

Techniques, méthodes et outils pour la quantification du métamorphisme

Les roches métamorphiques sont des cibles de premier choix pour l'étude des processus physiques et chimiques à l'œuvre dans la lithosphère terrestre. Ces roches affleurent généralement à la limite des plaques tectoniques, au cœur des chaînes de montagnes appelées ceintures métamorphiques, où elles ont été extrudées lors d'épisodes orogéniques. Le nom de « roche métamorphique » provient directement du processus mis en cause appelé métamorphisme qui consiste à transformer la roche originale, à l'état solide, durant son enfouissement et son exhumation. L'étude des roches métamorphiques est cruciale à différents niveaux, que ce soit pour la compréhension des transformations minérales, ou encore pour reconstruire l'histoire géodynamique et comprendre la formation d'une chaîne de montagne. Dans ce contexte, l'étude des roches

métamorphiques a principalement pour but d'étudier l'évolution de la lithosphère terrestre.

Dans le détail, les roches métamorphiques sont complexes. La première raison de cette complexité dérive directement des transformations minérales qui interviennent dans la roche. Ces changements de phases sont fortement influencés par différents facteurs comme la composition initiale de la roche (X), son homogénéité chimique, les conditions de pression et de température (P,T), la déformation (ϵ), ou encore par exemple par la fugacité d'oxygène (fO_2) et l'activité des volatils comme l'eau (a_{H_2O}). La thermodynamique apporte au pétrologue une base physique utile pour prédire les changements de phases qui vont avoir lieu dans une roche métamorphique pour différentes conditions P - T - fO_2 - a_{H_2O} . Les modèles thermodynamiques

Un outil pour l'analyse chimique : la microsonde électronique

La microsonde électronique a été inventée en 1951 par le physicien français Raimond Castaing. Elle permet de mesurer avec une grande précision la composition chimique d'un solide à l'échelle du micromètre. Le principe consiste à bombarder l'échantillon avec un faisceau d'électrons puis à analyser le spectre de rayons X émis. En effet, lors du bombardement, certains électrons des atomes qui constituent la cible sont éjectés, processus entraînant une migration d'un électron depuis une couche périphérique vers une couche plus interne. La différence d'énergie entre cette transition et celle de l'électron éjecté est compensée par l'émission d'un photon. La longueur d'onde et l'énergie de ce photon sont caractéristiques d'une transition ($K\alpha$, $K\beta$, $L\alpha$...) pour un élément chimique donné. L'analyse du spectre de rayons X émis permet ainsi d'obtenir une estimation qualitative de la composition élémentaire de la cible. Les analyses ponc-

tuelles consistent à mesurer le spectre de rayons X émis par l'échantillon en un point donné pendant plusieurs minutes. L'utilisation de standard dont la composition est connue permet d'obtenir une analyse quantitative couramment exprimée en poids d'oxyde. Les constituants majeurs des minéraux métamorphiques couramment mesurés sont : SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , FeO , MnO , MgO , CaO , Na_2O et K_2O . Les cartographies élémentaires qualitatives consistent à mesurer le nombre de photons qui atteignent le détecteur pendant un laps de temps très court (100-300 ms) en déplaçant progressivement l'échantillon afin de cartographier une zone donnée. Nous décrivons dans la partie « caractérisation chimique des roches métamorphiques » comment il est possible, à l'aide d'approches modernes, de standardiser ces cartes pour obtenir des cartes de concentrations d'éléments, exprimées en poids d'oxydes.

comme les diagrammes de phases ou la technique du multi-équilibre (voir ci-dessous) utilisent les propriétés des phases minérales connues à partir de résultats expérimentaux et ont permis de faire des avancées significatives dans la compréhension des processus tectono-métamorphiques. Cependant, afin de modéliser le comportement des roches naturelles, il est au préalable nécessaire de caractériser en détail ces échantillons, en particulier la composition chimique des phases minérales et le cas échéant, leurs variabilités.

La deuxième raison à l'origine de la complexité des roches métamorphiques provient du fait que plusieurs stades métamorphiques distincts peuvent intervenir au cours d'un même cycle d'enfouissement et d'exhumation – mais aussi au cours de cycles différents séparés de plusieurs centaines de Ma – entraînant une croissance séquentielle des phases à différentes époques (t). Comme le rééquilibrage est souvent incomplet, des assemblages locaux cristallisés lors de différents stades pression-température-déformation-temps (P-T-ε-t) sont couramment préservés dans un même échantillon de roche. Reconstruire le trajet P-T-ε-t de tels échantillons en utilisant des modèles thermodynamiques est crucial pour la compréhension de l'histoire de cette roche, mais la tâche est loin d'être aisée, comme nous allons le voir dans la troisième partie de cet article grâce à l'étude d'une éclogite himalayenne provenant du massif de Stak au Pakistan.

Les éclogites sont des roches clés pour étudier l'évolution des chaînes de montagnes. Depuis la formation de leur protolithe, jusqu'à leur exhumation à la surface en passant par leur enfouissement dans les zones de subduction, elles enregistrent les bribes d'une histoire complexe qui constitue pour le géologue un témoin d'une grande valeur. À quelles profondeurs ces roches ont-elles pu s'enfoncer ? À quelles pressions et températures maximales ont-elles été soumises ? Comment ces éclogites se retrouvent-elles aujourd'hui à la surface à plus de 3 000 m d'altitude ? Ces questions fondamentales permettent de donner un cadre aux processus tectoniques à l'œuvre lors de la genèse et de la formation des chaînes de montagnes et de mieux comprendre l'histoire de leur formation.

Caractérisation chimique des roches métamorphiques : une approche micro-cartographique quantitative

La connaissance de la composition chimique d'une roche métamorphique dans son ensemble – appelée composition roche totale – ainsi que celles des phases minérales qui la composent est indispensable pour appliquer la géothermobarométrie quantitative et estimer les conditions P-T d'un assemblage métamorphique. Pour obtenir la composition de la roche totale, la méthode classique consiste à broyer l'échantillon et à utiliser un spectromètre de fluorescence X pour mesurer

la composition chimique de la poudre ainsi obtenue. Les principales limites de cette technique résident dans la possible hétérogénéité du matériel analysé et ouvre donc la porte à la question de la représentativité de la composition moyenne produite. Concernant la composition chimique des phases minérales, elle est estimée in situ sur des lames minces de roche polies de 30 µm d'épaisseur à l'aide d'une microsonde électronique (voir encadré – un outil pour l'analyse chimique : la microsonde électronique). En mode ponctuel, la composition chimique moyenne d'un volume d'environ 1 µm³ du minéral cible peut-être estimée avec une grande précision, de l'ordre de 1 % pour les constituants majeurs comme SiO₂, Al₂O₃ et parfois FeO, MgO, CaO et K₂O. Cependant, même si une journée d'analyse permet d'obtenir jusqu'à 350 analyses ponctuelles, elles ne représentent qu'une vision limitée de la variabilité chimique naturelle des phases d'une roche métamorphique. C'est pourquoi des techniques de micro-cartographie chimique quantitative ont été mises au point afin de combiner la vision en 2D des cartographies élémentaires qualitatives (voir encadré – un outil pour l'analyse chimique : la microsonde électronique) et l'information quantitative des analyses ponctuelles (p. ex. De Andrade *et al.*, 2006). La procédure de standardisation consiste à choisir un groupe de pixels sur les cartes chimiques pour lesquels on a mesuré au préalable les compositions grâce à des analyses ponctuelles. En raison des effets de matrices sur la production et la réabsorption des rayons X, cette opération n'est valide que pour un domaine de chimie restreint, et doit donc être appliquée successivement à toutes les phases. Des cartes de poids d'oxydes sont ensuite générées à l'image de celle du CaO en poids d'oxydes reportée sur la figure 2-6C.

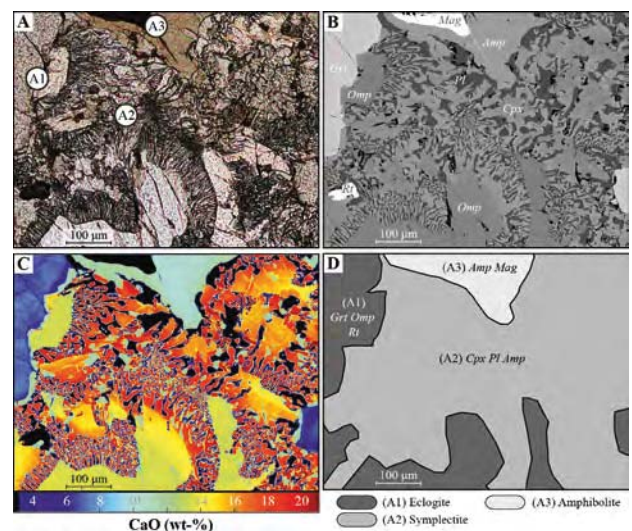


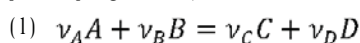
Fig. 2-6. – Zone d'étude de l'éclogite de Stak d'une dimension de 0,52 mm × 0,67 mm. (A) Vue de la lame mince au microscope polarisant en lumière transmise naturelle. (B) Image de électrons rétrodiffusés (BSE⁺, voir texte) mesurée à la microsonde électronique. (C) Carte chimique CaO standardisée à l'aide du programme XMapTools. (D) Carte des différents assemblages minéralogiques observés (A1) éclogite, (A2) symplectite, (A3) amphibolite. Les abréviations suivantes sont utilisées pour les phases minérales : Grt, grenat ; Mag, magnétite ; Amp, amphibole ; Pl, plagioclase ; Omp, omphacite ; Cpx, clinopyroxène ; Rt, rutile.

Des logiciels sont nécessaires pour traiter les cartes chimiques qui représentent facilement l'équivalent de plus de 250 000 analyses ponctuelles. C'est pourquoi le programme XMapTools (Lanari *et al.*, 2014) a été développé, afin de fournir des outils statistiques robustes et optimisés pour le traitement et l'analyse des images chimiques. Il permet de séparer et d'identifier les phases présentes sur la zone analysée, de générer des cartes standardisées et d'utiliser des calibrations thermodynamiques pour calculer des cartes pression-température et ainsi de mettre en lumière les relations avec les micro-textures.

Estimation des conditions d'équilibres des minéraux métamorphiques : la géothermobarométrie

La géothermobarométrie regroupe l'ensemble des techniques disponibles pour l'estimation des conditions P-T. Après un bref rappel des méthodes qualitatives, il ne sera fait état ici que des méthodes quantitatives basées sur les équilibres chimiques entre les phases métamorphiques. Les méthodes qualitatives sont principalement basées sur l'étude des assemblages minéralogiques. Elles reposent sur l'apparition de minéraux index avec par exemple, pour des conditions de température croissante, la succession des zones à chlorite, biotite, grenat, staurotite, disthène, dans des métasédiments riches en aluminium (Barrow, 1912) ou de paragenèses caractéristiques de conditions P-T pour une composition de roche donnée, ayant ainsi permis de définir à partir de l'étude de méta-basaltes les différents faciès métamorphiques (Eskola, 1915). Cependant, ces méthodes qualitatives sont limitées par l'apparition de certains minéraux clefs et ne fournissent que des conditions relatives. La contrainte apportée par la connaissance de conditions absolues du métamorphisme est indispensable pour la reconstruction de trajets P-T. Pour ce faire il faut faire appel à la thermodynamique.

La thermodynamique permet d'étudier l'énergie et ses transformations, c'est la science des phénomènes qui dépendent de la température et de ses changements. Afin de montrer que la thermodynamique permet de modéliser les équilibres chimiques au sein des roches en fonction des conditions physico-chimiques, il est nécessaire de définir quelques concepts, comme l'équilibre thermodynamique ou encore le potentiel chimique. Considérons la réaction solide-solide suivante entre A, B, C et D, des pôles purs de phases minérales (par exemple albite et anorthite pour la phase plagioclase) :



avec ν_A , ν_B , ν_C et ν_D les coefficients stœchiométriques de la réaction. L'équilibre thermodynamique est atteint par un système lorsque celui-ci est à l'équilibre à la fois thermique, mécanique et chimique. Pour un petit échantillon de roche composé des phases A, B, C et D, comme nous le

verrons plus loin, il ne peut être atteint que pour certains couples de conditions P-T, à condition que le système soit isolé de tout échange de chaleur, de travail ou de matière avec l'extérieur. Les conditions d'équilibre dans un tel système ont été définies par Gibbs (1906) et peuvent être formulées de la manière suivante :

$$(2) 0 = \Delta_r G$$

avec Δ l'énergie libre de Gibbs de la réaction (1). Si cette condition est respectée, les phases A, B, C et D coexistent à l'équilibre thermodynamique. Δ peut être calculé en utilisant la loi de Hess :

$$(3) \Delta_r G = \sum \nu_{j,k} \mu_{j,k}$$

avec $\nu_{j,k}$ le coefficient stœchiométrique et $\mu_{j,k}$ le potentiel chimique (unité J.mol⁻¹) d'un constituant (pôle pur, oxyde) j dans la phase k.

Le potentiel chimique d'un constituant j correspond à la variation d'énergie d'un système thermodynamique liée à la variation de la température et de la pression et de la concentration de j et peut s'écrire tel que :

$$(4) \mu_{j,k} = \mu_{j,k}^0 + RT \ln(a_{j,k})$$

avec R la constante des gaz parfaits (8,3144621 J.K⁻¹.mol⁻¹), T la température absolue (Kelvin, noté K), a l'activité de j dans la phase k et $\mu_{j,k}^0$ le potentiel chimique à l'état standard du pôle pur j aux conditions P et T d'intérêt défini par :

$$(5) \mu_{j,k}^0 = \bar{H}_{j,k}^0 - T \bar{S}_{j,k}^0$$

Avec $\bar{H}_{j,k}^0$ et $\bar{S}_{j,k}^0$ les enthalpies et entropies molaires partielles standards d'un pôle pur j de la phase k (exprimées respectivement en J.mol⁻¹ et J.K⁻¹.mol⁻¹). Pour la plupart des applications thermodynamiques, les données d'enthalpie (H), d'entropie (S) et de volume (V) sont référencées à l'état de référence de 1 bar et 298K (ou 25°C, soit les conditions en laboratoire) qui est différent de l'état standard. C'est pourquoi il est nécessaire d'extrapoler les valeurs de $\bar{H}_{j,k}^0$, $\bar{S}_{j,k}^0$ et $\mu_{j,k}^0$ de l'état de référence (T₀, P₀) à l'état standard (T, P). L'extrapolation de H et S aux conditions (T, P₀) est réalisée en intégrant la capacité calorifique (C_p) :

$$(6) \bar{H}_{j,k}^0(T, P_0) = \bar{H}_{j,k}^0(T_0, P_0) + \int_{T_0}^T C_p dT$$

$$(7) \bar{S}_{j,k}^0(T, P_0) = \bar{S}_{j,k}^0(T_0, P_0) + \int_{T_0}^T \frac{C_p}{T} dT$$

Les corrections de pression sont réalisées en intégrant le volume (V) par rapport à la pression :

$$(8) \mu_{j,k}^0(T, P) = \mu_{j,k}^0(T, P_0) + \int_{P_0}^P V dP$$

En combinant les équations (4, 5, 6, 7 et 8) on peut dériver l'expression générale du potentiel chimique d'un pôle pur j de la phase k dans l'état standard à P et T données :

$$(9) \bar{H}_{j,k}^0(T_0, P_0) + \int_{T_0}^T C_p dT - T \left(\bar{S}_{j,k}^0(T_0, P_0) + \int_{T_0}^T \frac{C_p}{T} dT \right) + \int_{P_0}^P V_T dP + RT \ln(a_{j,k})$$

Pour la partie standard, il faut connaître les valeurs thermodynamiques de référence standard (H, S, V, Cp) des pôles purs qui sont disponibles dans des bases thermodynamiques inter-cohérentes comme celles de Berman (1988) et de Holland et Powell (1998). La partie activité ($a_{j,k}$) est calculée en fonction de la composition de la phase en utilisant des modèles de solution solide ioniques, basés sur la répartition des cations sur les sites cristallographiques, ou des modèles moléculaires exprimés en fractions de pôles purs (atomes/moles).

L'expression du potentiel chimique (voir équation 9) constitue la base de la relation de Gibbs-Duhem qui permet de calculer l'énergie libre de Gibbs de formation d'une phase k (ΔG_k^f) pour n'importe quelles conditions P-T et connaissant sa composition exprimée en fractions de pôles purs (X_j) :

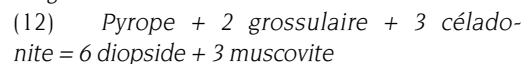
$$(10) \quad \Delta G_k^f = \sum X_j \mu_j$$

Cependant deux approches fondamentalement différentes peuvent être utilisées pour estimer des conditions P-T : l'approche inverse et l'approche directe.

Modélisation inverse et multi-équilibre

Dans une roche métamorphique, les changements de phases, de leurs compositions chimiques et de leurs abondances molaires sont causés par des réactions chimiques intervenant généralement à l'état solide (pour $T < 750^\circ\text{C}$). L'idée du multi-équilibre est, pour une paragenèse donnée, de tracer dans un diagramme P-T tous les équilibres entre pôles purs. A l'équilibre thermodynamique, il existe un couple unique de conditions P-T commun à tous les équilibres et qui correspond graphiquement à leur intersection.

Par exemple, pour la paragenèse de haute pression de l'éclotite de Stak, il est possible d'écrire avec les pôles purs des phases co-existantes, grenat (almandin, pyrope, grossulaire), clinopyroxène (diopside et hedenbergite) et mica blanc (muscovite et céladonite), les deux réactions indépendantes suivantes :



Les compositions des grenat, clinopyroxène et mica blanc mesurées à la microsonde permettent de calculer les fractions X_j et, en appliquant les modèles de solution solide, d'en déduire l'activité de chaque pôle pur. De ce fait, on obtient leurs potentiels chimiques (voir équation 9). Il est alors possible d'en déduire l'énergie libre de Gibbs totale de chaque réaction (Δ) en utilisant la loi de Hess décrite précédemment (voir équation 3). La valeur de Δ (en J) pour une réaction donnée va varier en fonction de P et T. Cependant, dans l'espace P-T, on peut trouver une courbe le long de laquelle la condition d'équilibre $\Delta=0$ est satisfaite et qui définit ainsi la position de cette réaction dans un diagramme P-T (fig. 2-7). Pour les deux

équilibres (11) et (12) entre grenat, clinopyroxène et mica blanc, il ne peut y avoir qu'un seul couple de conditions P-T pour lequel les Δ des deux réactions sont simultanément égaux à zéro, à l'intersection des deux équilibres (point noir sur la fig. 2-7).

Cette technique peut faire intervenir de nombreuses réactions pour un assemblage donné, l'objectif étant alors de trouver la meilleure intersection comme estimation multi-équilibre des conditions P-T. Néanmoins, il est important de noter que cette approche repose de manière critique sur l'hypothèse d'équilibre entre toutes les phases sélectionnées. Dans notre exemple, si la phengite n'a pas été à l'équilibre avec le grenat et le clinopyroxène, les calculs produiront des courbes dont l'intersection ne sera pas significative géologiquement. Il est donc critique d'avoir un maximum d'arguments pour tester l'hypothèse d'équilibre comme par exemple une approche micro-cartographique où les relations de phases sont clairement visibles ou bien une approche de modélisation directe pour prédire les paragenèses stables à ces conditions P-T pour la composition chimique de la roche étudiée.

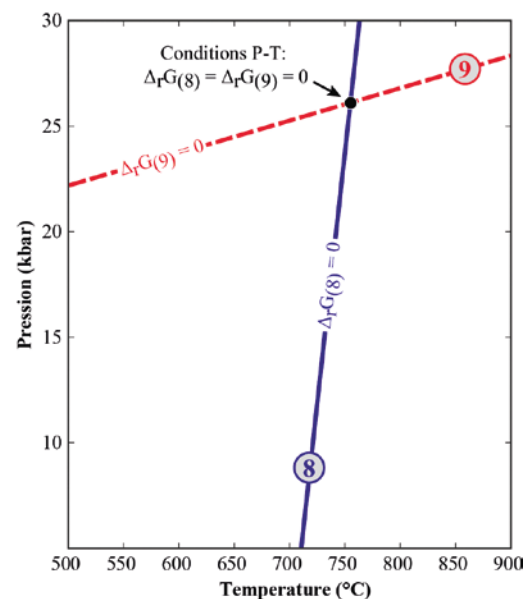


Fig. 2-7. - Diagramme Pression-Température (P-T) où ont été représentés deux équilibres calculés pour les réactions (11) et (12) entre grenat, clinopyroxène et phengite.

Modélisation directe et diagrammes de phases

La modélisation thermodynamique directe consiste à prédire pour une composition de roche et des conditions P-T données : (a) les phases à l'équilibre, (b) leurs abondances modales relatives et (c) leurs compositions. Les modèles sont basés sur le principe de minimisation de l'énergie libre de Gibbs consistant à minimiser :

$$(13) \quad G_{\text{système}} = \sum n_k \Delta G_k^f$$

en respectant :

$$(14) \sum n_k = 1$$

et la contrainte pour le i ème composant du système :

$$(15) \sum x_k^i n_k = x_{système}^i$$

avec n_k la fraction molaire ($n_k > 0$) et ΔG_k^f l'énergie libre de Gibbs de formation de la phase k . Ce dernier terme est calculé en utilisant la relation de Gibbs-Duhem (voir équation 10).

En appliquant la minimisation d'énergie pour une grille de conditions P-T, il est également possible de calculer un diagramme de phase contenant les assemblages minéralogiques stables et de surimposer les abondances modales de phases ou encore leurs compositions chimiques en utilisant des isoplèthes, c'est-à-dire des courbes le long desquelles les compositions ne changent pas. En comparant les observations et le modèle, tels que les phases à l'équilibre, leurs abondances modales relatives et leurs compositions, cet outil peut être utilisé pour reconstruire les conditions P-T d'un assemblage donné dans une roche métamorphique.

Application : exemple de caractérisation du trajet P-T d'une éclogite himalayenne rétro-morphosée durant son exhumation vers la surface

La chaîne himalayenne résulte du mouvement relatif vers le nord de la plaque indienne par rapport à la plaque asiatique qui a entraîné la fermeture par subduction de l'océan téthysien, puis de sa collision avec la plaque asiatique. Cette collision est à l'origine de la formation des reliefs et a été précédée d'une phase de subduction continentale durant laquelle la marge indienne s'est enfoncée sous la plaque asiatique. Lors de cet épisode, les roches enfouies ont subi des pressions élevées ainsi qu'une augmentation de température (caractéristique d'un gradient de subduction). Les épanchements basaltiques présents sur la marge continentale indienne se sont transformés, métamorphosés, avec l'apparition d'un assemblage de minéraux métamorphiques particulier, dit éclogitique, composé de grenat, omphacite (un clinopyroxène de haute pression), rutile, phengite et quartz, (noté A1 sur la fig. 2-6).

La collision himalayenne a été marquée par l'initiation de chevauchements qui ont permis l'exhumation de ces éclogites. Ce faisant, elles ont subi une rétro-morphose à des conditions de pression et de température plus faibles. Ces transformations ont partiellement oblitéré les évidences pétrologiques de l'histoire précoce de ces roches. En effet, certains minéraux de haute pression comme l'omphacite se sont localement déstabilisés et ont été remplacés par des inter-croissances cristallines, appelées symplectites et composées de clinopyroxène, plagioclase et d'amphibole

(noté A2 sur la fig. 2-6). Lors de la phase tardive de la collision en condition crustale (< 30 km) l'hydratation intense de la roche a entraîné la croissance de larges plages d'amphiboles en remplacement des paragénèses précédentes lors d'un épisode métamorphique dans le faciès Amphibolite (noté A3 sur la fig. 2-6).

Caractérisation de l'échantillon par imagerie optique et chimique

Une zone d'étude de dimensions 0,52 mm × 0,67 mm a été sélectionnée au microscope polarisant (fig. 2-6A). Elle contient plusieurs domaines avec des assemblages variés qui ont enregistré une partie des différentes transformations subies par la roche. Des minéraux appartenant à l'assemblage éclogitique A1 comme le grenat et l'omphacite, ont été préservés, tout comme pour l'assemblage A2, la symplectite à clinopyroxène, plagioclase et amphibole, et les grands cristaux d'amphibole associés à de la magnétite appartenant à l'assemblage amphibolitique A3 (fig. 2-6). Cette zone d'étude n'a pas été choisie au hasard et elle permet de procéder à un maximum d'observations texturales et chimiques sur une surface restreinte de 0,35 mm². Cependant, certains minéraux éclogitiques, tels la phengite ou encore le quartz, sont absents et ont donc été étudiés à d'autres emplacements sur la même lame mince, grâce à des analyses ponctuelles.

Cette zone d'étude a été analysée à l'université de Potsdam (Allemagne) en utilisant une microsonde électronique JEOL JXA-8200. L'image des électrons rétrodiffusés permet de visualiser les différences de densités entre les phases minéralogiques (fig. 2-6B). Les oxydes comme la magnétite (Fe₃O₄) et le rutile (TiO₂) sont les plus denses, puis suivent le grenat, le clinopyroxène, l'amphibole, et le plagioclase. Cette image, qui peut être acquise en quelques secondes, permet immédiatement de distinguer les phases et les textures avec une résolution spatiale bien meilleure que l'image optique. En revanche, l'analyse BSE* ne permet pas d'obtenir la composition chimique de chaque pixel. Il faut pour cela utiliser la technique de micro-cartographie chimique quantitative décrite précédemment. Cette dernière permet d'obtenir des compositions exprimées en poids d'oxydes pour chaque pixel de l'image et donc d'afficher des cartes de concentration comme par exemple la carte de l'oxyde de calcium CaO (fig. 2-6C). Il devient alors simple de relier les variations chimiques des phases aux micro-textures.

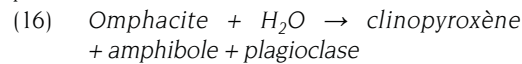
Modélisation inverse et trajet P-T

Les micro-cartographies chimiques permettent de caractériser les variations de compositions des phases minérales en deux dimensions. Afin de tenir compte de ces variations dans les estimations P-T, les calculs ont été effectués avec le programme XMapTools qui permet d'utiliser les compositions chimiques de pixels séparés en groupes chimiques distincts appartenant aux différentes paragénèses

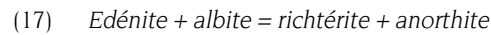
(Lanari *et al.*, 2013). Les résultats sont présentés dans un diagramme P-T et sous forme de cartes de pression et de température pour les pixels de clinopyroxène (fig. 2-8).

Pour la paragenèse écolitique A1, les conditions P-T ont été obtenues en utilisant les compositions de pixels de grenat et d'omphacite ainsi que des analyses ponctuelles de phengites. Pour chaque pixel d'omphacite, les conditions P-T de cristallisation ont été dérivées en utilisant l'intersection entre les équilibres (11) et (12). Deux épisodes de croissance d'omphacite ont ainsi été détectés au sein de A1, des cœurs enregistrant des conditions de 650°C et 24 kbar et des bordures à 750°C et 25 kbar (groupes 1 et 2 sur la fig. 2-8A). En utilisant les relations microstructurales fournies par les cartes P-T, il est possible d'interpréter ces résultats comme la fin du trajet d'enfouissement de ces roches caractérisé par une augmentation des conditions de pression et de température.

Le couple d'équilibres utilisé précédemment ne peut pas s'appliquer à l'assemblage A2 de la symplectite, car le grenat et la phengite ne sont pas impliqués dans sa formation (fig. 2-6D). La réaction de déstabilisation intervenant dans ce cas peut s'écrire :



Il faut donc trouver de nouveaux équilibres. Avec les pôles purs des phases co-existantes, clinopyroxène (jadéite), amphibole (édénite, richtérite, trémolite et pargasite) et plagioclase (albite anorthite), il est possible de formuler les deux réactions indépendantes suivantes :



En utilisant la stratégie décrite précédemment, pour chaque pixel de clinopyroxène, les conditions P-T ont été dérivées en utilisant l'intersection des équilibres (17) et (18). Trois épisodes de formation de l'assemblage A2 de la symplectite interviennent : le premier à 680°C et 16 kbar, le second

à 650°C et 13 kbar et le troisième à 640°C et 9 kbar (groupes 3, 4 et 5 sur la fig. 2-8A). Les cartes des conditions P-T montrent que les conditions de pression et la température diminuent avec la taille des lamelles (fig. 2-8B et fig. 2-8C) ce qui est en accord avec les résultats des expériences de croissance de symplectite en laboratoire.

Grâce à l'approche micro-cartographique, environ 200 000 estimations P-T ont été réalisées pour cet échantillon. Chaque point reporté dans le diagramme P-T (fig. 2-8A) correspond à une estimation P-T indépendante pour un couple donné. Un trajet P-T synthétique est proposé, basé sur la densité de distribution des points reflétant les variabilités chimiques. Cette écolite a donc enregistré la fin de son trajet d'enfouissement à 70-75 km de profondeur et son exhumation entre 45 et 30 km, sans avoir le temps de se rééquilibrer thermiquement.

Il faut garder à l'esprit que l'approche inverse est basée sur une hypothèse d'équilibre thermodynamique entre les phases utilisées dans le modèle. Même si ces hypothèses sont appuyées par des observations texturales, il est important de les tester indépendamment en utilisant une approche directe.

Modélisation directe et diagrammes de phases

Des diagrammes de phases – également appelés sections P-T – ont été calculés pour deux compositions chimiques différentes avec le programme Theriak-Domino (de Capitani et Brown, 1987) et sont reportés en figure 2-9. Le premier diagramme a été calculé en utilisant la composition effective CE1 de la roche réagissant à haute pression, à l'origine de l'assemblage écolitique A1 (Lanari *et al.*, 2013). Le trajet prograde contraint en utilisant l'approche inverse (fig. 2-8) est situé dans un champ à omphacite (Cpx), grenat, phengite quartz et rutile. Les compositions prédites par le modèle pour le grenat, l'omphacite et la phengite sont en accord avec les compositions mesurées. Ce résultat montre que l'assemblage décrit comme écolitique utilisé pour contraindre le trajet P-T et l'assemblage stable prédit par le modèle pour la

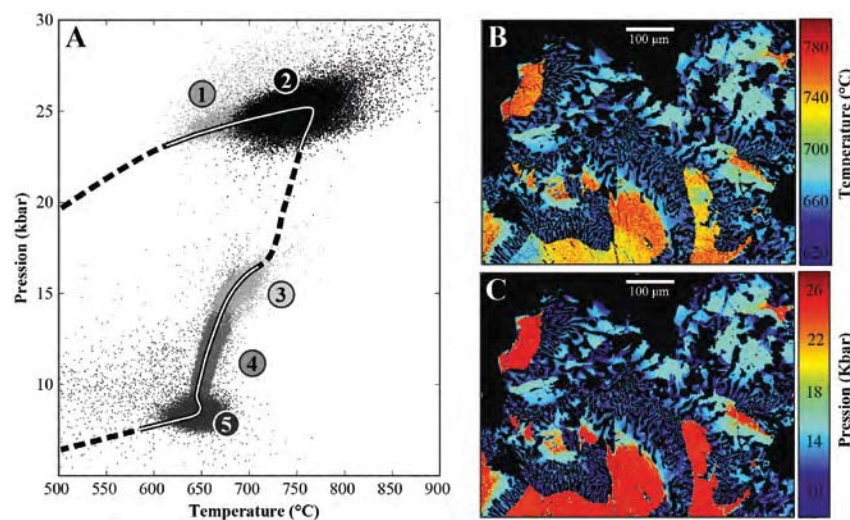


Fig. 2-8. – Résultats de l'estimation P-T (méthode inverse) et du trajet P-T interprétatif d'une écolite du massif de Stak (A) et cartes de T et P des pixels de clinopyroxène (respectivement B et C) modifiés d'après Lanari *et al.* (2013, 2014). Les groupes notés de 1 à 5 correspondent aux estimations réalisées avec les différents groupes chimiques définis par Lanari *et al.* (2013).

composition CE_1 de la roche sont identiques. Ce test permet également de valider les hypothèses d'équilibre entre grenat, omphacite et phengite faites lors de la modélisation inverse.

Concernant l'assemblage de symplectite A2, il n'est pas possible de procéder aux mêmes tests en utilisant la composition CE_1 . Dans ce cas là, à 650°C et 13 Kbar, le modèle prédit un assemblage à grenat (34 vol-%), biotite (4 vol-%), quartz (22 vol-%), clinopyroxène (5 vol-%), plagioclase (13 vol-%) et amphibole (22 vol-%). Bien sûr, cet assemblage ne correspond pas aux observations réalisées, où seulement clinopyroxène, plagioclase et amphibole composent la symplectite, avec des proportions relatives différentes. Le désaccord observé est causé par la composition CE_1 utilisée. En effet, lors de la formation de la symplectite, seulement une partie de la roche réagit de même que la composition de ce domaine est différente de la composition CE_1 utilisée précédemment lorsque toute la roche était supposée réagir. C'est pourquoi le diagramme de phase calculé à partir de CE_1 ne doit pas être utilisé pour contraindre le trajet rétrograde de cette roche (zone grisée sur la fig. 2-9A). Une approche alternative consiste à définir une nouvelle composition effective CE_2 de l'assemblage A2 telle que :

$$(19) CE_1 = (n - 1)CE_2 + nC_{GRT}$$

avec $CGRT$ la composition moyenne et n l'abondance molaire du grenat écolitique. En réarrangeant l'équation (19), on peut écrire :

$$(20) CE_2 = \frac{CE_1 - nC_{GRT}}{(n-1)}$$

Cette technique utilisée pour fractionner la composition effective lorsque certaines phases ne réagissent pas est difficilement applicable pour l'écolite de Stak car la rétromorphose tardive du grenat ne permet pas une bonne estimation de n . Une technique alternative consiste à calculer la composition effective locale CEL_1 du domaine de symplectite (fig. 2-6) en intégrant la composition de chaque pixel qui la constitue en tenant compte de la densité spécifique de la phase correspondante. Cette opération peut facilement être réalisée à partir des cartes de concentration.

Un nouveau diagramme de phase a été calculé en utilisant la composition CEL_1 . Bien sûr, comme CEL_1 ne représente que la composition du domaine de la symplectite, ce diagramme n'est pas valide pour le domaine écolitique (zone grisée sur la fig. 2-9B). Dans ce nouveau cas, à 650°C et 13 Kbar, le modèle prédit un assemblage à clinopyroxène (44 vol-%), plagioclase (39 vol-%) et amphibole (17 vol-%), en accord avec les observations de la symplectite (fig. 2-6B). Cette technique permet une fois de plus de valider les hypothèses faites lors du choix des équilibres utilisés pour contraindre le trajet P-T.

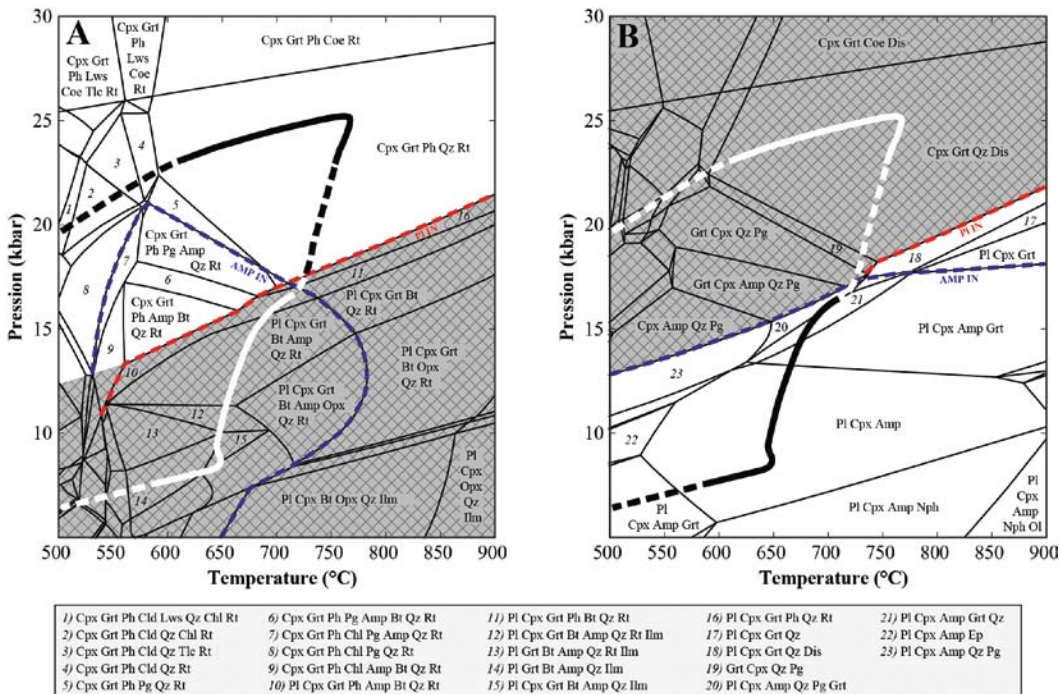


Fig. 2-9. – Diagrammes de phases calculés en utilisant la modélisation directe (A) pour la composition effective CE_1 à HP et (B) pour la composition effective locale CEL_1 de la symplectite. Les zones grisées représentent les conditions pour lesquelles la grille modélisée ne doit pas être utilisée pour cet échantillon. Les trajets P-T reportés sur les deux diagrammes proviennent de la figure 3. Les courbes pointillées rouges et bleues correspondent aux réactions d'apparition du plagioclase et de l'amphibole (du côté noté IN). Abréviations : Grt, grenat ; Cpx, clinopyroxène ; Ph, phengite ; Pg, paragonite ; Coe, coésite ; Qz, quartz ; Rt, rutile ; Lws, lawsonite ; Tlc, talc ; Cls, chloritoïde ; Amp, amphibole ; Pl, plagioclase ; Bt, biotite ; Dis, disthène ; Ep, épidote ; Opx, orthopyroxène ; Nep, néphéline.

Cet exemple de l'éclogite de Stak montre que les diagrammes de phases ne sont valides que si une roche réagit complètement lors du stade métamorphique donné. En cas de préservation de phases cristallisées lors des stades précédents, la composition qui réagit est fractionnée. Il est alors impératif d'utiliser des compositions effectives ou des compositions effectives locales ainsi que de calculer plusieurs diagrammes.

Conséquences pour la compréhension de la géodynamique himalayenne

Les roches portant des marqueurs de l'épisode éclogitique sont relativement rares le long des 2 000 km de la chaîne himalayenne. En effet, seulement quatre massifs éclogitiques ont été recensés ces vingt dernières années, dans la partie est de l'orogène, le massif de l'Ama Drime, et dans la partie ouest les massifs de Kaghan et du Tso

Morari et de Stak. Le trajet Pression-Température reconstitué dans cette étude montre que le massif éclogitique de Stak a subi une histoire métamorphique comparable aux massifs voisins de Kaghan et du Tso Morari et suggère un scénario commun. La présence d'une province éclogitique de plus de 500 km de long signifie qu'une grande partie de la marge indienne est descendue en subduction continentale. Les marqueurs de cette partie de l'histoire géodynamique ont presque été entièrement effacés par les transformations qui ont pris place durant la collision himalayenne.

■ **N. RIEL¹ et P. LANARI²**

¹ Dept of Earth Sciences, Durham Univ., Durham DH1 3LE, United Kingdom;
a.nicolas.riel@gmail.com

² Inst. of Geological Sciences, Univ. of Bern, 3012 Bern,
Switzerland
pierre.lanari@gmail.com