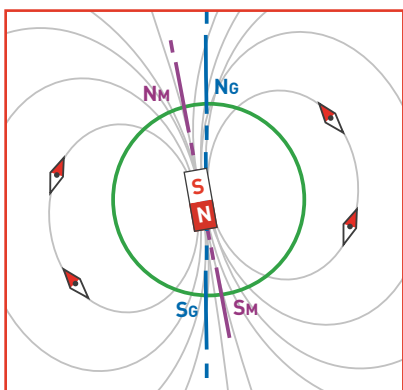


Le champ terrestre, faible mais vital

La Terre possède son propre **champ magnétique**, se comportant comme un énorme **aimant**. Son étude relève du **géomagnétisme**. Ce champ peut, en première approximation, être assimilé à celui d'un **dipôle** centré dont l'axe ne coïncide d'ailleurs pas avec celui de la rotation de la Terre puisqu'ils forment actuellement un angle de $11,5^\circ$, valeur qui évolue au cours du temps en fonction des mouvements du noyau de la planète (figure).



L'angle formé entre la direction du pôle nord *magnétique* et celle du pôle nord *géographique*, ou **déclinaison magnétique**, varie d'un point de la surface du Globe à l'autre. L'angle formé par le vecteur du champ magnétique et la surface terrestre est l'**inclinaison magnétique**.

Au dipôle centré sont associées des lignes de champ magnétique qui relient le pôle Sud au pôle Nord. Les deux points où les **lignes de champ** convergent et sont verticales à la surface du globe correspondent aux **pôles magnétiques**, respectivement situés aujourd'hui au Canada et en Terre Adélie. Le pôle Nord magnétique (qui correspond au pôle Sud de l'aimant que constitue la planète) est celui sur lequel s'aligne l'aiguille des boussoles.

Le champ magnétique terrestre est un champ relativement faible, de l'ordre de $0,5$ **gauss**, soit $5 \cdot 10^{-5}$ **tesla** (valeur à Paris, par exemple). Il est créé par l'**effet dynamo** engendré par les mouvements du noyau de la planète. Le pôle Nord magnétique se déplace d'une centaine de kilomètres par an. Même si l'intensité du dipôle n'est pas très forte, les lignes du champ dipolaire forment un écran vis-à-vis de toute particule chargée et mettent les Terriens à l'abri des rayonnements cosmiques. Comme d'autres planètes du système solaire (Mercure, Jupiter, Saturne, Uranus

et Neptune), la Terre possède ainsi une **magnétosphère** qui protège sa surface du vent solaire mais ce dernier déforme les lignes de son champ magnétique.

Le champ magnétique terrestre est loin d'être uniforme. Il présente des **anomalies magnétiques**, déviations de la force du champ constatées par rapport au modèle global, qui peuvent être importantes à l'échelle de toute une région. C'est le cas de l'*anomalie de l'Atlantique Sud*, qui n'est pas sans conséquence sur la dose de rayons cosmiques reçue par les équipages et les passagers des avions et des vaisseaux spatiaux qui la traversent.

D'autres composantes plus faibles du champ magnétique terrestre, dites *non dipolaires*, se superposent au dipôle principal et ont des constantes de temps beaucoup plus courtes que celles du dipôle ; elles n'ont pas d'effet significatif au-delà de la surface terrestre.

Au cours des temps géologiques, le champ magnétique de la Terre a subi de fortes fluctuations, vécu des périodes d'instabilité importantes dont aucune n'est véritablement périodique, et connu plusieurs inversions de ses pôles magnétiques. En témoignent les empilements de coulées de lave ou les séquences sédimentaires qui s'accumulent au fond des océans. Ces deux types de roches ont, en effet, la capacité de rester magnétisées dans la direction du champ magnétique existant lors de leur refroidissement à la **température de Curie** (**point de Curie**), un peu en dessous de 500°C , et donc de garder la mémoire du champ magnétique régnant à la surface du Globe pendant ce refroidissement (ou pendant leur dépôt *via* les petits grains magnétiques qui les composent). C'est le phénomène de **rémanence magnétique** qui a permis le développement du **paléomagnétisme**. La direction du champ rémanent, qui peut être complètement différente de la direction du champ local actuel, est caractéristique du champ local lors de la formation de la roche. Les roches volcaniques, après avoir traversé l'écorce terrestre à une température supérieure au point de Curie des minéraux qui les composent, se refroidissent et s'aimantent sous l'effet du champ terrestre au passage de ce point dans le sens inverse. Moins sensibles au phénomène, les roches sédimentaires voient les particules magnétiques s'orienter dans la direction du champ terrestre lors de la sédimentation et conser-

ver cette orientation. Les sédiments qui se déposent dans les fonds océaniques contiennent des minéraux magnétiques dont le plus facile à détecter est la célèbre magnétite. Cette aimantation est proportionnelle à l'intensité du champ et n'évolue pas à la température ordinaire. Mais d'autres facteurs influent sur l'aimantation rémanente : l'action continue du champ terrestre, les champs intenses ponctuels (dus par exemple à la foudre) et la cristallisation qui peut en modifier l'intensité ou la direction.

Renversements et excursions du champ

Le champ magnétique terrestre connaît deux types d'instabilités, les *renversements* et les *excursions*. Les renversements correspondent à des inversions des pôles Sud et Nord magnétiques, dont la plus récente a eu lieu il y a environ 790 000 ans. Ce type d'inversions a été mis en évidence pour la première fois en 1906 en France par Bernard Brunhes, mais il a fallu attendre les années 1960 pour que les études se multiplient et établissent que ces phénomènes d'inversion sont vraiment une caractéristique globale du champ magnétique terrestre. Elles ont surtout montré qu'ils se produisaient de façon erratique et imprédictible, avec une alternance de polarité stable pendant de longues périodes (plusieurs centaines de milliers d'années) et de renversements rapides (quelques milliers d'années) et que le taux de renversement avait augmenté au cours de la dernière centaine de millions d'années, passant de un, au début de cette période, à quatre renversements par million d'années pendant les cinq derniers millions d'années, la période "normale" actuelle semblant donc "anormalement" longue.

Les excursions géomagnétiques sont des instabilités de plus courte durée. Si, comme pour les inversions, la polarité s'inverse complètement, la polarité initiale se rétablit aussitôt. Les études menées au Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement (LSCE/CEA-CNRS-université de Versailles-Saint-Quentin-en-Yvelines) ont montré que la durée d'une excursion est de l'ordre de 1 500 ans, apportant une première vérification de la théorie du géophysicien anglais David Gubbins selon laquelle les excursions ne se produisent que dans le noyau externe *fluide* de la Terre et non pas dans le noyau *solide*.