Quand l'anisotropie sismique dévoile les écoulements dans le manteau terrestre

Édouard Kaminski[1] et Andréa Tommasi[2]

1 Laboratoire de Dynamique des Systèmes Géologiques, Institut de Physique du Globe de Paris et Université Denis Diderot – Paris VII
2 Laboratoire de Tectonophysique, CNRS et Université Montpellier II

Introduction

La Terre est une planète active ; les volcans, les tremblements de terre, la tectonique des plaques sont le reflet en surface des mouvements de convection qui animent l'intérieur de notre planète. La description des mouvements de surface des grandes plaques lithosphériques est aujourd'hui très complète, grâce à l'utilisation des techniques satellitaires, GPS et interferomètriques, pour l'actuel, et l'utilisation des différents marqueurs de déformation et chronomètres géologiques pour les anciennes zones actives. À l'inverse, les circulations de grande échelle qui brassent l'intérieur du manteau silicaté de la Terre ne sont pas accessibles à l'observation directe. Cette frustration est à l'origine des grands débats séculaires qui agitent la communauté des Sciences de la Terre, comme le couplage entre les plaques et le manteau convectif ou encore l'origine des points chauds.

La propagation des ondes sismiques générées par les grands tremblements de terre nous permet de sonder les profondeurs de la Terre selon des méthodes proches de celles de l'imagerie médicale. La tomographie sismique fournit ainsi des cartes de vitesses des ondes en fonction de la profondeur, lesquelles sont usuellement interprétées comme des variations de densité en fonction de la température. Si ces anomalies de densité nous donnent une idée de la répartition des forces d'Archimède, moteur de la convection, elles ne donnent toutefois pas de description des mouvements qui y sont liés. Connaître les mouvements qui affectent le manteau nécessite alors d'utiliser une autre caractéristique de la propagation des ondes sismiques dans le manteau, son anisotropie.

L'Anisotropie Sismique

L'isotropie parfaite n'est pas un élément naturel de notre environnement. Au contraire, l'anisotropie des propriétés de transport des matériaux, c'est-à-dire, leur variation en fonction de la direction, est une règle quasi générale, mais souvent négligée en raison de la complexité qu'elle introduit dans la résolution des problèmes physiques. En Sciences de la Terre notamment, l'anisotropie de propagation de la lumière dans les minéraux (la biréfringence) a été très tôt utilisée pour identifier les phases minérales (Figure1).

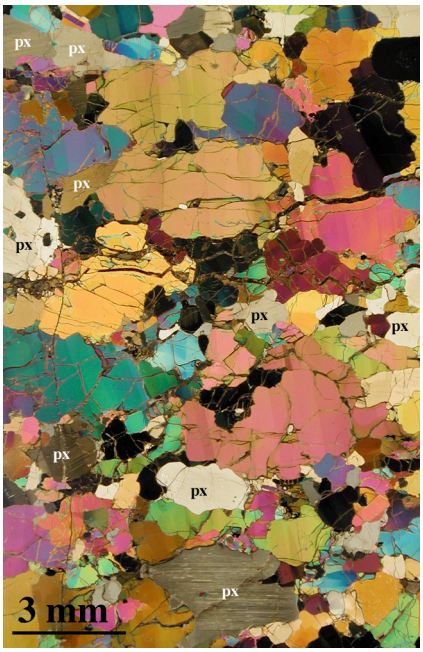

Fig 1. Image en lumière polarisée analysée d'une lame mince de péridotite; roche mantellique typique composée de 65% d'olivine (grains colorés) et 35% de pyroxènes (px, en différentes tonalités de gris). Les couleurs sont fonction de l'orientation du réseau cristallographique de chaque grain par rapport à la polarisation initiale de la lumière incidente.

De façon équivalente, les minéraux présents dans le manteau (ca. 60% d'olivine et 40% de pyroxènes) ne sont pas isotropes pour la propagation des ondes sismiques. Ces minéraux sont orthorhombiques et leur maille cristalline est définie par l'orientation et la longueur de trois axes cristallins, *a*, *b* et *c*. Dans le cristal d'olivine, l'axe *a* est l'axe de propagation rapide pour les ondes de compression (ondes P) et l'axe *c* est l'axe de propagation lente. La différence de propagation des vitesses entre ces deux axes atteint 25%. Pour des longueurs de propagation kilométriques, cette différence est suffisante pour générer un retard de temps d'arrivée du signal sismique de quelques secondes entre les ondes propagées dans la direction rapide et celles propagées dans la direction lente. Dans le cas des ondes de cisaillement (ondes S), la différence de vitesse est plus faible, de l'ordre de 10%. Toutefois, les ondes de cisaillement sont particulièrement intéressantes en sismologie anisotrope en raison du phénomène de biréfringence. En effet, lorsqu'une onde de cisaillement, caractérisée par une certaine polarisation initiale, traverse un milieu anisotrope, elle se sépare en deux ondes polarisées orthogonalement et se propageant avec des vitesses différentes. Lors de leur enregistrement, les deux ondes ainsi générées vont apporter non seulement une information sur le pourcentage d'anisotropie ou l'épaisseur de la couche anisotrope, indiquée par le délai en temps entre les arrivées des deux ondes, mais également une information sur l'orientation des cristaux, indiquée par la direction de polarisation de la première arrivée.

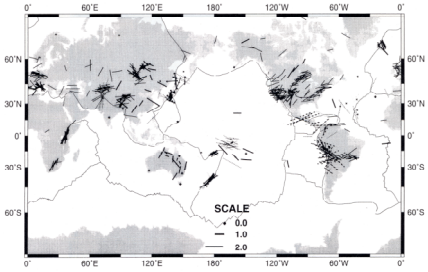

Fig 2. Carte globale des mesures de biréfringence sur ondes S télésismiques[1]. L'orientation des barres donne la direction de propagation rapide et la taille des barres est proportionnelle à la différence de temps d'arrivée entre ondes rapide et ondes lente.

Si le manteau terrestre était formé d'un seul cristal d'olivine, les choses seraient simples : la polarisation des ondes S rapide serait toujours la même et nous indiquerait directement l'orientation du cristal d'olivine. Quant au pourcentage d'anisotropie, il depen-

drait uniquement de la direction de propagation des ondes par rapport à l'orientation du cristal. Si l'on observe une carte récente des directions et pourcentages d'anisotropie enregistrés par les ondes de cisaillement télésismiques dans le manteau supérieur (Figure 2), on voit clairement que les temps de retard ne sont pas les mêmes partout, et que les directions sont également très variables, même si elles apparaissent organisées régionalement. Cette observation est en accord avec un manteau composé par des agrégats polycristallins d'olivine et pyroxène (les roches mantelliques), mais cela ne suffit pas à expliquer les variations observées… Celles-ci tiennent au fait que les cristaux qui forment les agrégats sont orientés. Un agrégat d'olivines présentant une distribution uniforme des orientations des cristaux aurait des propriétés isotropes ; les ondes S traversant cet agrégat ne seraient pas soumises au phénomène de biréfringence. Si à l'opposé, on imagine que tous les minéraux dans un agrégat sont orientés dans la même direction, alors les propriétés de l'agrégat sont les mêmes que celles d'un cristal individuel. Sur Terre, nous sommes entre ces deux cas, et l'anisotropie enregistrée nous renseigne sur le degré d'organisation, visiblement variable, des cristaux dans le manteau.

Cette organisation des cristaux d'olivine, caractérisée par des orientations localement homogènes, mais variables à l'échelle de la planète, suggère, intuitivement, qu'elle soit associée à des écoulements dans le manteau. En effet, l'écoulement convectif qui anime le manteau terrestre se compose par des flux ascendants dans les zones chaudes au niveau des dorsales océaniques ou des panaches mantelliques, des flux descendants associés au plongement des plaques froides dans les zones de subduction et des mouvements essentiellement tangentiels sous les plaques. De même, la déformation des plaques tectoniques varie fortement entre les zones de convergence qui donnent origine aux chaînes de montagnes, les zones en extension comme le rift Est-Africain ou celles dominées par des mouvements tangentiels comme la faille de San Andreas en Californie.. Toutefois, les cristaux ne sont pas des paillettes passives qui s'alignent en fonction de l'écoulement d'un fluide, mais forment le fluide lui-même... Leur orientation est donc une conséquence de la déformation interne du fluide, elle même fonction des gradients de vitesse dans l'écoulement.

Déformation Plastique et Orientation des Réseaux Cristallins des Minéraux

Pour comprendre le lien entre un écoulement à grande échelle dans le manteau et le développement d'orientations préférentielles des cristaux, on procède comme souvent en Sciences de la Terre par allers-retours successifs entre observation d'échantillons naturels, expériences de laboratoires et modèles théoriques.

Des informations clefs sont apportées par les échantillons de roches mantelliques, les péridotites, qui sont remontés à la surface sous forme de nodules (le plus souvent >20 cm de diamètre) inclus dans les laves de volcans, ou sous la forme de massifs d'échelle kilométrique remontés dans des grandes failles. On mesure sur ces échantillons les orientations cristallographiques des minéraux, représentées ensuite par leur projection sur des stéréogrammes, ou figures de pôles. Dans le cas de l'olivine, on représente traditionnellement les figures de pôles pour les axes *a*, *b* et *c*, soit [100], [010], et [001] du réseau cristallin. La figure 3 présente les orientations des cristaux d'olivine dans un nodule de péridotite remonté de plus de 80 km de profondeur par le magmatisme kimberlitique en Afrique du Sud. On remarque que l'orientation des minéraux n'y est pas quelconque : les axes *a* et *c* sont dispersés dans un plan, alors que les axes *b* sont rassemblés autour d'une direction. Connaissant les propriétés élastiques de cristaux qui composent une roche et la distribution d'orientations, on peut calculer l'anisotropie sismique qui y est associée, ici proche de 8% pour les ondes de compression. L'analyse d'un grand nombre de péridotites confirme sque, dans le manteau, les minéraux peuvent s'orienter préférentiellement et donner naissance à une anisotropie sismique mesurable.

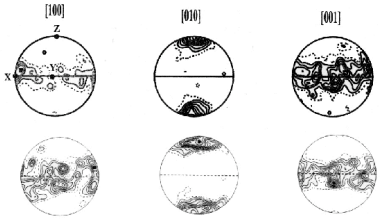

Fig 3. Haut: orientations préférentielles de l'olivine dans un nodule de péridotite ([100]=axe a, [010]=axe b, [001]=axe c) [3]. Bas: orientations préférentielles de l'olivine dans un échantillon de péridotite déformé en laboratoire [2].

Une deuxième source d'information est la réalisation d'expériences de déformation contrôlée en laboratoire. L'utilisation de presses à gaz nous permet de déformer d'échantillons polycristallins d'olivine à des températures similaires à celles prévalentes dans le manteau supérieur et des pressions de confinement de 300 MPa.On mesure alors les orientations préférentielles générées en fonction de la déformation. La figure 3 (bas) montre les orientations cristallographiques développées dans un échantillon polycristallin d'olivine déformé en compression uniaxiale, pour une compression de 58%. En comparant ces résultats à ceux obtenus pour les mesures sur l'échantillon naturel, on observe que les deux orientations préférentielles sont très proches. On en conclut que non seulement une déformation est bien à l'origine de l'orientation préférentielle dans l'échantillon mantellique, mais qu'en plus cette déformation était probablement une compression uniaxiale. Bien sûr il est exclu que la déformation dans le manteau soit toujours simplement une compression uniaxiale. Pour interpréter les mesures d'anisotropie sismique en termes d'écoulement mantellique, il faut donc comprendre comment s'orientent les cristaux dans un écoulement a priori quelconque.

Une sphère de fluide soumise à une déformation dans un écoulement se déforme en un ellipsoïde, dit de déformation finie, dont l'allongement au cours du temps est proportionnel au taux de déformation local. Dans le cas d'un minéral, les choses sont plus complexes. En effet, dans les conditions thermiques du manteau supérieur, les cristaux se déforment plastiquement par mouvement de défauts cristallins linéaires, les dislocations, selon des directions fixées, contenues dans des plans de glissement. Parmi ces systè-

mes de glissement passibles d'être activés (dans le cristal d'olivine, ils sont essentiellement trois), ne sont actifs que ceux sur lesquels la contrainte tangentielle est supérieure à une contrainte seuil qui donne la « résistance» du plan, la cission critique. Ainsi, la déformation d'un cristal est fonction des cissions critiques des systèmes de glissement et de leur orientation dans le champ de contrainte. Dans le cas d'une compression uniaxiale, les systèmes dont les plans sont perpendiculaires à la direction de compression ne seront pas activés par exemple. La déformation d'un cristal se décompose alors en un tenseur symétrique, somme des glissements sur les différents plans de cisaillements, et un tenseur asymétrique qui correspond à la rotation solide des cristaux. De même que la partie symétrique du tenseur, la rotation dépend elle aussi de l'orientation du cristal, ce qui fait naître une orientation préférentielle.

Si la déformation plastique par glissement de dislocations permet de comprendre comment s'organisent les alignements de cristaux dans un champ de déformation donné, elle ne suffit pas tout à fait à expliquer l'ensemble des données expérimentales. En effet, un autre mécanisme, mettant en jeu des processus de diffusion atomique, joue aussi un rôle fondamental lors de la déformation des roches mantelliques: la recristallisation dynamique. Durant la déformation plastique, la densité des agents de la déformation, les dislocations, augmente. A chaque dislocation est associée une distorsion du réseau cristallin et donc un champ de contrainte élastique. L'accumulation de dislocations produit alors une augmentation de l'énergie interne (plastique) du cristal. La recristallisation dynamique est le processus qui permet aux cristaux de diminuer leur énergie plastique en « consommant » les dislocations. Pour cela deux mécanismes sont possibles : (1) la nucléation de nouveaux grains par réorganisation des dislocations en parois qui par misorientation progressive se transforment en joints de grain et (2) la migration des joints de grains depuis les grains à faible énergie (faible densité de dislocations) vers les grains à forte énergie (forte densité de dislocations). La déformation d'un grain, et donc sa densité de dislocations, dépendent de son orientation. Ainsi l'énergie d'un grain et donc son évolution pendant la recristallisation dynamique dépendent elles aussi de son orientation. De ce fait, la recristallisation dynamique peut modifier de façon significative les orientations des cristaux produites par la déformation par glissement de dislocations dans une roche.

Lors de la recristallisation, dans un cristal donné, les processus de nucléation et croissance sont en concurrence. Si le cristal est riche en dislocations, il tend à être envahi pas ses voisins, à une vitesse proportionnelle à la différence d'énergie et à la mobilité des joints de grains. Cependant, si sa densité de dislocations est assez forte, ces dernières ont une plus grande probabilité de se réorganiser et de former un nouveau joint de grain séparant des nuclei à l'énergie plastique extrêmement faible et ayant donc un taux de croissance très fort. L'évolution globale des agrégats est donc fonction d'une probabilité de nucléation et d'une vitesse de migration des joints de grains. Plus la vitesse de migration est élevée, plus la marque de la recristallisation dynamique se fera sentir vite et intensément dans l'agrégat. Si la probabilité de nucléation est faible, les grains favorisés par la migration vont êtres les grains peu déformés et pauvres en dislocations. Si la probabilité de nucléation est forte, les grains très déformés vont recristalliser; les nouveaux grains, dont l'orientation est contrôlée par celle du grain parent, auront une faible énergie et seront ainsi favorisés lors de la migration des joints de grain. L'analyse de l'évolution des orientations cristallographiques dans les expériences de déformation en laboratoire et dans les roches déformées naturellement montre que les orientations dont la déformation est facile prédominent, ce qui suggère une recristallisation avec une probabilité de nucléation forte (figure 4).

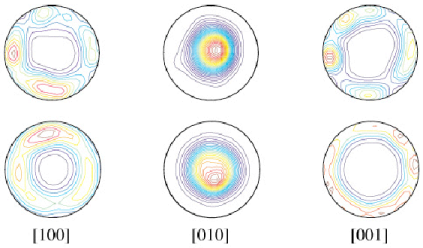

Fig 4. Comparaison entre données expérimentales en compression uniaxiale (première ligne) et les prédictions du modèle de recristallisation dynamique pour une forte probabilité de nucléation (seconde ligne) [4].

L'évolution des orientations cristallographiques d'olivine dans le manteau en réponse à un écoulement donné peut donc être prédite par des modèles de plasticité cristalline [5,6,7]. Ces prédictions sont encore plus proches des observations sur des péridotites déformées expérimentalement, si la recristallisation dynamique est aussi simulée [4]. Nous avons donc les outils nécessaires pour calculer l'évolution des orientations des cristaux dans un agrégat pour une déformation donnée. Toutefois dans la Terre, contrairement aux expériences de laboratoire, la déformation n'est pas constante, mais varie au sein des écoulements convectifs. Il nous faut donc franchir une nouvelle étape, celle du développement de l'anisotropie dans un champ de déformation quelconque et variable.

Organisation à Grande Échelle de l'Anisotropie dans le Manteau

La déformation plastique par glissement de dislocations et recristallisation dynamiqueest donc un processus efficace pour organiser les orientations des cristaux qui composent une roche. Les simulations numériques suggèrent que les cristaux tendent à s'aligner dans une direction bien particulière pour une déformation donnée : celle qui correspond à une rotation nulle des cristaux et à une déformation maximale. On désigne par ISA (pour Infinite Strain Axis) cette direction. On peut noter que si elle correspond à la direction limite sur laquelle s'alignent les minéraux, en général elle ne correspond pas directement à la direction de l'écoulement. Toutefois l'ISA et l'alignement des cristaux sont parallèles à la direction d'écoulement pour des écoulements planaires de type cisaillement simple, qui semblent être communs dans la Terre. De plus, le degré d'alignement dépend également de la régularité de l'écoulement. En effet, dans le cas d'une convection fortement turbulente, les directions du champ de vitesse et les orientations de la déformation changent plus rapidement que les minéraux ne s'orientent dans l'écoulement et l'anisotropie sera très complexe. Au contraire, dans des mouvements calmes

et réguliers, les minéraux ont le temps de s'aligner, et l'anisotropie fournit une image très fortement corrélée à l'écoulement. Pour quantifier l'interaction entre ces deux processus on fait, comme en dynamique des fluides classique, appel à un nombre sans dimension. Ce nombre est défini par le rapport de l'échelle de temps caractéristique pour l'alignement des cristaux avec la direction ISA, et l'échelle de temps des variations de la direction ISA dans l'écoulement. On montre alors que ce paramètre sans dimension, désigné par l'acronyme GOL, pour « Grain Orientation Lag », doit être inférieur à 0.5 pour que les minéraux s'alignent avec l'écoulement [8]. Pour des valeurs supérieures, il y a toujours un décalage entre l'orientation moyenne des minéraux et la direction de l'écoulement.

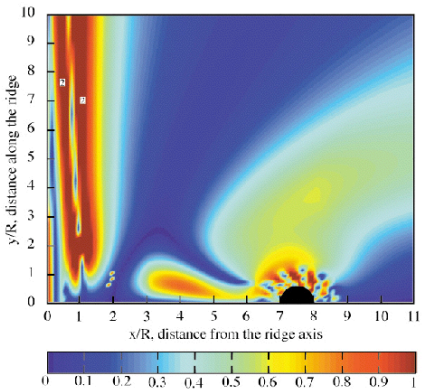

Fig 5. Simulation de l'arrivée d'un panache (rond noir) sous la lithosphère près d'une dorsale. Les valeurs fortes du paramètre GOL, en rouge correspondent aux zones où les mesures d'anisotropie sismique ne peuvent pas être interprétés directement en termes d'écoulement: la dorsale, l'écoulement de retour à l'avant du panache et sa zone d'étalement parabolique [8].

Lorsque l'on s'intéresse à un écoulement convectif, le paramètre GOL permet un diagnostique rapide de l'anisotropie sismique. Dans les zones où GOL est très inférieur à 0.5, les directions de polarisation de l'onde S rapide indiquent directement les directions d'écoulement. Dans les zones où GOL est grand au contraire, l'anisotropie ne peut pas être utilisée directement : il faut alors calculer les orientations cristallographiques produites par l'écoulement, puis l'anisotropie sismique associée et la comparer à celle observée. Si l'interprétation est plus complexe dans ce cas, les informations sont plus riches également puisqu'elles dévoilent les structures fines de l'écoulement dans des zones perturbées. Le cas d'un panache mantellique est illustré figure 5 où l'on voit que le paramètre GOL est très grand là où le panache s'écrase sous la lithosphère, c'est-à-dire dans la zone la plus intéressante...

Conclusion : vers une Convection Anisotrope

Nous avons rapidement exposé comment on pouvait établir des modèles de déformation plastique qui couplés à des modèles d'écoulement permettent d'interpréter les données d'anisotropie sismique [e.g., 8,9]. Toutefois, s'il existe une orientation préférentielle des minéraux qui composent le manteau, alors non seulement les propriétés sismiques, mais également les propriétés thermiques et mécaniques de cette couche sont anisotropes. En effet, comme l'olivine possède moins de 5 systèmes de glissement indépendants qui n'ont pas tous la même dureté, et que l'activité d'un plan dépend de l'orientation du minéral, la viscosité d'un agrégat polycristallin riche en olivine dépend elle aussi de la distribution des orientations [10]. De même, la conduction de la chaleur dans les roches mantelliques dépend fortement des orientations préférentielles de réseau des cristaux d'olivine (Figure 6). Les différences de conductivité sont assez fortes pour changer le flux de chaleur mesuré à l'aplomb d'une zone où les cristaux d'olivine sont alignés verticalement (sous les dorsales) et sous les zones où les cristaux d'olivine sont plutôt alignés horizontalement (sous les plaques).

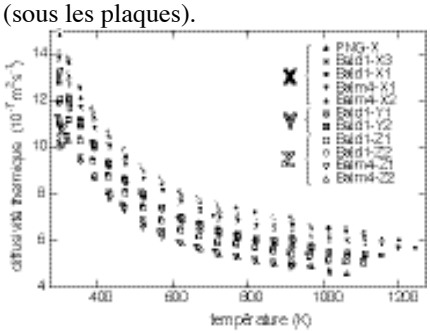

Fig 7. Variation de la conductivité thermique dans les roches mantelliques en fonction de l'orientation;X correspond à la paléodirection d'écoulement figée, caractérisée par l'alignement préférentiel des axes [100] des cristaux d'olivine et Z la normale au paléoplan d'écoulement, caractérisé par l'alignement des axes [010] [11].

Il apparaît donc que si l'écoulement contrôle l'orientation des cristaux d'olivine dans le manteau, l'orientation elle-même exerce une rétroaction sur l'écoulement, en modifiant sa viscosité et en affectant les transferts de chaleur qui eux-mêmes influent sur les anomalies thermiques à l'origine de la convection. La nouvelle étape dans la compréhension de la convection du manteau supérieur sera donc probablement l'intégration de cet effet des orientations cristallographiques sur l'écoulement . Nous lèverons alors un peu plus le voile sur les mouvements cachés au sein du manteau supérieur.

Références

[1] M. K. Savage, *Reviews of Geophysics*, **37**, 65 (1999)

[2] A. Nicolas, F. Boudier et A. M. Boulier, Am. J. Sci., **273**, 853 (1973)

[3] W. Ben Ismaïl et D. Mainprice, *Tectonophysics*, **296**, 145 (1998)

[4] E. Kaminski et N. Ribe, *Earth Planet. Sc. Lett.*, **189**, 253 (2001)

[5] N.M. Ribe, *J. Royal Astron. Soc.*, **97**, 199 (1989)

[6] Y.B. Chastel, P.R. Dawson, H.-R. Wenk and K. Bennet, *J. Geophys. Res.*, **98**, 17757 (1993)

[7] A. Tommasi, D. Mainprice, G. Canova et Y. Chastel, *J. Geophys. Res.* **105**, 7893 (2000)

[8] E. Kaminski et N. Ribe, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, **8**, 1 (2002)

[9] A. Tommasi, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **160**, 1 (1998)

[10] A. Tommasi et A. Vauchez, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **185**, 199 (2001)

[11] A. Tommasi, B. Gibert, U, Seipold, et D. Mainprice, *Nature*, **411**, 783 (2001)