

## Les traces d'un domaine océanique dans les chaînes de montagnes

Dans les Alpes et dans d'autres chaînes de montagnes, on observe à l'affleurement la présence d'ophiolites, succession de roches caractéristiques : des roches sédimentaires (radiolarites) indiquant un milieu marin ouvert et profond ; des basaltes en coussins qui traduisent un épanchement de lave en milieu aquatique ; des gabbros qui signent un refroidissement en profondeur d'un magma ; des serpentinites qui correspondent aux roches métamorphosées du manteau (péridotites). Les ophiolites représentent les restes d'une ancienne croûte océanique.

On observe dans certaines zones des chaînes de montagnes des failles normales recoupant des blocs basculés constitués de granite. Une série sédimentaire très particulière s'y trouve : elle débute par une sédimentation parallèle aux blocs basculés qualifiée de sédimentation pré-rift, puis dans les creux des blocs une sédimentation importante qualifiée de sédimentation syn-rift, et enfin au sommet, une sédimentation qualifiée de sédimentation post-rift recouvrant les failles.

Les failles normales sont caractéristiques de contraintes tectoniques en distension. Elles sont des marqueurs de la fracturation de la lithosphère continentale qui, en s'étirant, s'est séparée en deux et a donné naissance aux marges passives du futur océan. La sédimentation pré-rift est donc parallèle aux blocs. Durant le basculement des blocs, la sédimentation syn-rift s'est mise en place. Lorsque la marge est définitivement mise en place, une sédimentation post-rift a lieu, recouvrant le tout.

Les roches de la lithosphère océanique présentent souvent des associations minéralogiques caractéristiques de conditions de haute pression (plus de 1 GPa) et de relativement basse température (moins de 500 °C). Ces roches, où le glaucophane (amphibole bleue de haute pression) est apparu, sont des basaltes dont la minéralogie a été transformée par des réactions métamorphiques entre minéraux, induites par l'augmentation de pression et de température. Ces minéralogies de haute pression ont été préservées lors du retour des roches à la surface. De telles conditions n'existent que dans les zones de subduction.

Des fragments de croûte océanique observés dans les chaînes de collision ont subi un métamorphisme caractéristique des zones de subduction, c'est-à-dire une transformation minéralogique due à une forte augmentation de pression et une faible augmentation de température, selon un gradient géothermique moyen d'environ 10 °C.km<sup>-1</sup>. Les basaltes et les gabbros donnent en fonction des profondeurs atteintes, des schistes bleus ou des éclogites. Des minéraux de très haute pression ont aussi été retrouvés, dévoilant un enfoncement des roches océaniques à plus de 100 km de profondeur, puis un retour à la surface. Ces indices témoignent de la disparition d'une lithosphère océanique dans une zone de subduction. Seuls de petits fragments ont été préservés et sont maintenant à l'affleurement.

## L'origine de l'épaississement de la croûte continentale

Les cartes géographiques illustrent les reliefs fortement positifs au niveau de la chaîne : mont Blanc (4810 m), Grand Paradis (4061 m), Cervin (4478 m) ou mont Viso (3841 m).

Les plis observés dans les chaînes de collision sont kilométriques, mais de telles déformations peuvent être observées également à l'échelle de l'échantillon, voire de la lame mince. On rencontre des plis couchés ou des plis coffrés, présentant des flancs verticaux et des charnières plates. Des failles inverses affectent fréquemment les flancs. Ces structures témoignent encore d'un raccourcissement et d'un épaississement. On observe également des chevauchements ou des nappes de charriage déplaçant les formations sédimentaires sur des distances de plusieurs dizaines de kilomètres engendrant des contacts anormaux qui délimitent les nappes ou les fronts de chevauchement. Le front pennique, chevauchement majeur, est nettement observable dans le paysage à divers endroits des Alpes (Col du Lautaret, vallée de la Maurienne).

Les divers objets analysés dans ce qui précède révèlent l'existence d'un raccourcissement engendrant un épaississement. Ils constituent des arguments en faveur d'une convergence lithosphérique compressive. Les zones ainsi déformées sont réparties sur une surface importante. Jusqu'ici nous nous sommes intéressés uniquement aux données de surface, reliefs positifs engendrés par cet affrontement.

La sismique-réflexion montre qu'à l'aplomb des grands massifs, le Moho est à plus de 50 km de profondeur (contre 30 habituellement sous les continents). La croûte continentale est donc épaissie par les reliefs en surface, et par une racine crustale en profondeur. En effet, les chevauchements et charriages présents en surface existent en profondeur sous forme d'un empilement d'écaillés de croûte continentale d'où la racine crustale.

Le massif cristallin de Dora Maira contient des assemblages reliques de très haute pression : il s'agit de métagrès caractérisés par une association minéralogique qui indique des pressions supérieures à 1 GPa. En particulier, on observe des cristaux de grenat qui contiennent en inclusions des reliques de coésite, partiellement transformées en quartz. La coésite est stable à des pressions supérieures à 2,7 GPa, c'est-à-dire à plus de 90 km de profondeur. Un quartz entouré par un grenat ayant subi une fracturation radiale peut être considéré comme le minéral « témoin » d'un faciès métamorphique d'ultra-haute pression. En effet, la transformation de la coésite en quartz lors de la remontée vers la surface nécessite une augmentation de volume qui explique les fractures radiales dans le cristal de grenat autour de l'inclusion. D'autres minéraux indicateurs des ultra-hautes pressions ont été découverts. L'ellenbergerite est, comme la coésite, en inclusion dans le grenat ; elle est stable à des pressions supérieures à 2,7 GPa et à des températures inférieures à 725 °C. Ces minéraux, qui sont souvent en minuscules inclusions dans les cristaux, fournissent la preuve de l'enfoncement de croûte continentale à plusieurs dizaines de kilomètres. Cette observation permet d'envisager la subduction d'unités continentales à des profondeurs importantes (90 à 100 km) : de telles conditions aboutissent à la constitution d'un métamorphisme de ultra-haute pression.

## **L'histoire d'une chaîne de montagnes : l'exemple de l'Himalaya**

Au Permien, un rift se forme dans le continent Gondwana et évolue progressivement au Trias en océan, individualisant deux marges continentales passives, indienne au sud et tibétaine au nord.

A partir du Jurassique supérieur et jusqu'au Crétacé supérieur, l'océan Téthys commence à s'enfoncer par subduction sous la marge tibétaine : il se forme alors un prisme d'accrétion et un arc volcanique.

A l'Eocène, l'océan est complètement résorbé : les deux marges entrent alors en collision et une chaîne de montagnes commence à s'édifier. La partie la plus amincie de la marge indienne s'enfonce en subduction et subit un métamorphisme haute pression / basse température : une partie de la croûte océanique se retrouve « coincée » lors de la suture et passe sur la marge indienne.

Au Miocène, l'ouverture de l'océan Indien provoque un écaillage de la croûte continentale indienne entraînant la formation d'une chaîne plus élevée que la précédente. L'Himalaya se développe aux dépens de la marge indienne, clivée en écailles crustales qui se chevauchent le long de charriages majeurs accumulant des déplacements de l'ordre de 200 km. L'épaisseur de la croûte est doublée à la faveur de ces chevauchements.

Ainsi se forme la zone du Haut Himalaya au-dessus du grand chevauchement central. En avant de ce chevauchement, les sédiments syn-rift sont incorporés au prisme orogénique par le jeu d'un autre chevauchement. La couverture sédimentaire de cette zone est décollée et glisse, en formant de nombreux plis hachés par des failles.

Actuellement, une nouvelle zone de chevauchement plus externe apparaît : l'Inde continue à s'enfoncer sous le Haut Himalaya, entraînant le soulèvement du Moyen Himalaya.