une nécessité impérative, aussi bien dans une analyse de la déformation finie que dans une analyse cinématique.

Outre la difficulté qu'il y a parfois à observer les linéations sur le terrain, se présente le problème de leur identification comme marqueur de la direction d'étirement. Cette étude sort du cadre de ce cours et il suffit ici de noter que les linéations suivantes sont généralement parallèles à la direction d'étirement: la linéation marquée par l'allongement d'objets divers comme galets, taches de réduction, fossiles, linéations d'agrégats, linéations minérales (encore que dans ce dernier cas, suivant la plasticité du minéral considéré par rapport à son milieu, l'allongement peut se produire suivant la direction de X ou suivant la direction perpendiculaire à X).

3.1.3 *Méthodes d'analyse cinématique*

En vue de l'analyse cinématique, nous devons réunir un certain nombre d'informations dont les principales sont les suivantes:

- Orientation des axes de l'ellipsoïde de la déformation et si possible estimation de leur grandeur. L'orientation de ces axes est donnée par l'étude des foliations et linéations d'étirement. La grandeur des axes met en jeu des marqueurs de la déformation ou après calibrage, qui n'existe pas encore dans le cas des minéraux, la qualité des orientations préférentielles des réseaux.
- Détermination des orientations préférentielles de réseau des principaux minéraux de la roche. Classiquement, cette mesure est faite à la platine universelle ou par goniométrie de texture. On peut avantageusement utiliser aussi des observa-

tions directes avec éventuellement mesures des intensités lumineuses, à condition que la lame mince soit correctement orientée par rapport au référentiel XYZ (plan le plus intéressant XZ).

- Nature des mécanismes responsables des orientations préférentielles de forme et de réseau. Nous avons vu au chapitre précédent que les orientations préférentielles de réseau sont à l'état solide induites par le glissement intracristallin. Dans le cas de structures recristallisées, nous savons que la recristallisation a pour effet d'atténuer ou de modifier ces orientations préférentielles. Par conséquent, il conviendra dans une structure partiellement recristallisée (structure porphyroclastique), de s'attacher surtout à l'orientation préférentielle des porphyroclastes.
- Détermination des systèmes actifs dans les cristaux. Cette détermination passe normalement par l'étude des dislocations, soit en microscopie électronique, soit lorsqu'une technique de décoration ou d'attaque existe, directement au microscope optique. Il existe toutefois des techniques plus ou moins recommandables qui mettent en œuvre la rotation des sous-grains de flexion.

En combinant les informations obtenues ci-dessus, on peut vérifier si les orientations préférentielles développées sont compatibles avec les systèmes de glissement mis en évidence et procéder alors à l'analyse cinématique. *Exemple*: une orientation préférentielle de l'axe $[010]$ de l'enstatite perpendiculaire à la foliation n'est pas compatible avec une structure de déformation plastique puisque l'on sait que le plan de glissement unique est le plan (100) : celle-ci induirait donc une orientation préférentielle de l'axe $[100]$ suivant un angle élevé avec la foliation. L'orientation des axes $[010]$ suggère un dépôt au sein d'un cumulat magmatique.

L'analyse présentée au chapitre précédent permet maintenant de préciser les directions d'écoulement. Dans le cas d'une orientation préférentielle symétriquement disposée par rapport au référentiel XYZ et telle que les directions principales de glissement se rapprochent de X et que les normales aux plans principaux de glissement se rapprochent de Z , on conclura à un écoulement irrotationnel, tel que le plan de l'écoulement se rapproche de XY et la direction de l'écoulement de X . Dans le cas d'une obliquité telle que les directions principales de glissement soient obliques par rapport à X , et les pôles des plans de glissement obliques par rapport à Z , on conclura à un écoulement rotationnel dont le sens peut être précisé en considérant la figure 6. Le plan d'écoulement est maintenant non plus le plan XY mais le plan contenant l'orientation préférentielle des plans de glissement, et la direction de l'écoulement celle qui correspond à l'orientation préférentielle des directions de glissement. Ainsi, dans les déformations rotationnelles de péridotite, une obliquité de l'ordre de 20° est communément observée entre les maxima des fabriques de forme et de réseau. Une analyse plus fine, fondée sur les modèles de simulation présentés au chapitre 2 conduit à envisager que le plan et la direction d'écoulement puissent ne pas être tout à fait confondus avec les maxima des orientations préférentielles de réseau (voir fig. 5).

L'examen de structures non pénétratives comme des bandes de cisaillement, des plis, etc. ... peut affiner l'image cinématique obtenue. Ce fut le cas lors de notre étude des péridotites du massif de Lanzo dans les Alpes, où l'analyse du plissement a montré que l'écoulement était tridimensionnel et non pas plan comme nous le

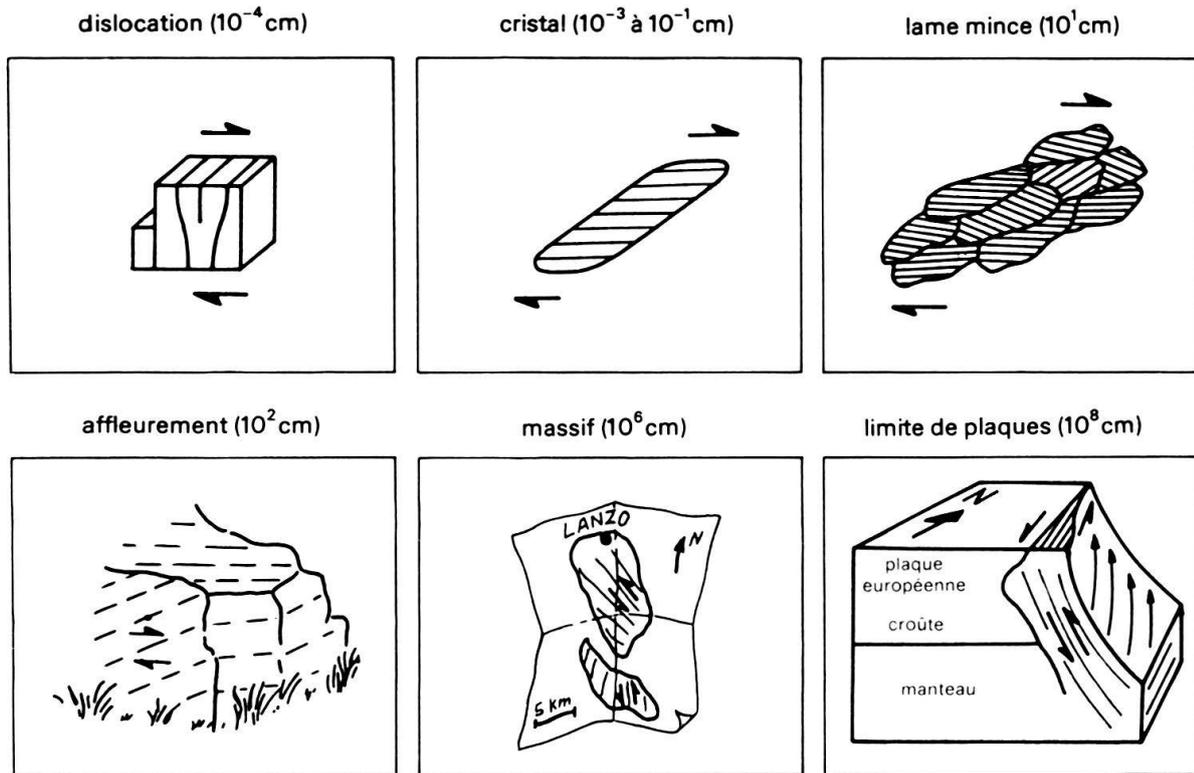


Fig. 8. On a représenté sur la figure les principaux niveaux scalaires qu'il faut prendre en compte dans une étude cinématique.

pensions initialement. Dans ce massif, comme dans beaucoup de domaines soumis à une déformation plastique intense, les plis mis en évidence disposent leurs axes suivant une direction proche de la direction de l'écoulement.

3.2 Analyse dynamique

3.2.1 Relations entre la contrainte et des paramètres microstructuraux

Une dislocation s'entoure d'un champ de déformation élastique. L'application d'un déviateur sur un cristal a, entre autres, pour effet de rapprocher deux dislocations d'une distance telle que la contrainte qu'elles exercent l'une sur l'autre, par le biais de leurs champs de déformation élastique, soit égale à la contrainte appliquée. Ce raisonnement simpliste montre qu'il existe une relation entre la distance entre deux dislocations et la contrainte interne et partant, entre cette distance et la contrainte appliquée. Cette relation s'écrit:

$$\sigma_i = K' \mu b \rho_i$$

σ_i = contrainte interne
 K' = constante à déterminer expérimentalement pour un cristal donné
 μ = module de cisaillement
 b = vecteur de Burgers
 ρ_i = densité totale de dislocation

Par ailleurs, il est connu depuis longtemps en métallurgie que la dimension des sous-grains est inversement proportionnelle à la contrainte suivant une loi du type:

$$d = K \mu b / \sigma$$

d = dimension moyenne des sous-grains
 K = constante de proportionnalité

Le mécanisme de recristallisation par désorientation des sous-grains conduit à une dimension de néoblastes qui serait héritée de la dimension des sous-grains; on peut donc s'attendre à ce qu'une relation du même type que pour les sous-grains soit valable dans le cas des néoblastes. En ce qui concerne l'autre mécanisme de recristallisation, nous avons vu que la nucléation dépend de la contrainte, ce qui conduit encore à envisager une expression du même type.

3.2.2 Application dans le cas des déformations naturelles

Ces relations entre la contrainte interne et des paramètres microstructuraux offrent la possibilité d'estimer les contraintes ayant opéré lors de la déformation plastique des roches. Un certain nombre de conditions doivent toutefois être satisfaites (NICOLAS 1978):

- Il faut admettre que la contrainte appliquée est du même ordre de grandeur que la contrainte interne. Cette condition est généralement acceptée.
- Il faut que les microstructures de dislocation considérées soient représentatives de l'écoulement étudié. Si l'on s'intéresse à l'écoulement principal responsable des structures macroscopiques, il faut que les paramètres considérés soient peu sensibles à la fois à un recuit ou à une petite déformation à contrainte élevée qui pourraient s'être produits après l'écoulement principal. Nous allons discuter cette question ci-dessous.
- Il faut enfin disposer d'un calibrage expérimental des paramètres choisis. Dans l'état actuel des choses, ce calibrage existe pour l'olivine et l'on dispose par ailleurs de quelques données préliminaires sur le quartz.

Le seul paramètre microstructural présentant une grande stabilité vis-à-vis des recuits et des poussées de contraintes tardives est la dimension des grains recristallisés. L'expérience dans les péridotites montre que le recuit qui altérerait la relation cherchée est tout à fait exceptionnel. Mon expérience me conduit à considérer que le mécanisme le plus commun dans les roches consiste en la désorientation des sous-grains, du moins tant que la contrainte n'est pas exceptionnellement élevée. Dans ces conditions il faut une déformation importante (probablement de l'ordre de quelques dizaines de pour-cent) pour induire une recristallisation et par conséquent on peut conclure qu'une structure de recristallisation acquise lors de l'écoulement principal est stable vis-à-vis d'une petite déformation tardive à contraintes élevées. Malheureusement, il existe des structures porphyroclastiques dans lesquelles la recristallisation est absente ou insuffisante pour permettre des mesures; dans ces conditions, je pense que l'on peut se servir de la dimension des sous-grains comme éventuel piézomètre.

Il conviendrait alors de distinguer les sous-grains observables au microscope optique en lumière polarisée, grâce au fait que leur désorientation est supérieure ou égale à 1° , des sous-grains que l'on peut observer au microscope électronique ou par décoration. Dans ce dernier cas, l'observation porte sur un continuum de sous-grains dont les désorientations croissent depuis zéro jusqu'à la limite d'une dizaine de degrés. Il semblerait que les sous-grains désorientés par plus d'un degré (observables en lumière polarisée) soient relativement stables vis-à-vis du recuit et puissent alors, moyennant un calibrage expérimental adéquat, être utilisés comme piézomètre. C'est d'ailleurs un fait d'observation que leurs dimensions est du même ordre de grandeur que celle des néoblastes qui en sont dérivés. Par contre, les parois de plus faible désorientation semblent pouvoir se défaire lors du recuit (RICOULT 1978).

Il faut toutefois tempérer l'ardeur que pourrait susciter le développement de cet outil nouveau et prometteur. Les fondements théoriques des relations proposées sont mal compris. Les calibrations expérimentales sont encore médiocres. Enfin, les altérations produites par les recuits et les déformations tardives dans les phénomènes naturels sont difficiles à apprécier.

4. Plasticité des péridotites et écoulement dans le manteau supérieur

4.1 Introduction

Nous allons montrer comment des études structurales sur des échantillons du manteau peuvent contribuer à la solution de problèmes tels que la cinématique des plaques et l'écoulement dans le manteau supérieur. Les deux principales sources de péridotites mantellaires sont les massifs ultrabasiques qui affleurent dans les chaînes orogéniques et les enclaves remontées à la surface par les basaltes et les kimberlites. Leurs études sont complémentaires: les enclaves sont de petits fragments d'un manteau éventuellement en cours d'écoulement tandis que les massifs présentent des surfaces considérables avec des structures d'écoulement normalement développées dans le manteau, mais ensuite altérées dans des conditions crustales. Dans les massifs de péridotites nous distinguons les massifs de harzburgite, faisant partie des complexes ophiolitiques et qui sont attribués au manteau supérieur sous les océans et d'autre part les massifs de lherzolite représentant généralement le manteau supérieur situé sous la croûte continentale. Les causes de l'écoulement dans ces contextes sont différentes mais les conditions physiques et les mécanismes sont semblables, induisant des structures et des orientations préférentielles également semblables.

Les études dans les enclaves contribuent à une meilleure compréhension de l'écoulement dans le manteau supérieur par la mise en évidence des mécanismes de l'écoulement et par l'estimation de certains paramètres physiques comme la contrainte, la température, la pression. Ces informations sont introduites dans une loi d'écoulement convenablement choisie et peuvent ainsi contribuer à la description rhéologique du manteau supérieur (COISY & NICOLAS 1978).

Les études entreprises dans les massifs conduisent à des résultats d'ordre cinématique et dynamique en ce qui concerne des bordures de plaques. Par ailleurs,

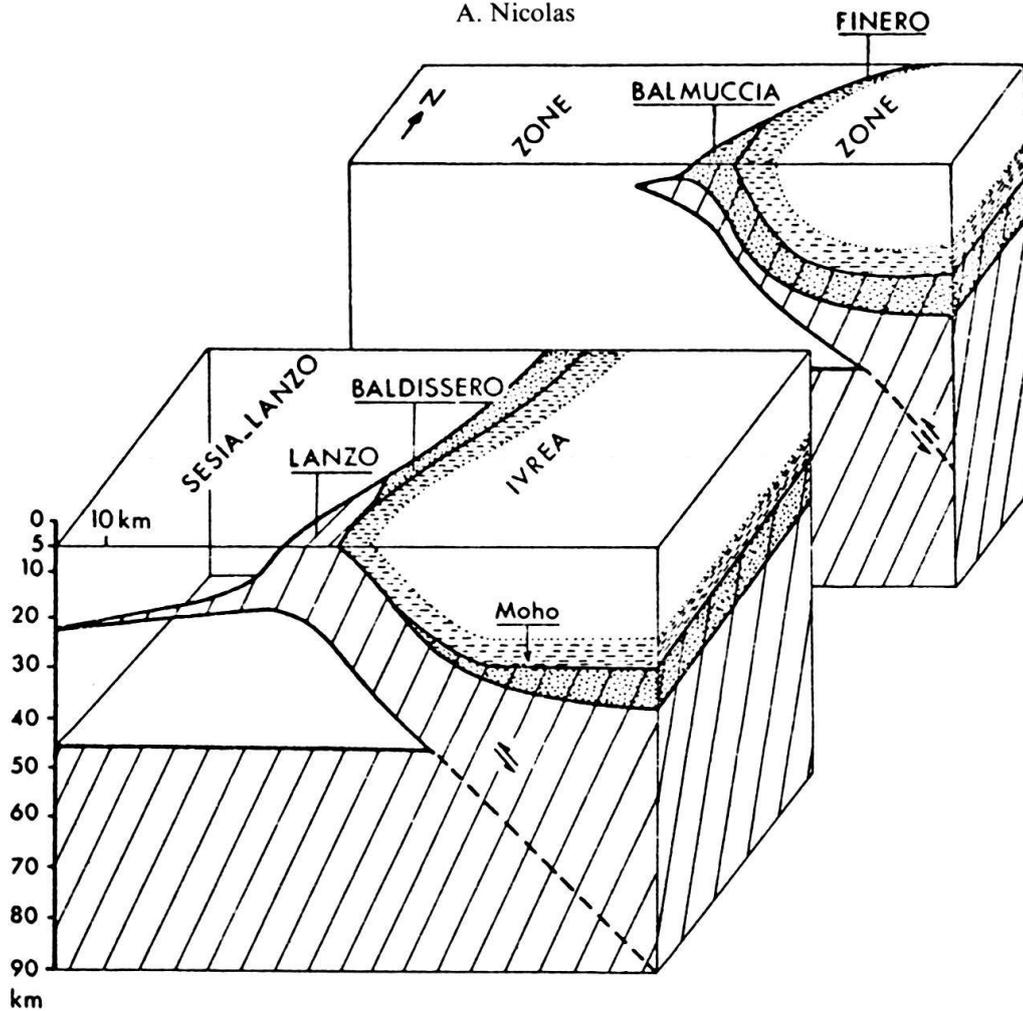


Fig. 9. Schéma des relations supposées entre les massifs de péridotites des Alpes internes et la zone d'Ivrée. *Rayures obliques* = manteau; *rayures obliques et pointillés* = sommet du manteau supérieur (Baldissero et Balmuccia); *tirets* = granulites basiques et ultrabasiques (Finero) de la zone d'Ivrée.

on peut relier les structures de l'écoulement plastique dans les harzburgites aux structures des autres termes du complexe ophiolitique et ainsi construire des modèles de croûte océanique et de dorsale.

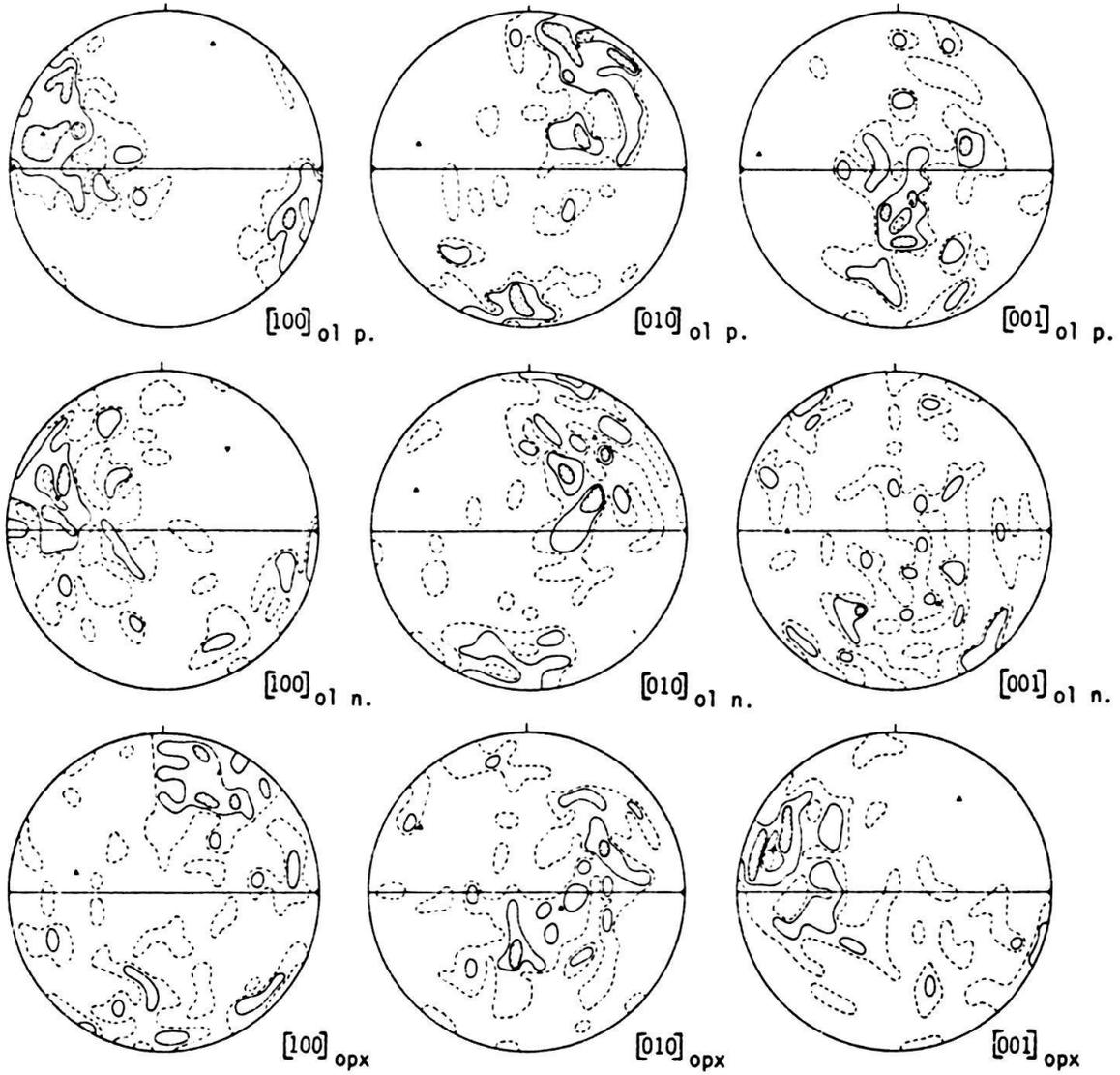
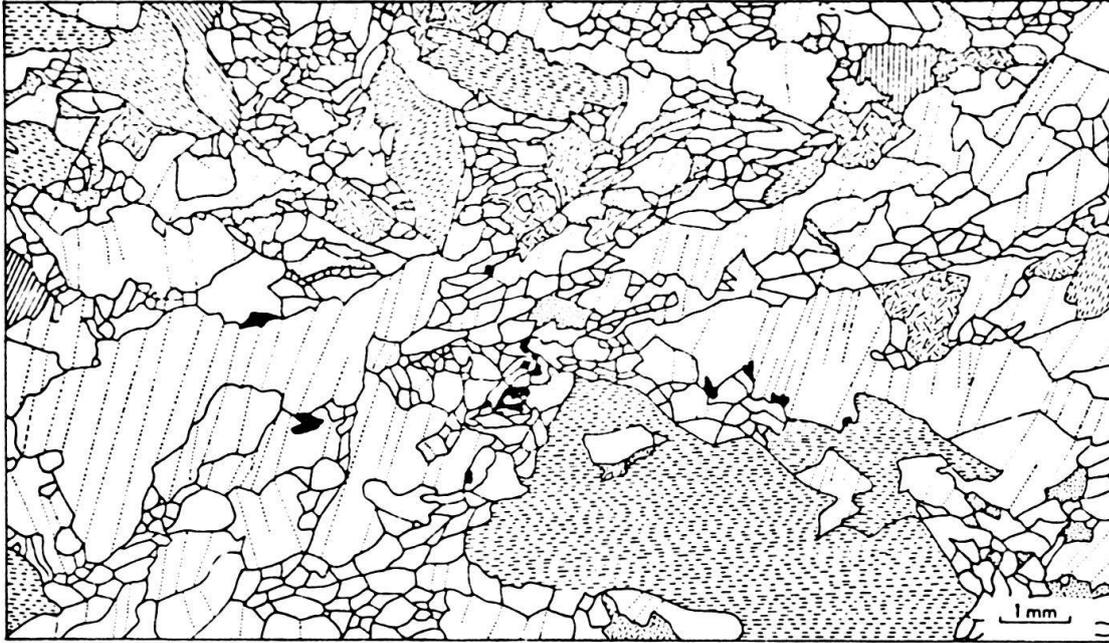
A titre d'exemple, je présenterai ci-dessous, très brièvement, l'analyse effectuée dans le massif de lherzolites de Lanzo (BOUDIER 1978).

4.2 *Écoulement dans le massif de Lanzo*

Les massifs de lherzolite sont souvent insérés dans des terrains métamorphiques de haut degré. Ce métamorphisme a parfois effacé la trace de l'écoulement plastique (cas des massifs de Finero ou du val d'Ossola dans les Alpes). Par contre, d'autres

Fig. 10. Dessin d'après photo d'une lame mince d'un échantillon de péridotite de Lanzo.

Plan XZ, X en E-W. L'olivine est en blanc, les sous-joints (100) sont en pointillé. L'enstatite est représentée en tirets qui sont parallèles au plan (100). Les feldspaths sont des pointillés, le diopside des hachures et le spinelle est en noir. Les orientations préférentielles sont données pour le même plan de projection XZ avec X en E-W.



massifs dont celui de Lanzo, présentent encore les stigmates d'un écoulement que l'on peut situer d'abord dans le manteau, puis dans la croûte inférieure.

Il occupe une position remarquable dans les Alpes, dans le prolongement de la zone d'Ivrée et le long de la suture, entre les plaques européenne et sud-alpine. On peut voir, sur la figure 9, qu'il est enraciné dans le manteau et qu'il provient du manteau sous-jacent à la plaque sud-alpine.

La figure 10 représente une microstructure typique de péridotites de Lanzo dans laquelle on reconnaît des porphyroclastes allongés et déformés et de petits néoblastes sans déformation. L'enstatite ne se présente qu'en porphyroclastes. Les orientations préférentielles correspondantes sont aussi représentées sur cette figure. Compte tenu de ce qui a été vu plus haut, on interprète l'orientation préférentielle des porphyroclastes d'olivine et d'enstatite comme étant due à un écoulement plastique rotationnel (cisaillement dextre sur la figure) et l'orientation des néoblastes comme résultant du mécanisme de la recristallisation par désorientation progressive des sous-grains.

La cartographie à l'échelle du massif des foliations et linéations correspondant aux éléments vus sur la figure 10 permet de dresser une carte cinématique. C'est d'ailleurs l'ensemble des opérations mises en jeu en vue de cette carte cinématique qui est schématisée sur la figure 8. La carte cinématique suggère un modèle d'intrusion décrit par la figure 11.

La mise en œuvre des piézomètres évoqués plus haut, permet de dresser une carte des contraintes liées à l'écoulement principal. Ce document met en évidence une répartition assez hétérogène des contraintes autour d'une valeur moyenne de l'ordre de 400 bar (fig. 12).

La température lors du fluage lié à l'intrusion est assez bien connue, puisque de la fusion partielle accompagne le processus. Cette fusion se produit dans le faciès lherzolite à feldspath. On en conclut que la température atteint 1200 °C pour une pression de confinement ≤ 8 kbar. Le fluage s'est ensuite poursuivi à l'état solide jusqu'à des températures inférieures à 1000 °C. Nous admettrons une valeur moyenne de 1100 °C et une pression de 5 kbar.

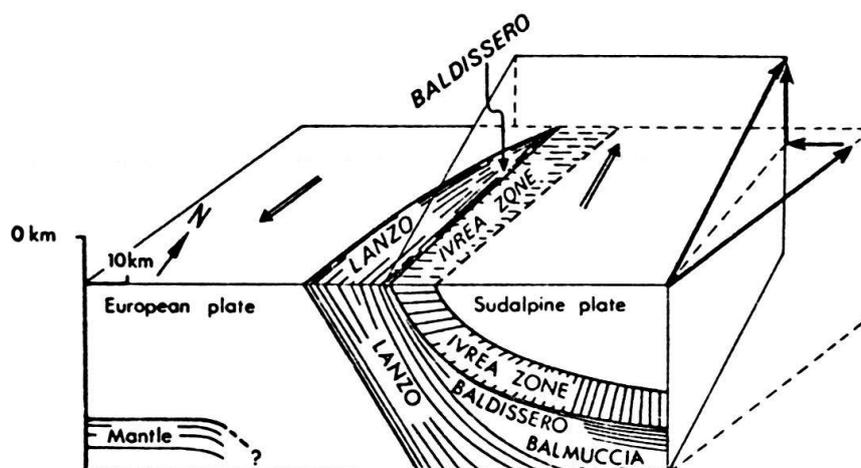


Fig. 11. Bloc diagramme illustrant le déplacement relatif de la plaque sud-alpine par rapport à la plaque européenne. Ce déplacement est déduit de la carte de la cinématique du massif de Lanzo.

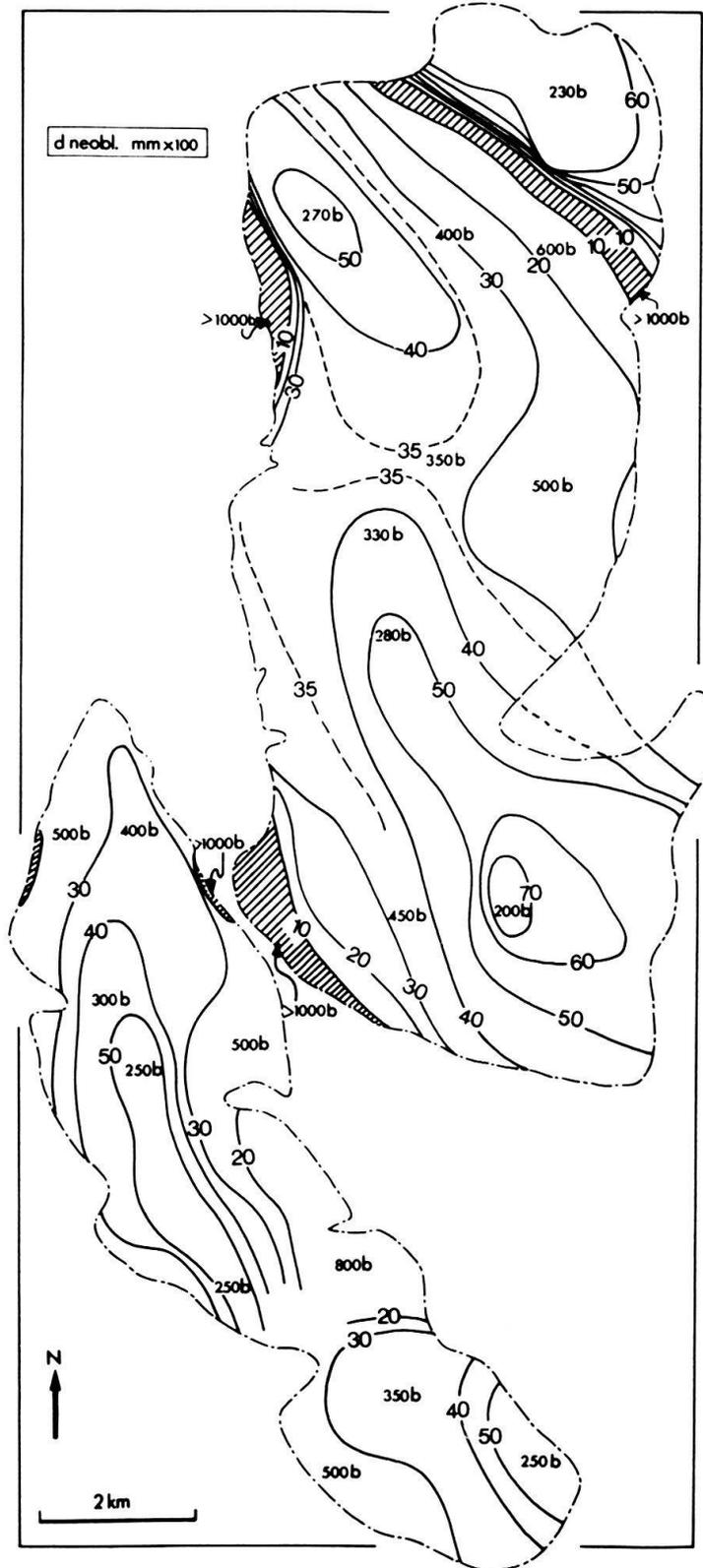


Fig. 12. Carte de la taille des néoblastes dans le massif de Lanzo (146 mesures). En raison de la proportionnalité inverse, ce document constitue aussi une carte des contraintes (en bar).

En introduisant ces diverses données dans la loi de fluage des péridotites de POST (1973), on peut calculer la vitesse de déformation:

$$\dot{\gamma} = 1,7 \cdot 10^9 \tau^{3,2} \exp. - \left(\frac{1,26 \cdot 10^5 + 263 P}{RT} \right)$$

$$\left(\tau = \frac{\sigma}{2} \text{ et } P \text{ en kbar, } T \text{ en } ^\circ\text{K} \right)$$

$$\dot{\gamma} \sim 5 \cdot 10^{-14} \text{ sec}^{-1}$$

L'épaisseur du massif étant de l'ordre de 20 km, cette vitesse de cisaillement correspond à un déplacement sur la figure 11 d'une plaque par rapport à l'autre à une vitesse de l'ordre de 3 cm/a.

Ce calcul conduit à une estimation approximative, simplement destinée à illustrer les applications possibles de ces études.

BIBLIOGRAPHIE

- BOUDIER, F. (1978): *Structure and petrology of the Lanzo peridotite massif (Piedmont Alps)*. - Bull. geol. Soc. Amer. 89, 1574-1591.
- BOULLIER, A.M., & GUEGUEN, Y. (1975): *SP-Mylonites: origin of some mylonites by superplastic flow*. - Contr. Mineral. Petrol. 50, 93-104.
- CARTER, N.L., & RALEIGH, C.B. (1969): *Principal stress directions from plastic flow in crystals*. - Bull. geol. Soc. Amer. 80, 1231-1264.
- COISY, PH., & NICOLAS, A. (1978): *Structure et géodynamique du manteau supérieur sous le Massif Central (France) d'après l'étude des enclaves des basaltes*. - Bull. Mineral. 101, 424-436.
- ETCHECOPAR, A. (1974): *Simulation par ordinateur de la déformation progressive d'un agrégat polycristallin*. - Thèse 3^e cycle, Nantes.
- FYFE, W.S. (1976): *Chemical aspects of rock deformation*. - Phil. Trans. r. Soc. London 283, 221-226.
- MARTIGNOLE, J., & SCHRIJVER, K. (1972): *Pétrologie et structure de l'anorthosite de Morin*. - 24^e Congr. géol. int. Montréal, Livret guide B 01, 1-26.
- NICOLAS, A. (1978): *Stress estimates from structural studies in some mantle peridotites*. - Phil. Trans. r. Soc. London 288, 49-57.
- NICOLAS, A., & POIRIER, J.P. (1976): *Crystalline plasticity and solid state flow in metamorphic rocks*. - Wiley, London.
- POIRIER, J.P. (1975): *On the slip systems of olivine*. - J. geophys. Res. 80, 4059-4061.
- POST, R. (1973): *The flow laws of Mt Burnett dunite*. - Ph.D. Thesis, Univ. Calif. (Los Angeles).
- RAMSAY, J.G. (1967): *Folding and fracturing of rocks*. - Mc Graw-Hill, New York.
- RICOULT, D. (1978): *Recuit expérimental de l'olivine*. - Thèse 3^e cycle, Nantes.
- SCHMID, S.M., BOLAND, J.N., & PATERSON, M.S. (1977): *Superplastic flow in fine grained limestone*. - Tectonophysics 43, 257-291.