



LA DYNAMO TERRESTRE

Le champ magnétique de la Terre est connu et utilisé par l'humanité depuis des milliers d'années. Sa connaissance a même été un enjeu stratégique à l'époque de la « conquête des Indes ». Omniprésent mais très discret, il entoure notre planète d'un bouclier qui détourne les particules chargées dont nous bombarde le Soleil, générant au passage les magnifiques aurores polaires. Mais quelle est l'origine de ce champ magnétique ? Où est-il produit, et de quelle manière ? Depuis quand est-il présent ? Pourrait-il disparaître ?



S'il est maintenant acquis que le champ magnétique de la Terre est généré par effet dynamo dans son noyau métallique liquide, cette idée ne s'est imposée qu'au milieu du vingtième siècle, et il a fallu attendre les toutes dernières années de ce siècle pour qu'une première simulation numérique cohérente reproduise ce phénomène.

Pourtant, l'étude scientifique du champ magnétique terrestre a débuté bien avant cela !

Alors, commençons par le commencement : que sait-on du champ magnétique de la Terre ? Quelle est sa géométrie ? Où sont placées ses sources ? Comment a-t-il évolué au cours du temps ?

LE CHAMP MAGNÉTIQUE DE LA TERRE

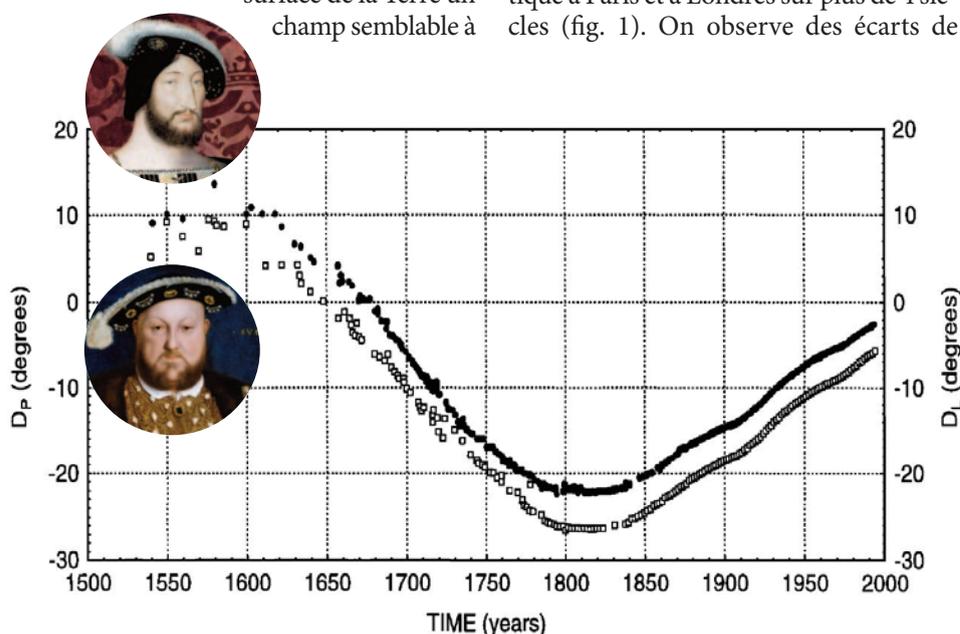
On distingue plusieurs composantes du champ magnétique terrestre : des composantes « externes » dont les sources se situent dans l'ionosphère et au-delà, et des composantes « internes » dont l'origine est à l'intérieur de la Terre. Ces dernières sont largement dominantes et produisent à la surface de la Terre un champ semblable à

celui d'un aimant qui serait situé au cœur de la Terre pointant ses pôles vers les pôles géographiques, comme l'imaginait William Gilbert (médecin de la Reine Élisabeth I^{re}) dès 1600.

Cependant, on savait dès cette époque que ce n'était pas aussi simple. Certes, les navigateurs utilisaient la boussole pour repérer le Nord, mais ils savaient très bien que l'aiguille de la boussole pointait parfois de plusieurs dizaines de degrés trop à l'Est ou trop à l'Ouest. Il était donc crucial de cartographier cet angle (que l'on nomme la *déclinaison*, lire l'encadré 1) et de suivre son évolution dans le temps.

Les grandes puissances maritimes de l'époque entreprirent cette cartographie, tandis que des stations de référence à terre enregistraient jour après jour les composantes du champ local : déclinaison, puis inclinaison, et enfin intensité. Une œuvre de longue haleine qui aboutit au 19^e siècle à l'établissement d'observatoires magnétiques sous l'impulsion de Carl Friedrich Gauss (1777-1855).

Grâce à ces précurseurs nous pouvons suivre l'évolution de la déclinaison magnétique à Paris et à Londres sur plus de 4 siècles (fig. 1). On observe des écarts de



Vue d'artiste : Mourad CHERFI

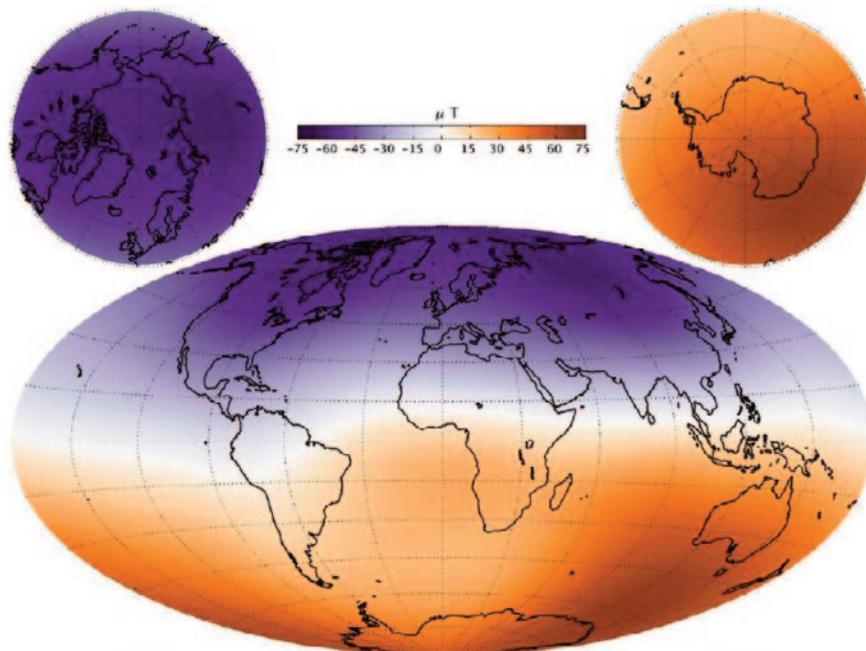
1. Evolution de la déclinaison magnétique à Paris (symboles pleins) et à Londres (symboles vides) depuis 1540 (sous les règnes de François I^{er} et Henri VIII). (Adapté de Alexandrescu et al, 1997)

plusieurs dizaines de degrés entre le Nord géographique et le Nord magnétique. L'échelle de temps de ces variations est de l'ordre du siècle.

Nos ancêtres ne se sont pas contentés de mesurer l'évolution temporelle de la déclinaison à Londres et à Paris ; les grands explorateurs ont cartographié la déclinaison à la surface de la Terre au gré de leurs pérégrinations maritimes. Dès 1570, on mesure également l'inclinaison du vecteur magnétique, c'est-à-dire l'angle qu'il fait avec l'horizontale. Gauss va plus loin en mettant au point une méthode de mesure de l'intensité du champ magnétique, et en appelant à l'installation d'un réseau d'observatoires magnétiques. Développant pour l'occasion toute la panoplie d'outils mathématiques que nous lui devons, il produit des cartes de la composante radiale du champ (B_r) et démontre l'origine interne du champ principal.

Au 20^e siècle, « l'année géophysique internationale » (1957-58) permet une amélioration notable de la qualité des mesures et de la répartition géographique des observatoires magnétiques. Une nouvelle étape est franchie en 1987 avec le lancement du programme international INTERMAGNET qui établit des normes de qualité, et mutualise et distribue les données d'observation de plus de 150 observatoires (<https://www.intermagnet.org>).

Depuis 1999, nous disposons d'une



2. Cartographie de la composante radiale B_r du champ magnétique à la surface de la Terre en 2019. (Finlay *et al*, 2020)

cartographie globale effectuée par satellite. Ainsi peut-on construire la carte de B_r à la surface de la Terre pour l'an 2019 (fig. 2). On reconnaît la dominante dipolaire, avec B_r principalement négatif dans l'hémisphère Nord (comme au pôle Sud d'un aimant).

L'ORIGINE DU CHAMP MAGNÉTIQUE DE LA TERRE

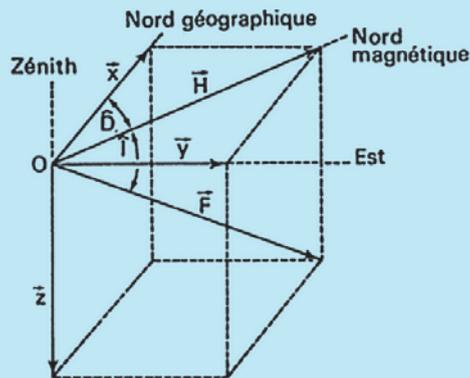
Avant d'aller plus loin, penchons-nous sur l'origine du champ magnétique. Si Gilbert imaginait la présence d'un énorme aimant au cœur de la Terre, nous savons aujourd'hui qu'il n'en est rien : les températures qui y règnent dépassent largement les températures de Curie, au-delà desquelles l'aimantation des roches disparaît¹. De plus, les variations séculaires du champ pointent vers un support fluide du porteur de champ. Il faut attendre 1919 et l'intuition de Sir Joseph Larmor pour que prenne forme la théorie de *dynamo auto-entretenu* qui fait désormais consensus : les écoulements d'un liquide conducteur électrique peuvent donner naissance à un champ magnétique et l'entretenir. Or le cœur de la Terre est constitué d'un noyau métallique, dont la partie externe est liquide (lire l'encadré 2).

La sismologie nous fournit des informations très précises : le rayon du noyau externe est de 3480 km ; il est liquide, constitué principalement de fer et de nickel (11%), mais contient également quelques pourcents d'éléments « légers » (silicium, oxygène, magnésium, ...). Il est très bien mélangé. Le noyau interne est solide, son rayon est de 1221 km, et il contient moins d'éléments légers que le noyau externe.

1. DÉCLINAISON, INCLINAISON, INTENSITÉ

Le « champ magnétique » est un champ de vecteurs. En chaque point, on peut définir le vecteur magnétique \vec{F} par ses trois composantes dans un repère cartésien. À la surface de la Terre, on utilise un repère local avec ses trois axes géographiques :

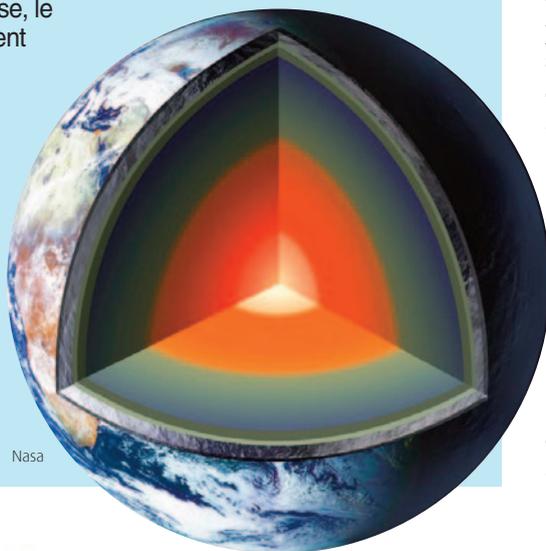
Nord, Est, verticale, qui définissent les composantes (X,Y,Z) de \vec{F} . La projection de \vec{F} sur le plan horizontal est le vecteur \vec{H} . La déclinaison D est l'angle orienté entre le Nord géographique et \vec{H} (positif quand ce dernier est à l'Est), tandis que l'inclinaison I mesure l'angle entre \vec{H} et \vec{F} . L'intensité magnétique est simplement la norme du vecteur \vec{F} .



musée de sismologie et collections de géophysique, Strasbourg

2. STRUCTURE DE L'INTÉRIEUR DE LA TERRE

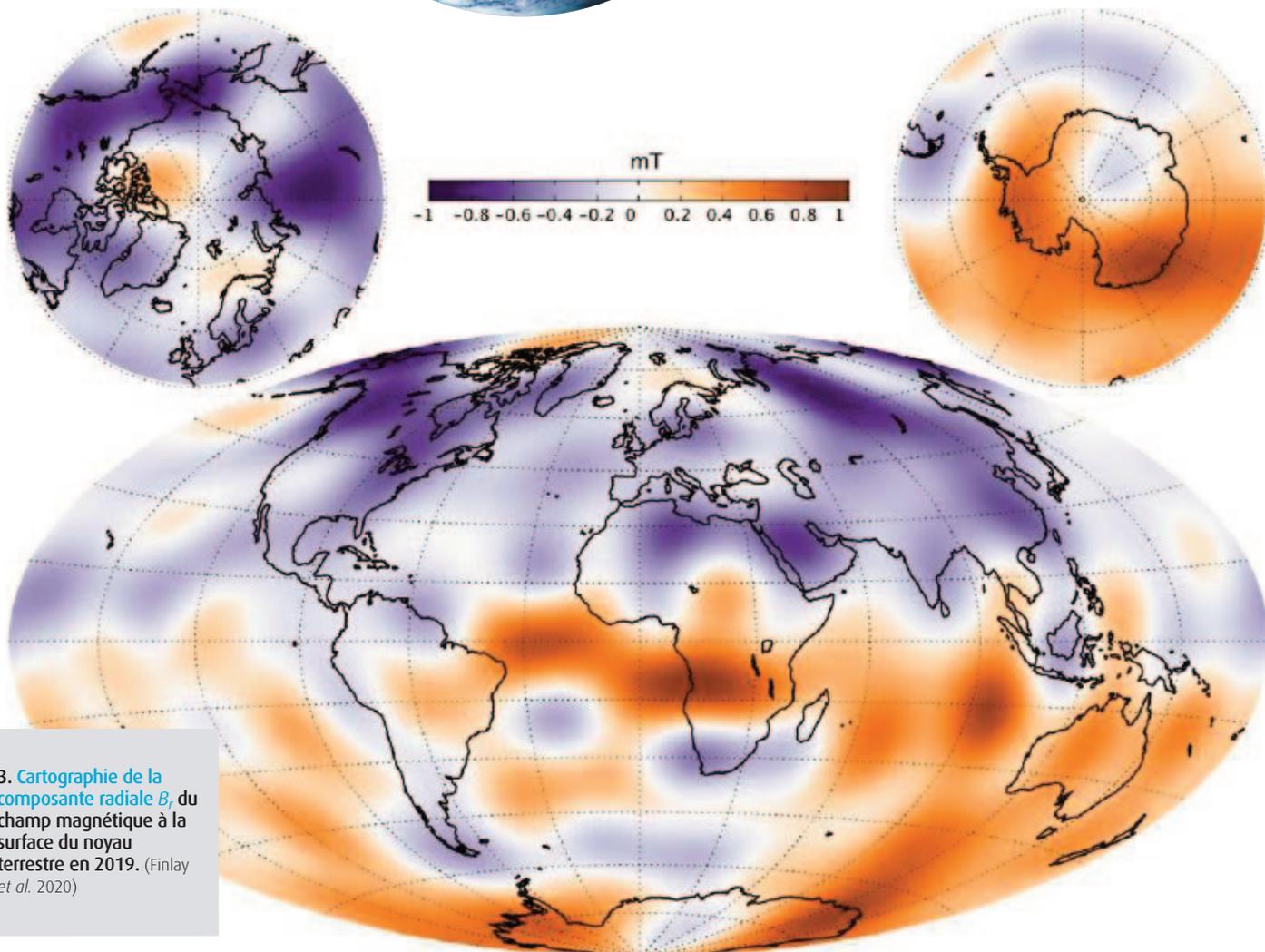
Le manteau terrestre, constitué de silicates, entoure le noyau composé principalement de fer. La frontière entre le manteau et le noyau se situe à 2891 km de profondeur. Le rayon du noyau est de 3480 km. Malgré des températures atteignant 3800°C à sa base, le manteau est essentiellement solide, alors que le noyau externe est liquide. Cependant, sous l'effet de la pression qui atteint 365 GPa au centre de la Terre, le cœur du noyau est solide, formant le noyau interne, de 1221 km de rayon. Le champ magnétique est généré dans le noyau liquide par effet dynamo.



CARTOGRAPHIER LE CHAMP MAGNÉTIQUE À LA SURFACE DU NOYAU

La scène étant fixée, l'action se joue dans le noyau. La première chose à faire est donc de nous projeter à la frontière manteau/noyau, située à 2891 km de profondeur (soit 6371 km (rayon de la Terre) - 3480 km). En l'absence de courants électriques dans le manteau, composé de silicates isolants, on peut « prolonger » le champ magnétique observé à la surface de la Terre vers le bas, jusqu'à la surface du noyau. Par contre, nous n'avons pas accès à la structure du champ à l'intérieur du noyau.

On obtient ainsi une carte du champ magnétique à la surface du noyau (fig. 3), qui permet de mieux ausculter la dynamo. La signature hémisphérique du dipôle reste dominante, mais des « taches » de polarité inverse sont bien visibles. Mais surtout, on peut suivre l'évolution de ces structures au cours du temps, grâce aux observations historiques, et maintenant grâce aux relevés des missions spatiales qui se sont succédées depuis 1999 (missions Ørsted, Champs, SWARM).



3. Cartographie de la composante radiale B_r du champ magnétique à la surface du noyau terrestre en 2019. (Finlay *et al.* 2020)

À ces échelles de temps, tout se passe pratiquement comme si les lignes de champ magnétique étaient transportées par le fluide s'écoulant à la surface du noyau (on parle de « flux gelé »).

QUEL TEMPS FAIT-IL DANS LE NOYAU ?

On peut donc cartographier les écoulements à la surface du noyau. Mais on peut aller encore plus loin : découvrir les écoulements à l'intérieur du noyau. Et ceci grâce à la rotation de la Terre. En effet, dans un liquide en rotation rapide, les écoulements obéissent à la contrainte de Proudman-Taylor (lire l'encadré 3) qui stipule que la vitesse du fluide est invariante dans la direction parallèle à l'axe de rotation (appelons-le Oz). L'écoulement de surface (en fait sous une couche d'Ekman de quelques dizaines de mètres d'épaisseur²) que l'on déduit de la variation séculaire du champ magnétique se prolonge donc en impressionnantes colonnes à travers tout le noyau (fig. 4) !

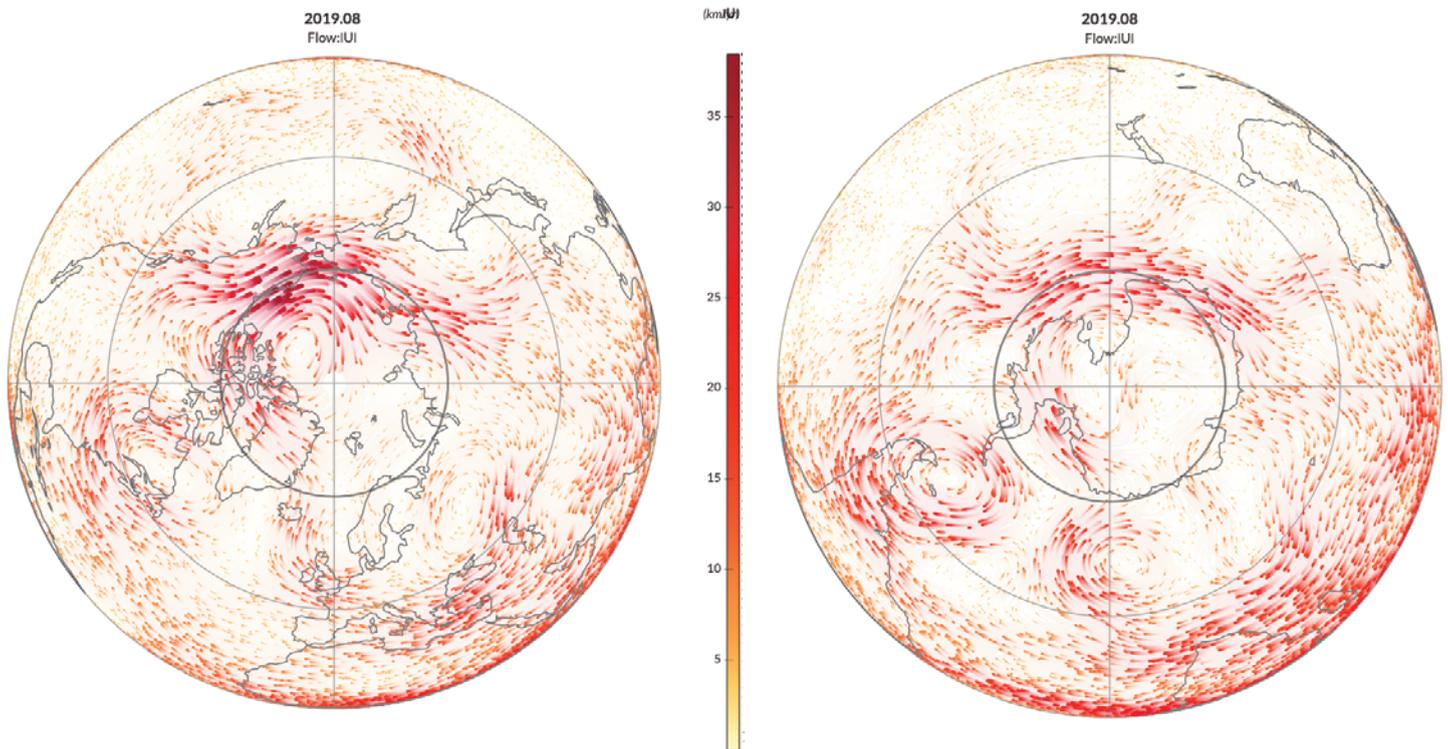
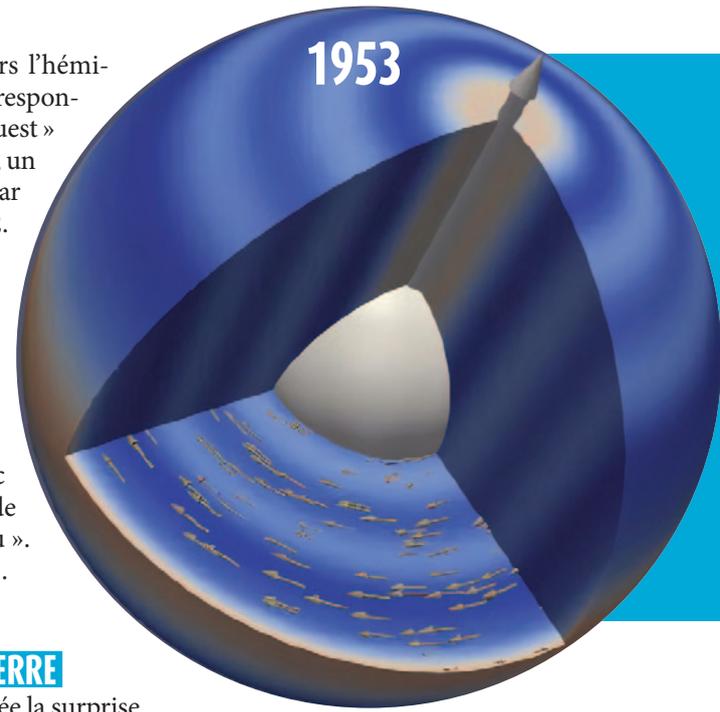
Depuis plusieurs siècles, l'écoulement est dominé par un immense anticyclone

dont l'axe est décentré vers l'hémisphère Atlantique. Il y est responsable de la « dérive vers l'Ouest » des structures magnétiques, un phénomène déjà identifié par Edmond Halley en 1692. Les vitesses du fluide étant de l'ordre de 0,5 mm/s, il faut environ 300 ans au fluide pour effectuer un tour complet du grand anticyclone, qu'accompagnent d'autres tourbillons moins étendus. Voici donc la principale composante de la « météorologie du noyau ». Mais elle n'est pas la seule...

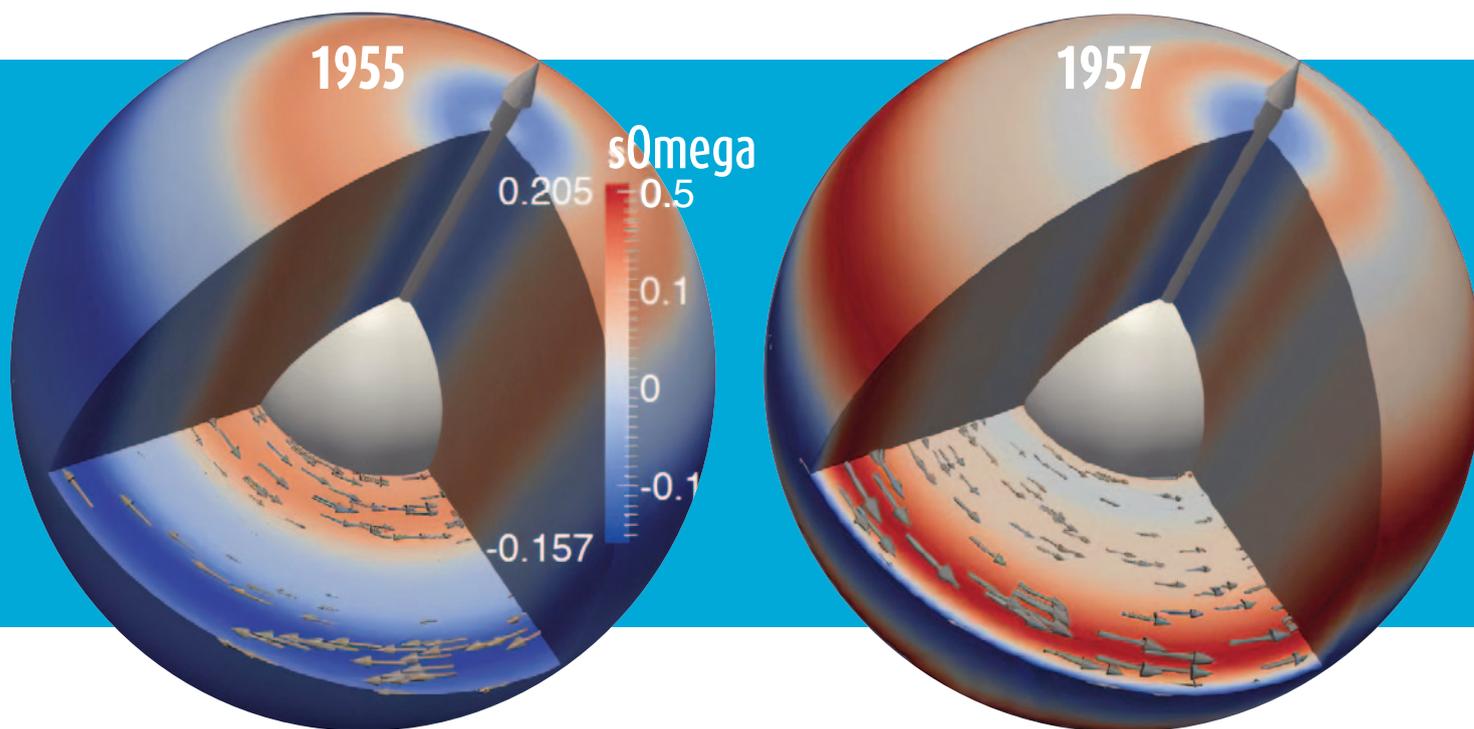
DES ONDES D'ALFVÉN QUI FONT DANSER LA TERRE

En 1942, Hannes Alfvén crée la surprise en prédisant l'existence d'ondes magnétohydrodynamiques : des ondes qui peuvent se propager dans un fluide conducteur électrique plongé dans un champ magnétique. Elles reposent sur le couplage entre l'équation du mouvement

(l'équation de Navier-Stokes) et l'équation d'induction magnétique. Dans un champ magnétique uniforme et en l'absence de dissipation, l'onde d'Alfvén est très simple : non-dispersive et transver-



4. Écoulement à la surface du noyau en 2019. Projections orthographiques centrées sur le pôle Nord. Hémisphère Nord à gauche, Sud à droite. Le cercle le plus central est la projection du bord du noyau solide. Les flèches et les couleurs donnent les vitesses du fluide, qui atteignent 38 km/an. On observe un grand anticyclone excentré et de plus petits vortex qui se correspondent dans les deux hémisphères. (Modèle d'écoulement de Gillet et al (2019). <https://geodyn.univ-grenoble-alpes.fr>)



sale, elle se propage le long des lignes de champ magnétique à une vitesse proportionnelle à l'intensité du champ. C'est un peu comme si l'on pinçait une ligne de champ comme une corde de guitare et que la perturbation se propageait le long de cette corde.

De telles ondes doivent exister dans le noyau terrestre. Cependant, nous avons vu que la rotation de la Terre limite fortement les écoulements qui varieraient le long de l'axe de rotation. Sont donc favorisées les ondes d'Alfvén géostrophiques (également appelées « ondes de torsion ») : la vitesse du fluide y est purement azimutale et uniforme sur des cylindres d'axe Oz , et l'onde se propage dans la direction radiale cylindrique perpendiculaire à cet axe.

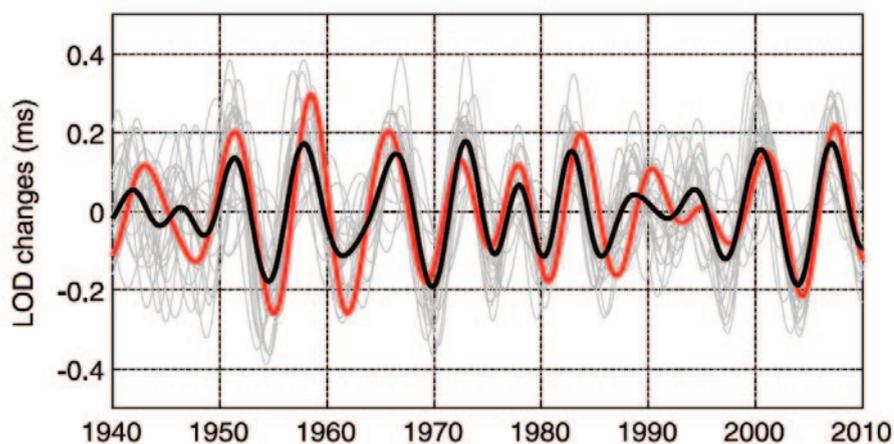
En 2010, Nicolas Gillet et ses collaborateurs découvraient des ondes d'Alfvén géostrophiques dans le noyau (fig. 5). Elles se manifestent par une légère oscillation assez régulière, avec une période d'environ 6 ans, qui se superpose à l'écoulement moyen. On observe que l'oscillation se propage depuis l'intérieur vers l'extérieur du noyau liquide, qu'elle traverse en 3 à 4 ans. Or la vitesse de l'onde d'Alfvén est proportionnelle à l'intensité du champ magnétique. On en déduit qu'au sein du noyau, l'intensité moyenne du champ magnétique est d'environ 4 mT, soit dix fois plus qu'à sa surface.

Cette découverte marque une étape essentielle dans l'exploration du noyau : elle

5. **Ondes d'Alfvén géostrophiques** découvertes dans le noyau par Gillet *et al*, 2010. Les flèches et les couleurs donnent le signe et l'intensité de la vitesse azimutale. Entre 1953 et 1957, l'onde a traversé le noyau liquide.

valide l'approche quasi-géostrophique faisant appel au théorème de Proudman-Taylor, elle indique que l'énergie magnétique dans le noyau est près de 10 000 fois plus grande que l'énergie cinétique, et ouvre la voie à une cartographie du champ magnétique caché à l'intérieur du noyau.

Enfin, les ondes d'Alfvén géostrophiques offrent une explication inattendue aux fluctuations de la durée du jour – infimes mais mesurables – observées à des périodes autour de 6 ans (fig. 6). En effet, ces ondes font varier le moment cinétique du noyau. Le moment cinétique total de la Terre se conservant, sa partie solide subit de légères variations de vitesse de rotation³. Les variations prédites à partir de l'écoulement découvert dans le noyau sont en très bon accord avec les observations.



6. **Les astronomes mesurent d'infimes variations de la durée du jour (LOD) au cours du temps**, en particulier pour des périodes d'environ 6 ans (ligne rouge). L'écoulement associé aux ondes d'Alfvén géostrophiques produit des variations de la durée du jour (ligne noire) en très bon accord. (Gillet *et al*, 2015)

3. GÉOSTROPHIE, QUASI-GÉOSTROPHIE, CONTRAINTE DE PROUDMAN-TAYLOR

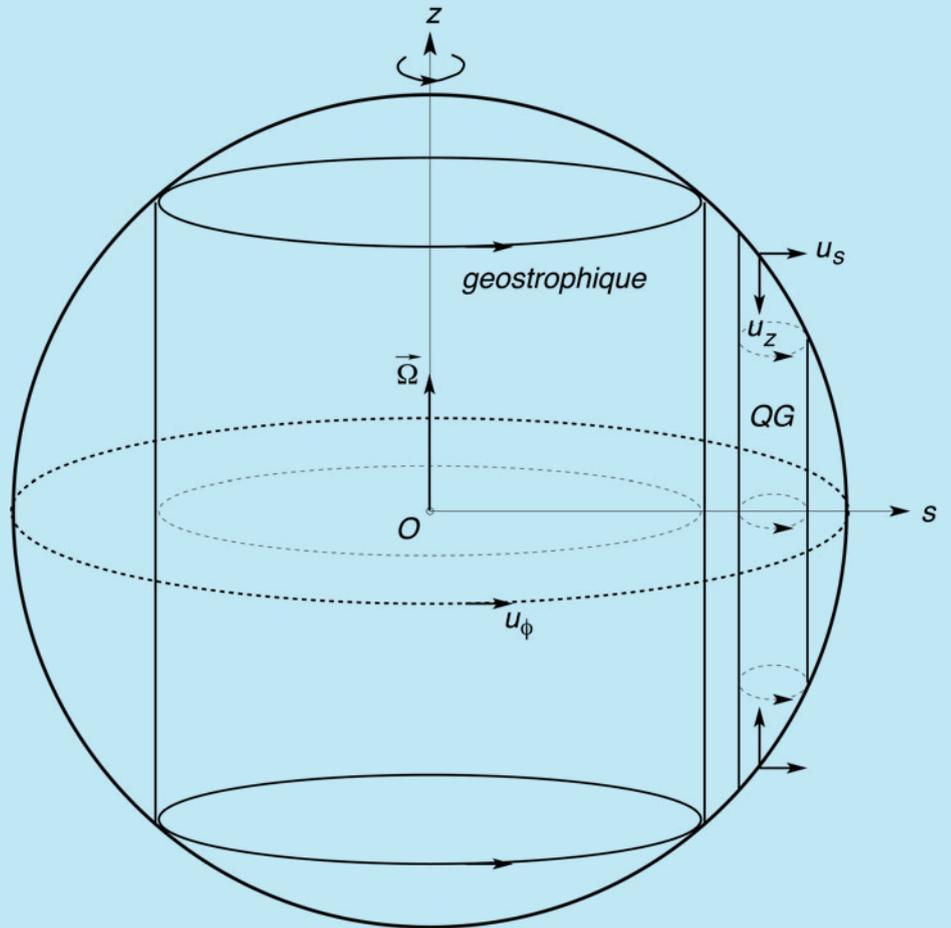
Dans un fluide peu visqueux, comme l'atmosphère, l'océan, ou le noyau liquide, l'accélération de Coriolis est dominante et la seule à équilibrer le gradient de pression. C'est ce que l'on appelle l'équilibre géostrophique. On l'écrit : $2\rho\vec{\Omega} \times \vec{u} = -\vec{\nabla}P$, où $\vec{\Omega}$ est le vecteur rotation selon Oz, \vec{u} est le vecteur vitesse de l'écoulement, P est la pression, et ρ est la densité du fluide.

Dans cet équilibre, les vents ne se dirigent pas des hautes pressions vers les basses pressions, comme on pourrait l'attendre, mais suivent au contraire les lignes d'égalité de pression, s'enroulant autour des dépressions (les cyclones) et des hautes pressions (les anticyclones).

Si l'on prend le rotationnel de l'équilibre géostrophique, on obtient (pour un fluide incompressible) :

$$\frac{\partial \vec{u}}{\partial z} = \vec{0}$$

Une conséquence surprenante de l'équilibre géostrophique est donc que l'écoulement est contraint à rester invariant le long de l'axe de rotation Oz : une propriété que l'on dénomme « *contrainte de Proudman-Taylor* ». Dans le noyau liquide, cela signifie que l'écoulement tend à s'organiser en tourbillons cycloniques et anticycloniques qui s'étendent depuis la base du manteau dans l'hémisphère Nord à travers tout le noyau jusque dans l'hémisphère Sud ! Les seuls écoulements parfaitement géostrophiques dans une sphère en rotation sont les écoulements azimutaux axisymétriques (tout au moins en-dessous d'une fine couche d'Ekman qui permet à la vitesse d'être nulle sur la paroi solide que



constitue le manteau). Cependant, des tourbillons plus locaux sont permis, mais la non-pénétration du fluide à la base du manteau impose d'associer une vitesse u_z parallèle à Oz à toute vitesse u_s perpendiculaire à Oz au

contact du manteau. Cette composante de vitesse n'est pas invariante en z , puisqu'elle change de signe à l'équateur. On parle alors d'écoulement quasi-géostrophique (QG).

POURQUOI LE DIPÔLE MAGNÉTIQUE EST-IL ALIGNÉ AVEC L'AXE DE ROTATION ?

Le champ magnétique de la Terre, et de la plupart des planètes du Système solaire, est dominé par un dipôle presque aligné avec son axe de rotation. Il y a donc clairement un lien entre la génération du champ magnétique et la rotation. Ce lien n'est pas direct, mais l'étude de la convection dans une sphère en rotation nous permet de bien le comprendre (lire l'encadré 3).

La convection s'organise en effet en

tourbillons quasi-géostrophiques : de grandes colonnes s'étirant à travers tout le noyau, d'axe parallèle à l'axe de rotation Oz, autour duquel s'enroule le fluide. S'y ajoute une vitesse parallèle à Oz qui change de signe à l'équateur. C'est cette organisation qui est responsable de la géométrie du champ magnétique dominant produit par l'effet dynamo : un dipôle aligné avec l'axe de rotation, régénéré par un champ magnétique azimutal antisymétrique par rapport à l'équateur, confiné à l'intérieur du noyau. Mais quel est le moteur de ces écoulements convectifs ?

LE MOTEUR DE LA DYNAMO

Les planètes sont de formidables machines thermiques. Elles passent leur temps à évacuer la chaleur accumulée depuis leur formation, générant toutes sortes de manifestations fantastiques que l'exploration spatiale du Système solaire nous a révélées : volcans sur Mars et Vénus, tempêtes sur Jupiter et Saturne, aurores boréales sur Ganymède... Cette machinerie produit également le champ magnétique de la Terre. Le noyau se refroidit, amenant une dizaine de TeraWatt (10^{12} Watt) à la base du manteau. La viscosité du fer liquide étant proche de celle

de l'eau, le noyau évacue cette chaleur par convection. Les écoulements convectifs engendrent et entretiennent l'effet dynamo qui produit le champ magnétique.

Le noyau est encore très chaud : on estime que sa température passe d'environ 3800°C à son sommet jusqu'à 5500°C au centre de la Terre, des températures voisines de celles qu'on trouve à la surface du Soleil ! L'augmentation de la température avec la profondeur est presque exclusivement due à l'effet de la pression qui passe de 136 GPa (1 GPa = 10^9 Pascal = 10^4 bar) à 365 GPa. Dans le noyau liquide, efficacement brassé, la température suit en effet un profil « isentropique ». Malgré ces températures infernales, le fer cristallise sous l'effet de la pression, formant le noyau interne, solide. Le noyau se refroidissant au cours du temps, le noyau interne grossit. Ce faisant, il fournit de la chaleur latente et restitue au noyau liquide une partie des éléments légers que contient ce dernier. Ces éléments contribuent à la convection, car plus légers, ils remontent vers le sommet du noyau.

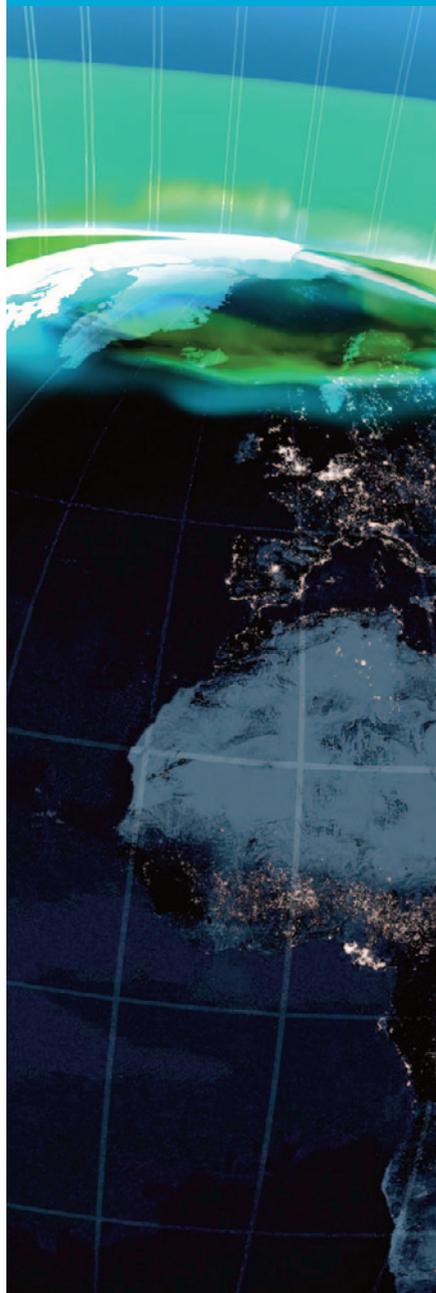
LE SUCCÈS DES SIMULATIONS

Ce sont les simulations numériques de dynamos convectives qui ont permis de bien comprendre comment s'agencent ces différents éléments. L'exercice est difficile : il s'agit de résoudre en géométrie sphérique le système d'équations différentielles couplées : équation du mouvement ou de Navier-Stokes, équation de la température, et équation d'induction magnétique. Les premières simulations, effectuées par Gary Glatzmaier et Paul Roberts aux USA et par le groupe d'Akira Kageyama, Tetsuya Sato et leur « complexity simulation group » au Japon, ont abouti en 1995, après des mois de calcul sur les super-ordinateurs de l'époque.

Dès le début, les résultats de ces simulations ont montré une ressemblance encourageante avec ce que l'on connaît du champ magnétique : dominance d'un dipôle qui tend à s'aligner avec l'axe de rotation, « taches » de flux aux hautes latitudes. Cependant, pour des raisons numériques, la viscosité du fluide des simulations est typiquement un milliard de fois plus forte que ce que l'on attend pour le noyau ! Ce qui limite d'autant le rôle de la rotation.

Les efforts des dernières années visent à réduire cet écart, et les résultats de deux équipes françaises (Julien Aubert et ses

Les simulations récentes respectent les équilibres du noyau terrestre et reproduisent les principales propriétés du champ magnétique



collègues de l'Institut de Physique du Globe de Paris, et l'équipe géodynamo de Grenoble sous la houlette de Nathanaël Schaeffer) sont très encourageants car ils montrent que les simulations récentes reproduisent bien les équilibres attendus pour le noyau terrestre. Nous avons vu que les observations indiquent que l'énergie magnétique est environ 10 000 fois plus grande que l'énergie cinétique dans le noyau. Cela peut surprendre puisque dans une dynamo, c'est l'écoulement qui produit le champ magnétique. Il n'y a cependant pas là de paradoxe, et si les simulations ne reproduisent pas encore un tel écart, plusieurs ont une énergie magnétique d'au moins un ordre de grandeur supérieure à l'énergie cinétique.

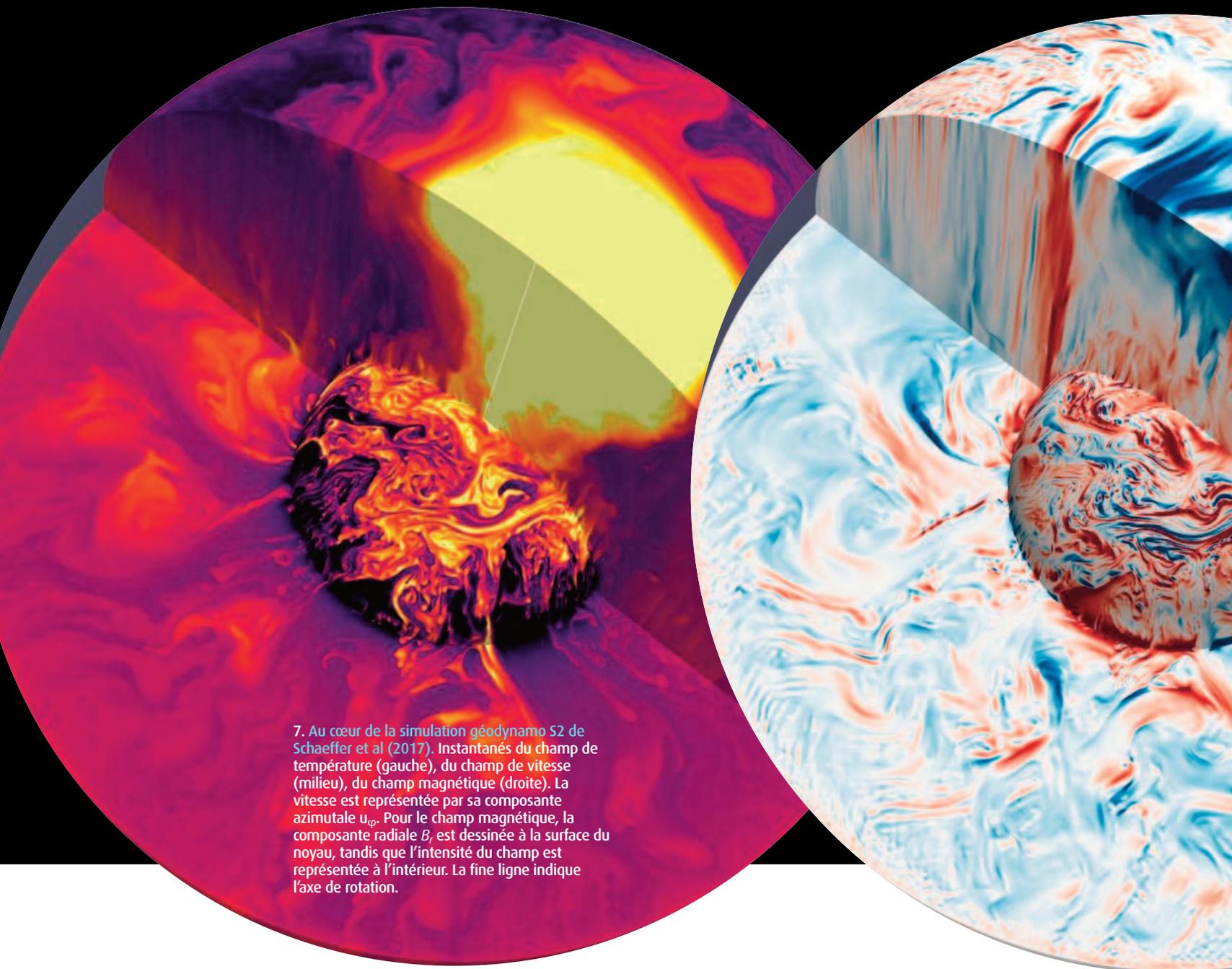
À L'INTÉRIEUR D'UNE SIMULATION NUMÉRIQUE

La simulation S2 de Schaeffer *et al.* (2017) fait partie de ces simulations turbulentes haute résolution. Plongeons au cœur de la machine thermique et magnétique infernale qu'elle révèle (fig. 7) !

De fins panaches prennent naissance à la surface du noyau interne. Composés de fluide chaud porteur d'éléments légers, ils s'élèvent en s'élargissant, formant des méandres sous l'action de la force de Coriolis. Dans le cylindre tangent au noyau interne d'axe parallèle à l'axe de rotation, on observe une forte anomalie thermique. Elle est associée à un vigoureux « vortex twisté » : anticyclone vers la surface, cyclone vers le noyau interne : on est dans un régime de « vent thermique ».

La dynamique est différente à l'extérieur du cylindre tangent : on y voit un champ de vitesse dominé par des structures très tortueuses dans le plan de l'équateur, mais qui respectent la contrainte de Proudman-Taylor. L'équilibre des forces est quasi-géostrophique. Le champ magnétique est principalement dipolaire en surface, mais une large tache de polarité inverse est présente au-dessus du cylindre tangent. L'intérieur montre une grande hétérogénéité de l'intensité du champ magnétique.

L'analyse détaillée de cette simulation révèle la présence d'ondes d'Alfvén géostrophiques très semblables à celles découvertes dans le noyau terrestre. Un anticyclone excentré peut également être observé pendant une partie de la simulation.



7. Au cœur de la simulation géodynamo S2 de Schaeffer et al (2017). Instantanés du champ de température (gauche), du champ de vitesse (milieu), du champ magnétique (droite). La vitesse est représentée par sa composante azimutale u_ϕ . Pour le champ magnétique, la composante radiale B_r est dessinée à la surface du noyau, tandis que l'intensité du champ est représentée à l'intérieur. La fine ligne indique l'axe de rotation.

ET DEMAIN ?

Malgré le succès des simulations numériques récentes, il nous reste du chemin à parcourir pour vraiment comprendre le fonctionnement de la dynamo terrestre. Je citerai deux exemples. Le premier concerne le fonctionnement de la géodynamo dans le passé géologique de la Terre, le second les inversions de polarité magnétique.

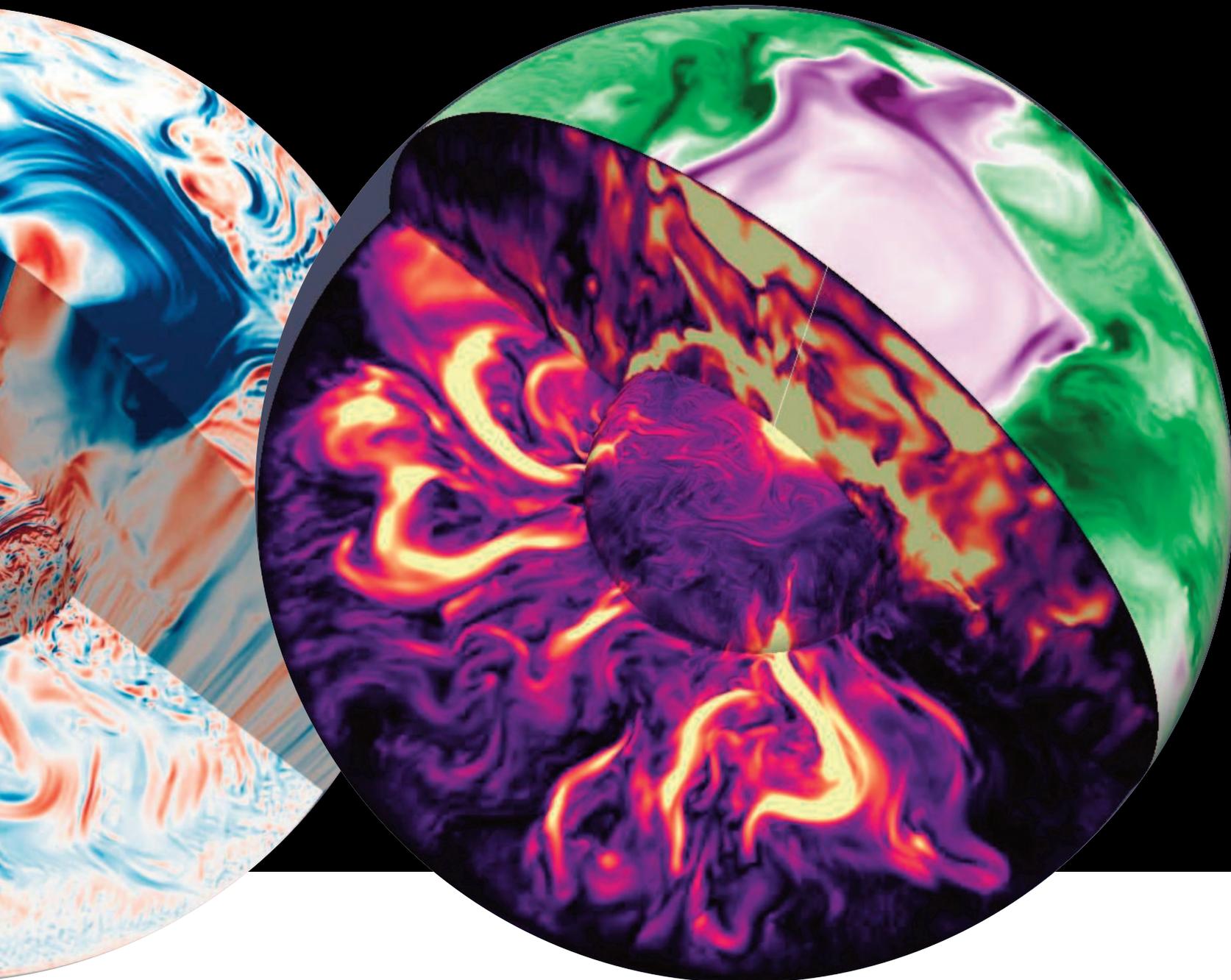
La cristallisation du noyau solide qu'accompagne la libération de chaleur latente et d'éléments légers constitue le principal moteur de la convection dans le noyau aujourd'hui. Il n'en a cependant

pas toujours été ainsi. En effet, les modèles d'évolution thermique de la Terre indiquent que la nucléation du noyau solide ne s'est produite qu'il y a 500 millions à un milliard d'années. Avant cela, le noyau se refroidissait déjà, mais une grande partie de la chaleur qu'il évacuait pouvait l'être par conduction thermique. La convection était peut-être absente ou peu vigoureuse. Or les données paléomagnétiques montrent que la Terre possède un champ magnétique depuis au moins 3,5 milliards d'années. Quel était donc le moteur de la dynamo dans ces temps reculés ? L'action des marées et l'exsolution d'éléments chi-

miques du noyau vers le manteau font partie des scénarios étudiés actuellement.

Les simulations haute-résolution exigent des temps de calcul de plusieurs mois. Malgré cela, elles ne simulent qu'un temps très court à l'échelle géologique : l'équivalent de quelques dizaines de milliers d'années. De ce fait, il est pratiquement impossible d'étudier le phénomène des inversions magnétiques à cette résolution. La dernière inversion remonte à 780 000 ans. Le paléomagnétisme nous indique que le champ s'est inversé des centaines de fois au cours des temps géologiques. Or l'intensité du di-

L'analyse détaillée de cette simulation révèle la présence d'ondes d'Alfvén géostrophiques très semblables à celles découvertes dans le noyau terrestre. Un anticyclone excentré peut également être observé pendant une partie de la simulation.



pôle magnétique décroît continument depuis plusieurs siècles. Une inversion magnétique se prépare-t-elle ? Nous ne savons pas encore répondre à cette question, ce qui n'empêche pas d'explorer ce que seraient les conséquences d'un tel événement sur nos civilisations. ■

1 La température de Curie du fer est d'environ 770°C, une température atteinte dès 50 kilomètres de profondeur dans la Terre. La température dépasse 3500°C dans le noyau.

2 La vitesse du fluide est nulle au contact de la frontière manteau/noyau, car le manteau est solide à ces échelles de temps. L'écoulement dans le noyau s'ajuste à cette contrainte à travers une couche limite visqueuse dont l'épaisseur dépend de la viscosité du

fluide mais également de la vitesse de rotation de la Terre, comme l'a démontré (pour l'océan) Vagn Walfrid Ekman en 1902.

3. Voir une jolie illustration de la conservation du moment cinétique d'un système isolé : <https://commons.wikimedia.org/w/index.php?title=File%3ABehoudImpulsmoment.ovg> .

RÉFÉRENCES

- Alexandrescu M., V. Courtillot & J-L. Le Mouél, High-resolution secular variation of the geomagnetic field in western Europe over the last 4 centuries: Comparison and integration of historical data from Paris and London, *J. Geophys. Res.*, 102, 20245-20258, 1997.
- Aubert J., Approaching Earth's core conditions in high-resolution geodynamo simulations, *Geophys. J. Int.*, 219, S137-S151, 2019.
- Finlay C.C. *et al*, The CHAOS-7 geomagnetic field

model and observed changes in the South Atlantic Anomaly, *Earth, Planets and Space*, 72-156, 2020.

■ Gillet N., D. Jault, E. Canet & A. Fournier, Fast torsional waves and strong magnetic field within the Earth's core, *Nature*, 465, 74-77, 2010.

■ Gillet N., D. Jault & C.C. Finlay, Planetary gyre, time-dependent eddies, torsional waves, and equatorial jets at the Earth's core surface, *J. Geophys. Res.: Solid Earth*, 3991-4013, 2015.

■ Gillet N., L. Huder & J. Aubert, A reduced stochastic model of core surface dynamics based on geodynamo simulations, *Geophys. J. Int.*, 219, 522-539, 2019.

■ Le Mouél J-L. & J-P. Poirier, *Une brève histoire du magnétisme : de l'aimant à la Terre*, Belin, 224pp, 2013.

■ Schaeffer N., D. Jault, H-C. Nataf & A. Fournier, Turbulent geodynamo simulations: a leap towards Earth's core, *Geophys. J. Int.*, 211, 1-29, 2017.