

La cinématique des plaques

Auteur : Nicolas CHAMOT-ROOKE

Directeur-adjoint du laboratoire de Géologie de l'ENS CNRS UMR8538/École normale supérieure

La cinématique des plaques est l'étude des mouvements passés et actuels des plaques tectoniques qui constituent l'enveloppe la plus superficielle de la terre solide appelée lithosphère. Elle n'est que le prolongement quantitatif de la théorie de la tectonique des plaques, pressentie par Wegener (1880-1930), sous le nom de « dérive des continents », au début du siècle dernier, mais dont les concepts furent définitivement établis au milieu des années 1960.

Les concepts de base

L'enveloppe terrestre, ou lithosphère, est constituée d'un ensemble de calottes sphériques (abusivement appelées « plaques », voir figure 1), se déplaçant les unes par rapport aux autres. En première approximation, ces calottes sont rigides, et les déformations se font essentiellement à leurs frontières qui sont de trois types (figure 1) :

- des frontières divergentes, les rides médio-océaniques et les rifts continentaux ;
- des frontières convergentes, les grands fossés de subduction ;
- les frontières en coulissage, les grandes failles transformantes, qu'elles soient en domaine océanique ou en domaine continental.

C'est le long de ces grandes frontières que l'énergie élastique accumulée pendant plusieurs dizaines, voire centaines, d'années est relâchée brusquement sous la forme de tremblements de terre.

La plupart de ces grandes frontières sont océaniques, et l'essor de la tectonique des plaques dans ses premières années est essentiellement dû aux progrès effectués dans l'exploration des fonds sous-marins à partir des campagnes océanographiques. La découverte déterminante fut sans aucun doute celle des inversions du champ magnétique, inscrites au fond des océans. Le champ magnétique terrestre fossile est en effet enregistré et figé dans les roches basaltiques formées à l'axe des dorsales océaniques, quand la lave dont elles sont issues se refroidit et se solidifie (figure 1). Or, ce champ possède la remarquable propriété de s'inverser de façon désordonnée, c'est-à-dire non périodique, en relation avec le fonctionnement de la dynamo terrestre au cœur même du noyau de notre planète. De part et d'autre de la dorsale océanique est donc créé un véritable « code-barres » magnétique, symétrique, déchiffrable à partir de mesures magnétiques effectuées à bord de navires océanographiques : ce fut l'hypothèse géniale de Vine et Matthews, du nom des deux scientifiques qui publièrent les premiers ce résultat extraordinaire. L'âge des inversions étant par ailleurs établi, il devenait possible de démontrer que la lithosphère océanique était de plus en plus vieille au fur et à mesure que l'on s'éloignait de la dorsale, vérifiant du même coup l'hypothèse de l'accrétion océanique. La vitesse d'écartement des plaques devenait mesurable, un outil fiable qui manqua cruellement à Wegener pour asseoir fermement ses premières intuitions.

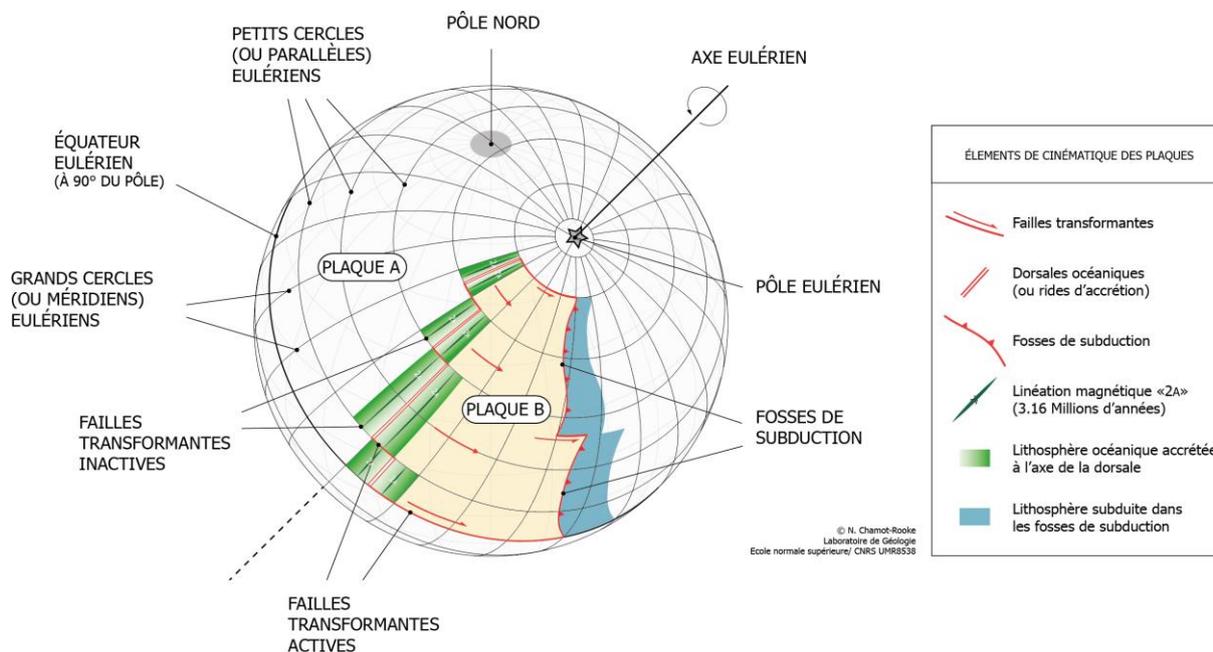


Figure 1. Éléments simplifiés de cinématique des plaques.

Une plaque B tourne dans le sens anti-horaire par rapport à une plaque A. Ce mouvement est décrit par un axe eulérien de rotation et un angle de rotation. La vitesse linéaire relative augmente avec la distance au pôle eulérien jusqu'à l'équateur eulérien. Les frontières actives sont divergentes à l'ouest (système de segments de dorsale et de failles transformantes), convergentes à l'est (fosses de subduction) et en coulissement (failles transformantes) au nord et au sud. La nouvelle lithosphère océanique créée à l'axe des dorsales est accrétée pour moitié à la plaque A et pour moitié à la plaque B. Une quantité équivalente de lithosphère est subduite dans les fosses de subduction. La linéation magnétique « 2A » est l'isochrone (3,16 millions d'années) qui sert de base aux modèles cinématiques globaux « géologiques » décrivant les mouvements actuels des plaques. Des linéations plus anciennes sont utilisées pour la cinématique passée. Dans la géométrie proposée ici, les dorsales se rapprochent des fosses de subduction jusqu'à être subduites à leur tour, une situation qui s'est produite en Amérique du Nord au Miocène (il y a environ 30 millions d'années) et qui a donné naissance à la grande faille de San Andreas.

Source : Chamot-Rooke, 2014 – Laboratoire de Géologie ENS/CNRS UMR8538.

Les premiers modèles cinématiques globaux

Historiquement, la première cinématique, c'est-à-dire la toute première quantification des vitesses relatives des plaques, est donc océanique. Connaître la vitesse d'ouverture des océans était la « brique » de base, mais cela ne suffisait pas à établir une cinématique globale, et, en particulier, manquaient les estimations des vitesses de convergence aux fossés de subduction, là où la lithosphère océanique retourne au manteau. À la fin des années 1960, trois jeunes et brillants scientifiques (Jason Morgan, Xavier Le Pichon et Dan Mc Kenzie) s'attaquent à cette question (voir le regard historique sur cette période de découverte de la tectonique des plaques dans Le Pichon, 1991 [6]).

Jason Morgan [8] jette les bases de la cinématique des plaques, en montrant que les mouvements des calottes à la surface d'une terre sphérique suivent le théorème du mathématicien Euler (1707-1783) : le mouvement relatif de deux plaques peut être décrit par un axe de rotation et un angle (figure 1). L'axe de rotation passe par le centre de la Terre et « perce » la surface aux pôles dits « eulériens ». Les segments de

failles transformantes suivent des petits cercles autour de ces pôles eulériens. On peut déterminer ces pôles pour chaque couple de plaques, en combinant l'information des anomalies magnétiques (le temps) et la direction des failles transformantes (la géométrie).

Xavier Le Pichon, dans un article (publié en 1968 dans la revue *Journal of Geophysical Research* [5]) qui restera comme le premier modèle cinématique global, identifie six plaques majeures et quantifie l'ensemble de leurs mouvements relatifs, évaluant du même coup pour la première fois les vitesses de convergence aux fossés de subduction et au niveau des grandes chaînes de montagne, les Andes et l'Himalaya. D'autres modèles cinématiques suivront avec l'accumulation de données marines, en particulier magnétiques. Le modèle le plus récent, intitulé MORVEL pour « Mid-Oceanic Ridge VELOCITY » compte 25 plaques (MORVEL, DeMets *et al.*, 2010 [3]).

Les vitesses dans ces modèles globaux sont exclusivement dérivées des anomalies magnétiques. Or, les anomalies les plus jeunes sont reconnaissables là où elles sont bien exprimées, c'est-à-dire hors de l'axe actif des dorsales. L'anomalie dite 2A (3,16 millions d'années) est la première qui répond à ce critère sur l'ensemble des dorsales, la conséquence étant que les modèles cinématiques globaux représentent les mouvements moyennés sur 3,16 millions d'années (figure 1). Mais comment être certain que ces mouvements, moyennés sur une si longue période de temps, représentent effectivement les vitesses actuelles des plaques ? La réponse nous vient de techniques spatiales.

La cinématique géodésique

Les premiers satellites artificiels sont lancés dans l'espace pratiquement au moment où les bases de la tectonique des plaques commencent à être fermement établies. Le positionnement devient un enjeu majeur, et les années 1980 voient le lancement de la première constellation de satellites GPS (*Global Positioning System*), consacrée au positionnement et à la navigation. La précision des mesures est telle qu'en bruit de fond émerge le signal de la cinématique des plaques : le mouvement des plaques devient directement mesurable sur quelques dizaines d'années. Il s'agit d'une véritable révolution car l'on passe d'une cinématique « géologique », celle qui était moyennée sur quelques millions d'années, à une cinématique « géodésique », quasi instantanée. Et la grande surprise, c'est que les mouvements géodésiques sont en très bon accord avec les mouvements géologiques (figure 2).

Comparer la cinématique géologique et la cinématique géodésique est devenu un champ d'étude important, permettant d'aborder le problème des variations de vitesses des plaques tectoniques dans le temps et d'évaluer les forces qui les sous-tendent. Au-delà de l'enregistrement des mouvements à long terme des plaques, la géodésie spatiale enregistre aussi des mouvements transitoires, comme les déformations liées aux tremblements de terre qui peuvent perdurer des dizaines d'années après les plus grosses secousses, les gonflements des volcans, le chargement des grandes failles, ou bien le rebond post-glaciaire consécutif à la dernière déglaciation. Jamais les déformations de l'écorce terrestre n'ont été mesurées avec une telle précision, ouvrant des perspectives nouvelles aux géophysiciens, bien sûr, qui démêlent les diverses contributions dans les mesures des déplacements, mais aussi aux géologues qui projettent dans le passé une image instantanée de moins en moins floue.

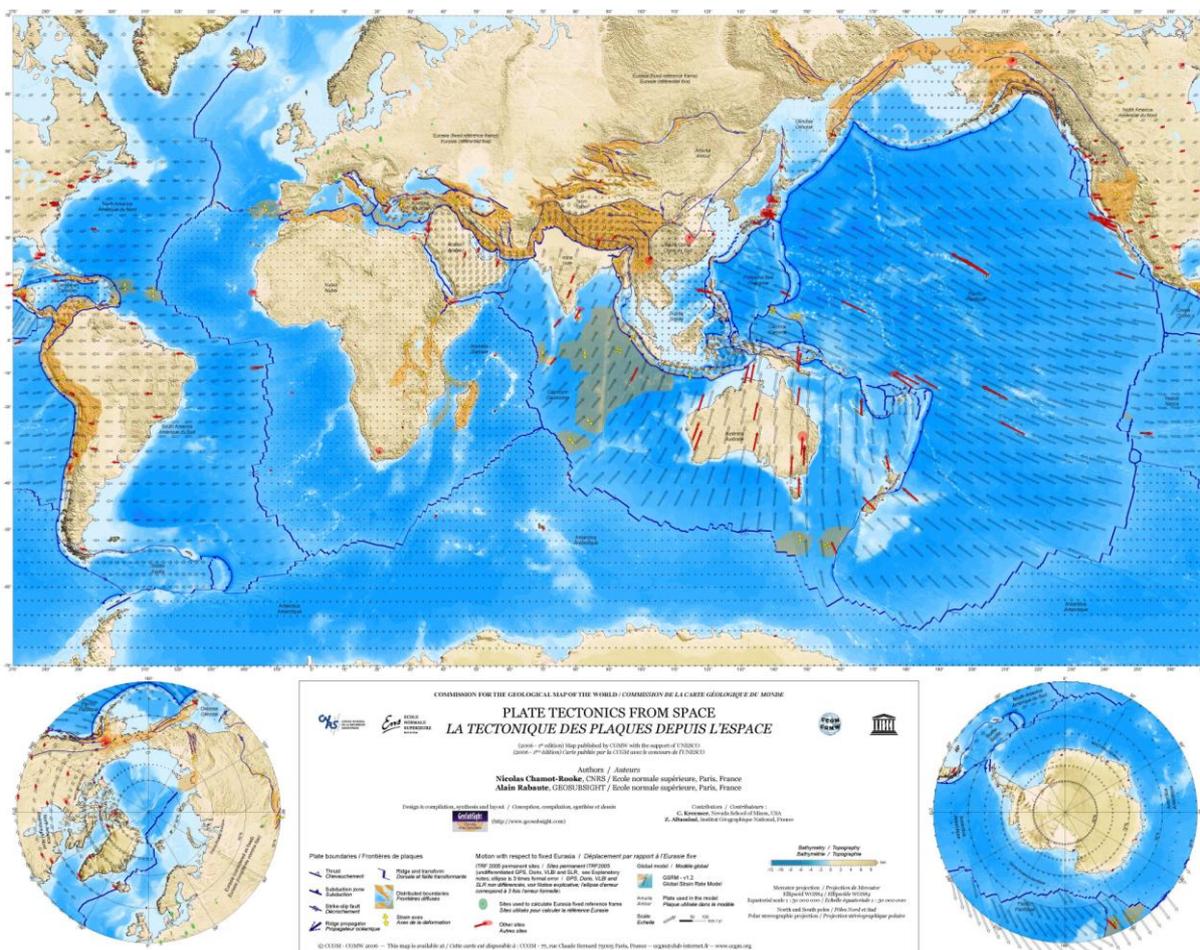


Figure 2. Cinématique géodésique : la tectonique des plaques depuis l'espace.

Cette carte indique les mouvements actuels des plaques tectoniques mesurés directement à partir de données satellitaires. Les mouvements sont donnés par rapport à la plaque Eurasie. Les plaques les plus rapides sont les plaques PACIFIQUE (jusqu'à 10 cm/an et plus), INDE et AUSTRALIE. Les zones « d'affrontement » des plaques, là où le concept de rigidité n'est plus valide, sont indiquées en orange : ces zones de déformation sont principalement localisées en domaine continental (les grandes chaînes montagneuses andines et himalayenne, et plus généralement le front himalayano-alpin), et plus rarement en domaine océanique (la frontière diffuse INDE-AUSTRALIE).

Source : Chamot-Rooke et Rabaute, 2006 – Commission de la Carte Géologique du Monde.

Pour en savoir plus :

- [1] Cazenave A. & Feigl K., 1994. *Formes et mouvements de la Terre, satellites et géodésie*. Belin, Paris, 160 p.
- [2] Chamot-Rooke N. & Rabaute A., 2006. *La Tectonique des Plaques depuis l'Espace*. Commission for the Geological Map of the World (CGMW) & Unesco, 1 sheet : 99x67 cm, 1:50.000.000 scale.
- [3] DeMets C., Gordon R. G. & Argus D. F., 2010. Geologically current plate motions, *Geophysical Journal International*, 181, 1-80. [<http://geoscience.wisc.edu/~chuck/MORVEL/>]
- [4] Fournier, M. & N. Chamot-Rooke, 2010. Naissance d'un océan, la dorsale de Sheba, *Pour La Science*, 390, 44-49.
- [5] Le Pichon X., 1968. Seafloor spreading and continental drift, *Journal of Geophysical Research*, 73, 3661-3697.

- [6] Le Pichon X., 1991. Introduction to the publication of the extended outline of Jason Morgan's April 17, 1967 American Geophysical Union Paper on "Rises, Trenches, Great Faults and Crustal Blocks". *Tectonophysics*, 187, 1-22.
- [7] Mc Kenzie D.P. & Parker D.L., 1967. The North Pacific : an example of tectonics on a sphere. *Nature*, 216, 1276-1280.
- [8] Morgan W.J., 1968. Rises, Trenches, Great Faults, and Crustal Blocks. *Journal of Geophysical Research*, 73, 1968, 1959-1982.
- [9] Vine F.J. & Matthews D. H., 1963. Magnetic anomalies over ocean ridges. *Nature*, 199, 947-949.