

Panorama du champ magnétique terrestre

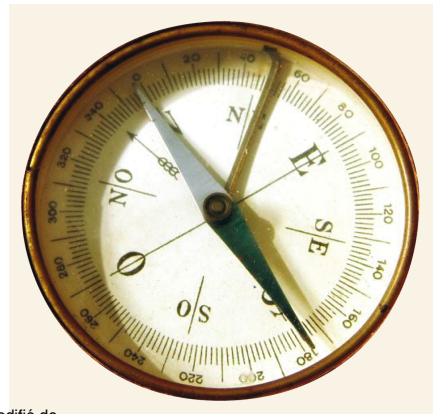
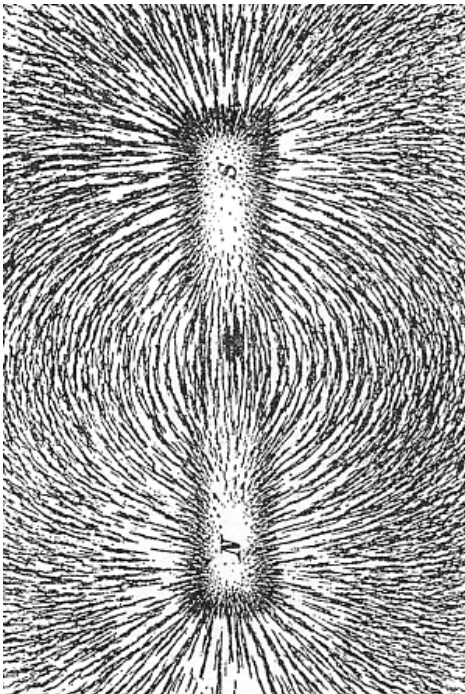
Gauthier Hulot

**Equipe de Géomagnétisme
Institut de Physique du Globe de Paris
Université Paris Diderot, Sorbonne Paris Cité
CNRS**



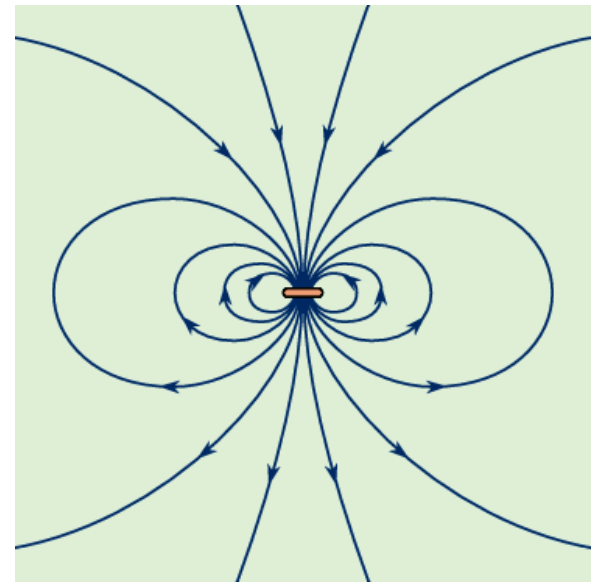
Le champ magnétique terrestre

- Définition historique: ce qui oriente ma boussole, à relativement basse fréquence (pour que je puisse voir la boussole réagir)
- Il s'agit donc du champ magnétique produit par toutes les sources terrestres dans la gamme de fréquence 0-1Hz (et un peu au-delà)



Modifié de
http://tubeaessai.blogs.nouvelobs.com/images/medium_Boussole.jpg

Matière aimantée

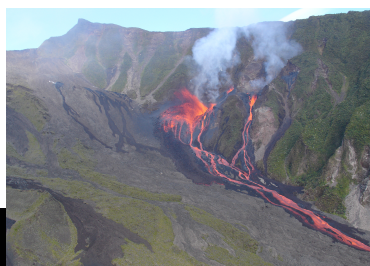


Courants électriques

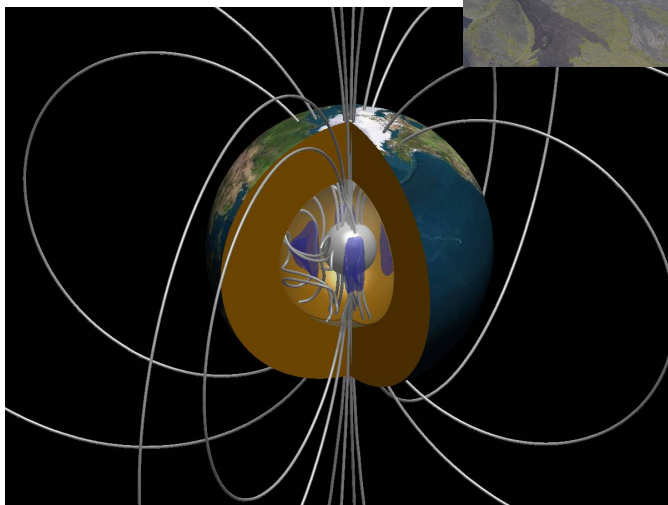
www.britannica.com

Une grande variété de sources

- La source principale est la géodynamo qui se trouve dans le noyau
- Son champ est responsable de l'aimantation des roches, source secondaire
- Mais il existe aussi des courants électriques dans l'ionosphère, la magnétosphère, et même dans les océans...



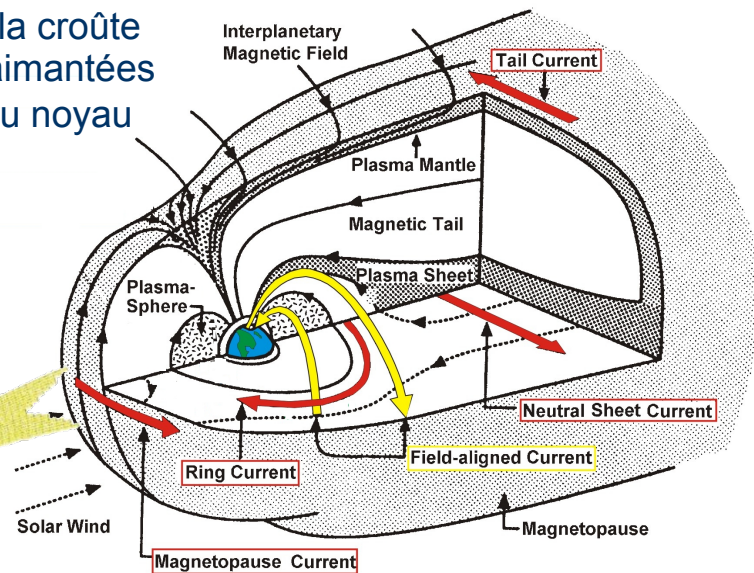
Les roches de la croûte terrestre sont aimantées par le champ du noyau



J. Aubert, IPGP

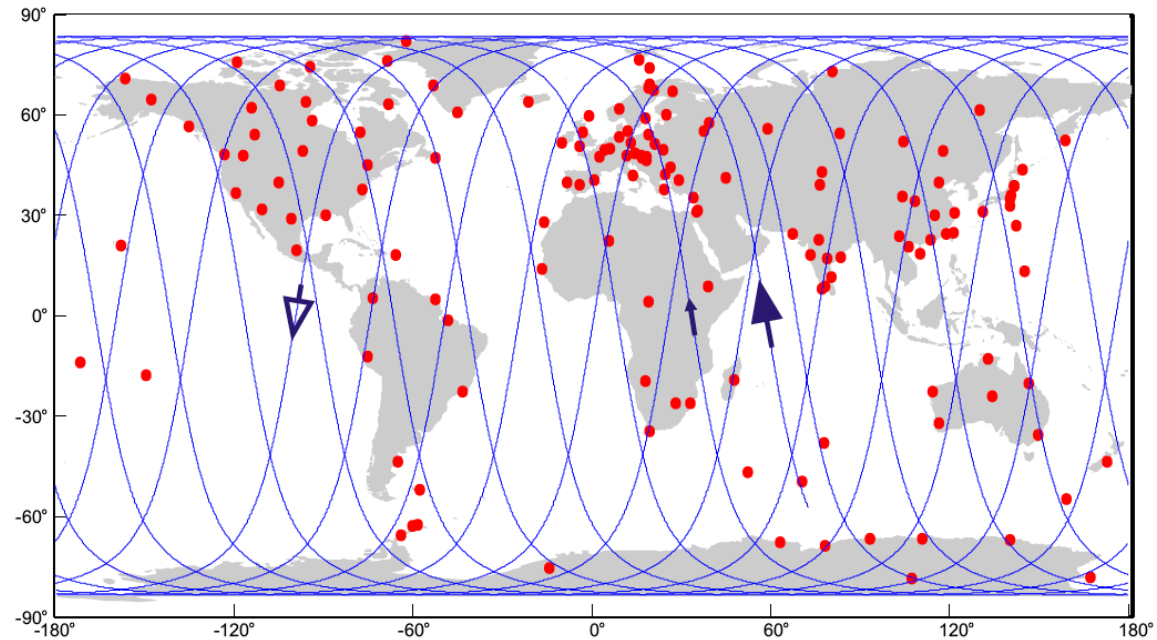
Dans le noyau liquide et conducteur, siège une dynamo autoentretenu

Dans l'ionosphère ionisée par le Soleil et animée de marées thermiques, des courants électriques circulent



Dans la magnétosphère, le mouvement des particules chargées forme des courants électriques de grande échelle

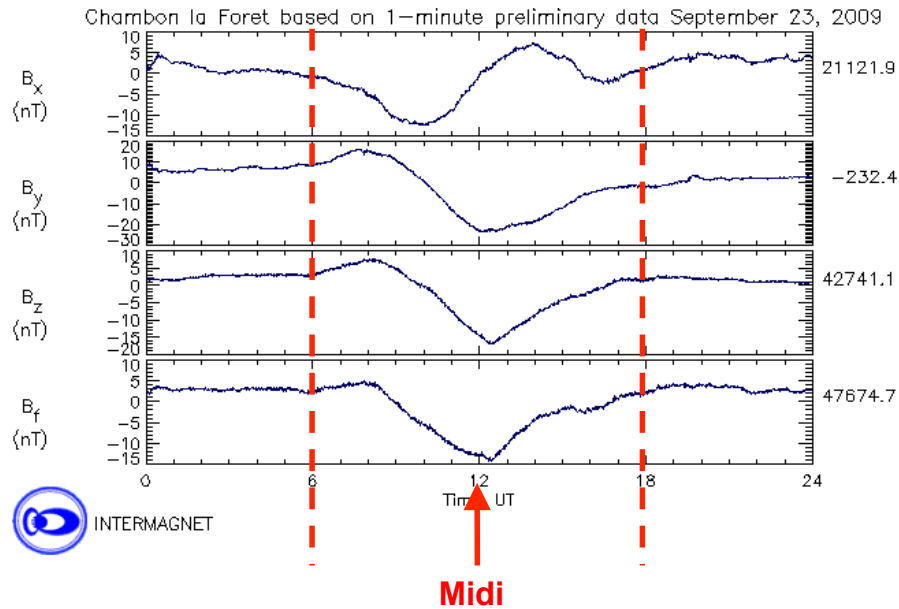
Comment observe-t-on le champ magnétique ?



Observatoires ayant fourni des données entre 1997 et 2012 (points rouges) et trace d'une journée d'orbite du satellite Oersted (Hulot et al., TOG, 2015)

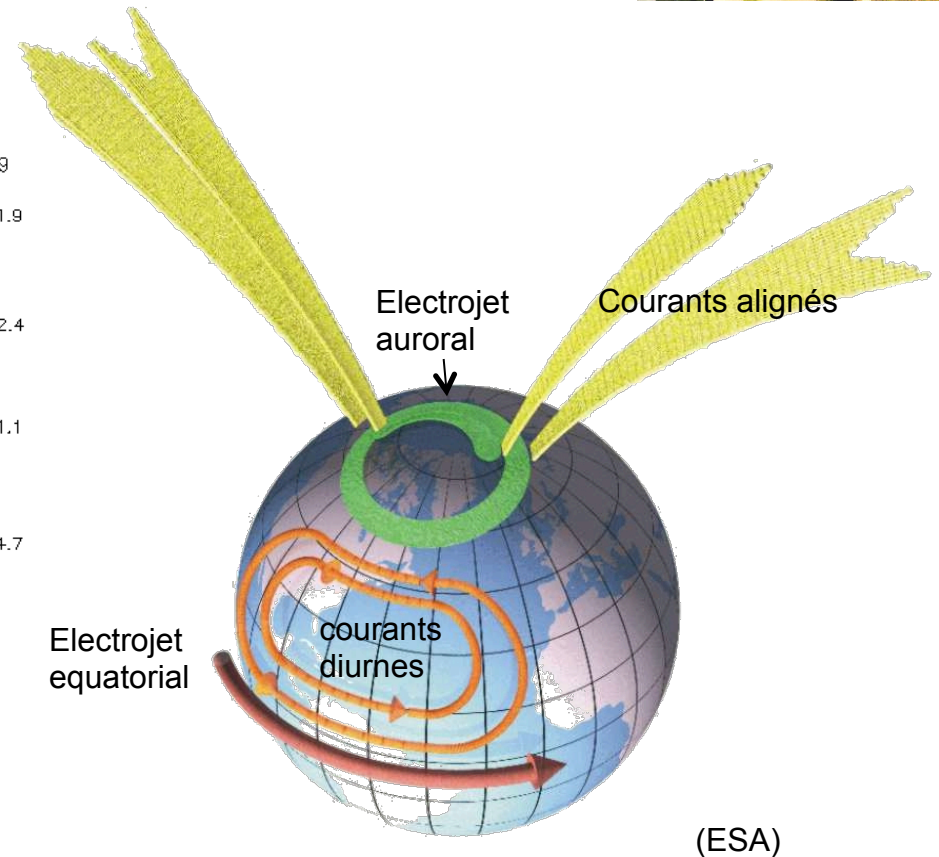
- **Dans des observatoires** : ils voient très bien les variations temporelles, mais la couverture géographique est mauvaise
- **Grâce à des levés, qui permettent de cartographier le signal des sources proches sur des petites surfaces**, avec des résolutions inégales, et qui forment un « patchwork » sans cohérence aux échelles intermédiaires
- **Grâce à des satellites en orbite basse, qui offrent une couverture géographique globale dense, mais qui bougent très vite** (une orbite en 90 minutes !)

Qu'observe-t-on dans un observatoire ?



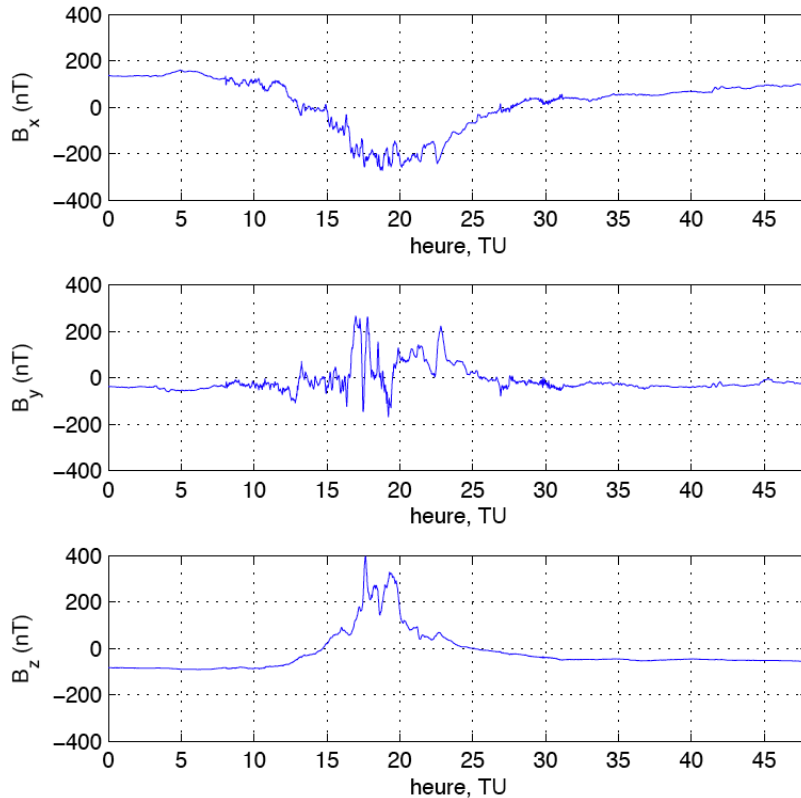
(A. Chulliat, IPGP)

CLF, 23 Septembre 2009

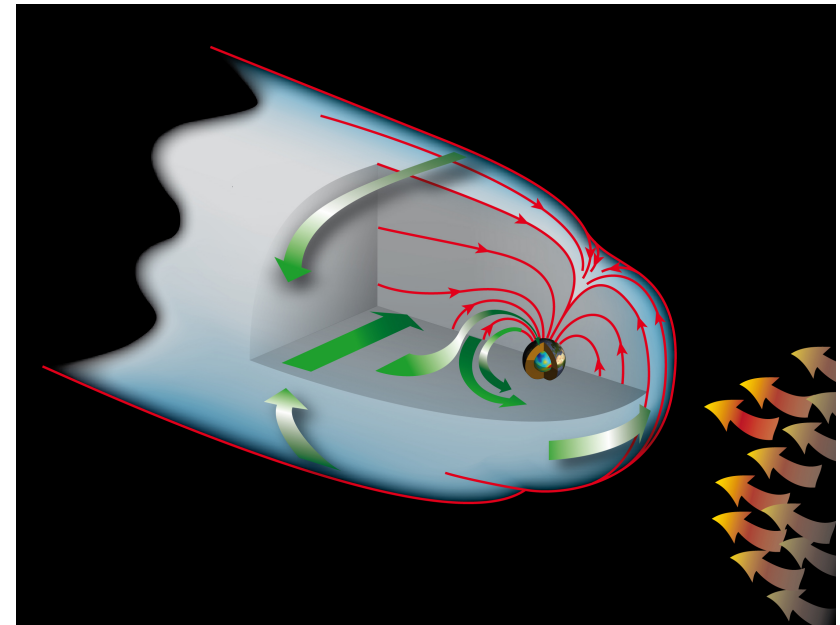


Variations diurnes liées à l'heure locale par temps magnétiquement calme, signal ionosphérique et courants induits (~ 20 nT)

Qu'observe-t-on dans un observatoire ?



(A. Chulliat, IPGP)

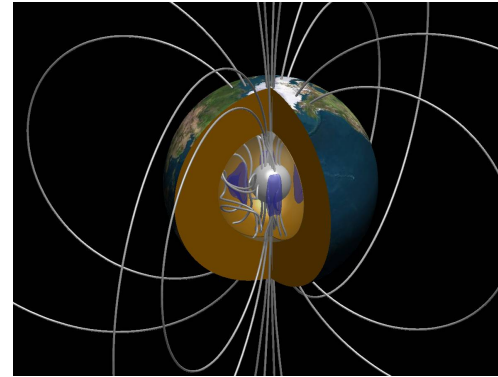
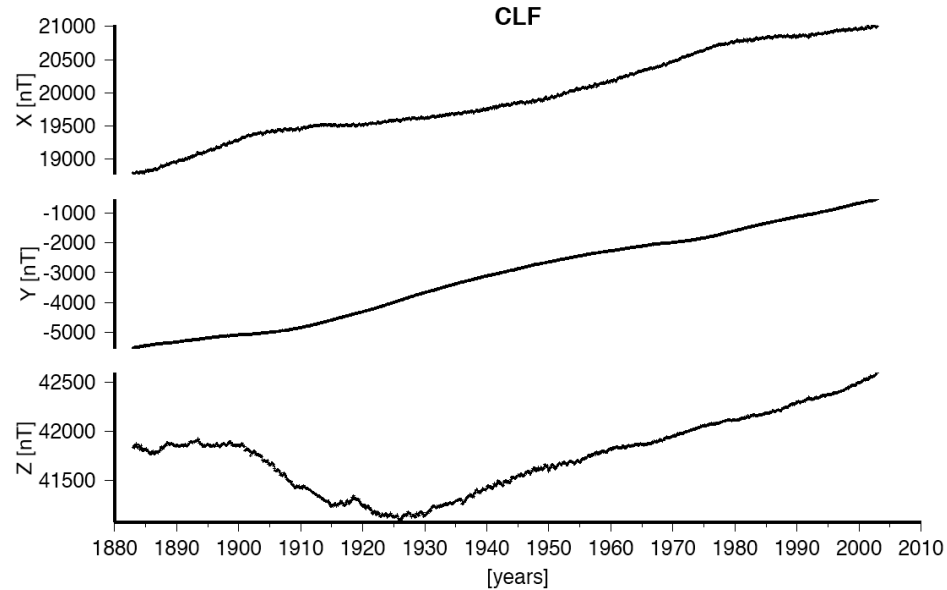


(G. Hulot, J. Dyon, IPGP)

CLF, 20 et 21 Novembre 2003

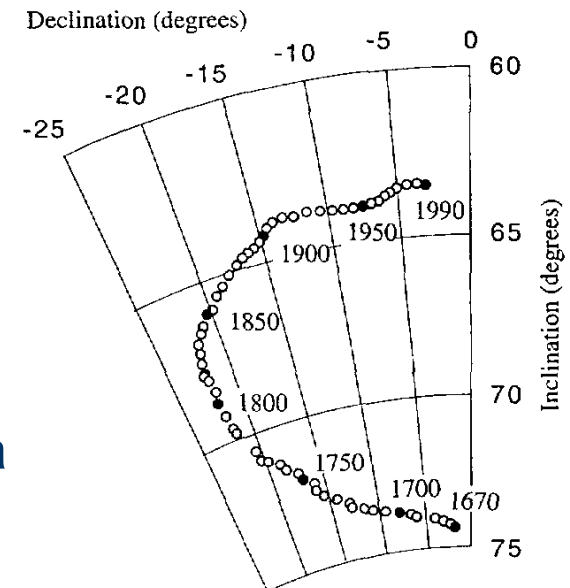
Variations rapides liées au temps universel lors d'un orage magnétique
Signal magnétosphérique et courants induits (qqes 100 nT)

Qu'observe-t-on dans un observatoire ?



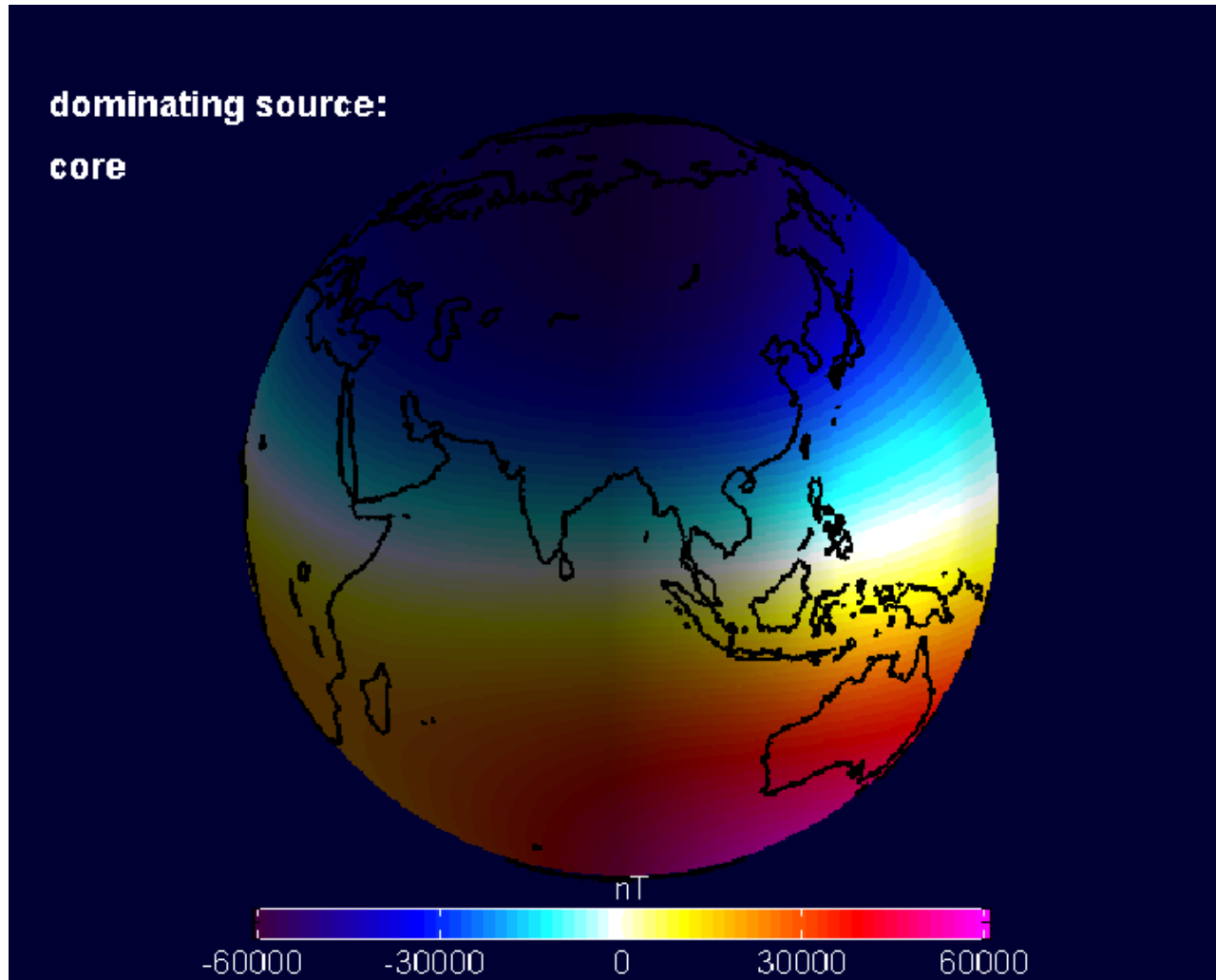
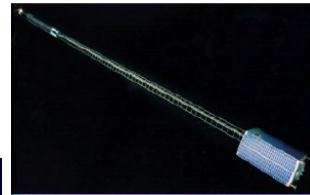
J. Aubert, IGP

Variations dues à l'évolution du champ de la géodynamo ($\sim 40\,000$ nT, ~ 20 nT/an)



Alexandrescu et al., PEPI, 1996

Qu'observe-t-on à bord des satellites ?



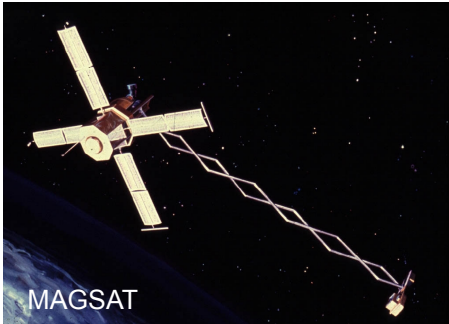
N. Olsen,
DTU Space,
Copenhagen, DK

Vision spatio-temporelle du champ magnétique à l'altitude des satellites en orbite basse

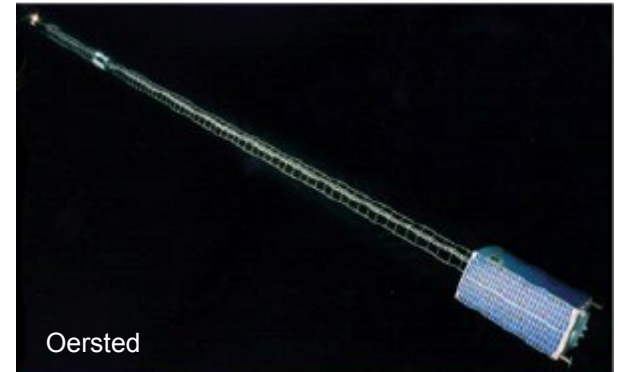
Les défis du magnétisme spatial

- Observer des **signaux qui se superposent, dont le plus intense** (le champ du noyau, **20.000 à 60.000 nT**) varie lentement (qqes 10nT/an) et **masque des signaux bien moins intenses** (par exemple le champ des roches aimantées, de l'ordre de 10nT, avec des détails de petite échelle nécessitant de mettre en évidence des signaux **< 0.1 nT**).
- Ceci **nécessite une mesure absolue très précise** (typiquement **< 0.2 nT en justesse et résolution**)
- Par ailleurs, **il faut être en mesure d'exploiter les propriétés spatio-temporelles et physiques des différents signaux pour les identifier séparément**, par exemple:
 - signaux héliosynchrones (ionosphériques) *versus*
 - signaux fixes en coordonnées géographiques (roches aimantées)
 - signaux externes (liées à des sources au-dessus des satellites) *versus*
 - signaux internes (liés aux sources sous le satellite)
- Ceci **nécessite une mesure vectorielle orientée dans l'espace** (typiquement **< 5 arcsec en justesse et résolution**)

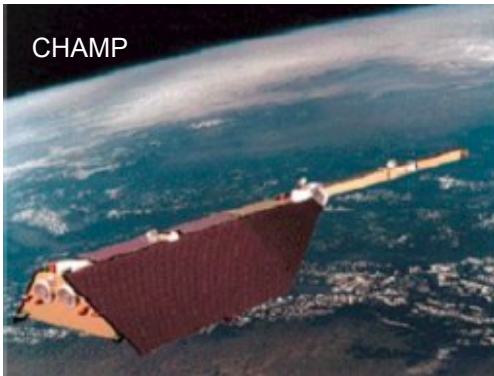
Des défis qui n'ont pu être relevés qu'à partir des années 1980



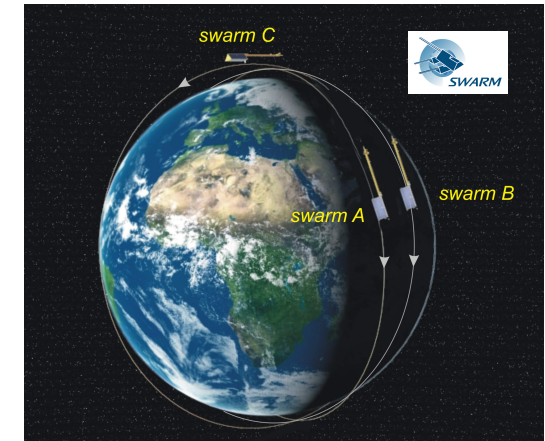
- **MAGSAT, 1980 (USA)** Altitude de 325-550 km, avec une inclinaison de 97° , en héliosynchrone (6h00-18h00), mais n'est resté en orbite que six mois.



- **Oersted, 1999 (Danemark, avec un magnétomètre français)** Altitude de 650-850 km, avec une inclinaison de 97° , mais n'est plus héliosynchrone, a fourni plus de 10 ans de données.



- **CHAMP, 2000-2010 (Allemagne, avec un magnétomètre français)** Altitude de 450 km (250 km en fin de mission), inclinaison de 87° , non- héliosynchrone, a fourni 10 ans de données.



- **SWARM, lancée en Novembre 2013 (ESA/CNES), deux satellites côte-à-côte (inclinaison 87.4° , 460 km), un troisième satellite sur une orbite plus haute se séparant en heure locale (inclinaison 88° , 520 km)**

La puissance des mathématiques au service de l'identification des sources du champ et de l'exploitation des observations

- Le champ magnétique obéit aux **équations de Maxwell** :

$$\vec{\nabla} \cdot \vec{B} = 0 \qquad \vec{\nabla} \times \vec{B} = \mu_0 \left(\vec{j} + \varepsilon_0 \frac{\partial \vec{E}}{\partial t} \right)$$

- Dans un **volume sans source** (notamment, l'atmosphère terrestre), et en négligeant la propagation des ondes électromagnétiques (nous observons les variations du champ à des fréquences très basses), **ces équations se simplifient** en:

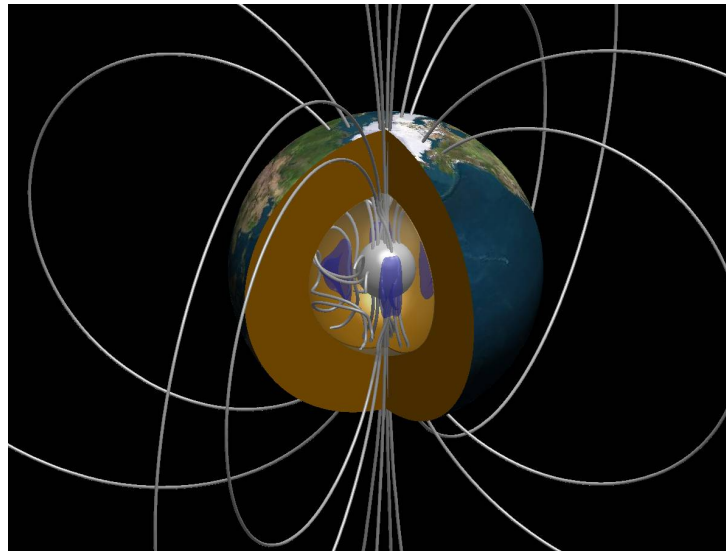
$$\vec{\nabla} \cdot \vec{B} = 0 \qquad \vec{\nabla} \times \vec{B} = \vec{0}$$

- Ce qui permet d'affirmer que **le champ magnétique dérive d'un potentiel harmonique** :

$$\vec{B} = -\vec{\nabla} V \qquad \Delta V = 0$$

- Un théorème dû à C.F. Gauss permet alors d'affirmer que **si on peut mesurer le vecteur champ magnétique partout sur une surface sphérique séparant les sources internes des sources externes** (par exemple la surface de la Terre), alors **on peut déterminer à la fois le potentiel dû aux sources internes, et celui dû aux sources externes**.
- En outre, **on peut alors en déduire la valeur du champ magnétique en tout point dans le volume libre de toute source**.

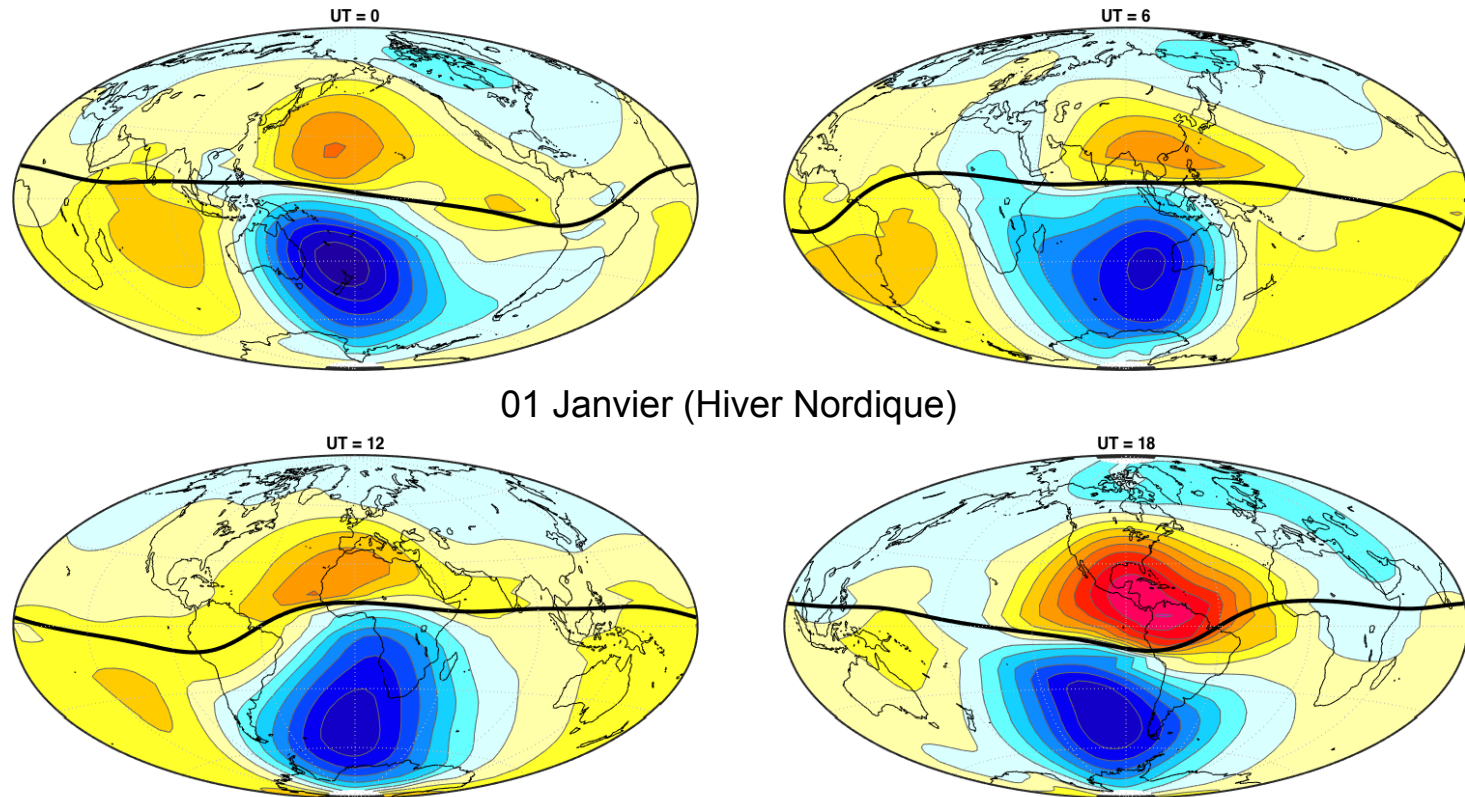
La puissance des mathématiques au service de l'identification des sources du champ et de l'exploitation des observations



J. Aubert, IPGP

- C'est ainsi que l'on constate que le **champ variant lentement** (qui domine) est en très grande majorité **d'origine interne**, alors que le **champ variant vite** est en très grande majorité **d'origine externe**.
- En outre, il est alors **possible d'étudier chacun des champs séparément, et de « remonter » les lignes de champs jusqu'aux sources**

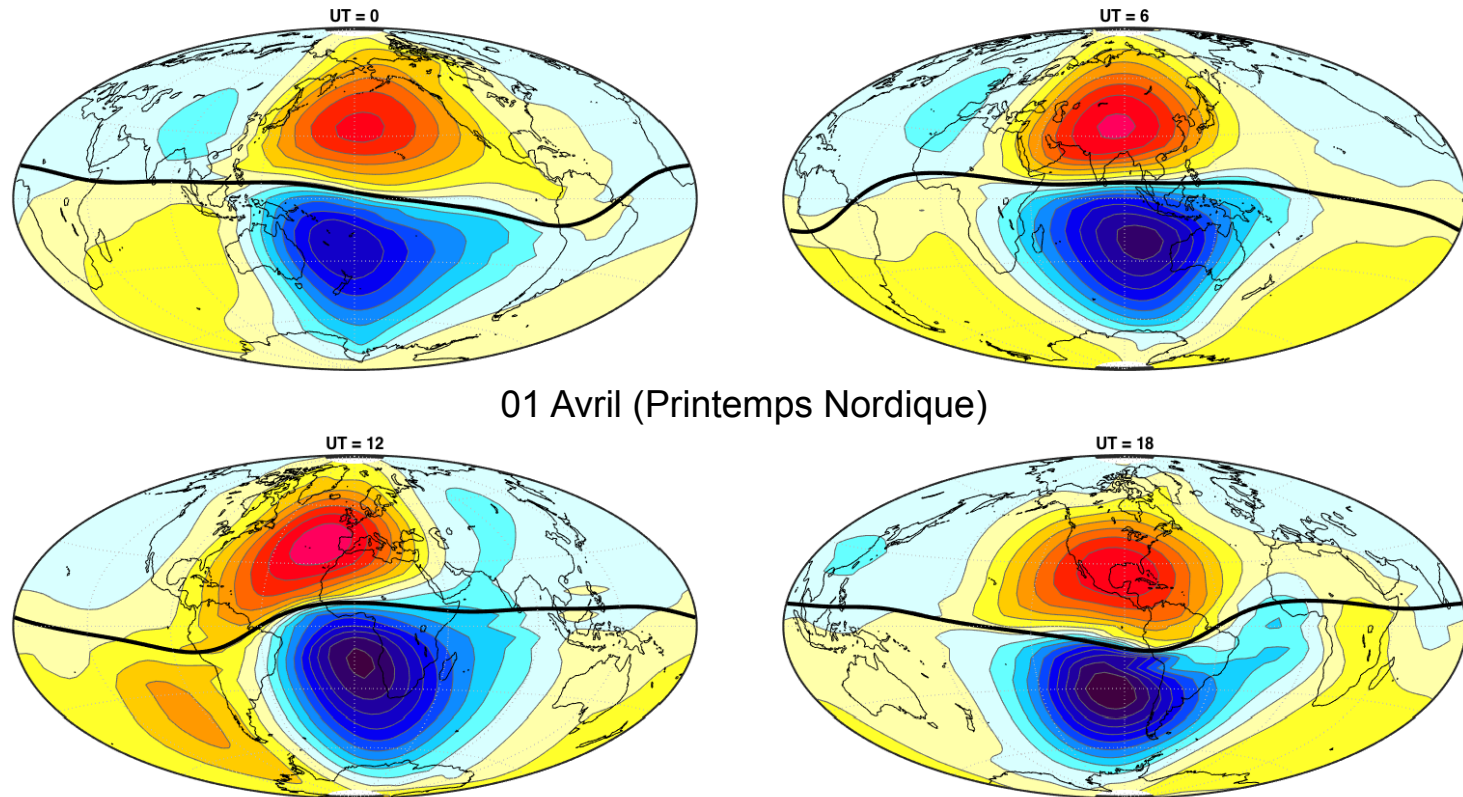
Reconstruction des courants électriques diurnes circulant dans l'ionosphère à partir des données de Swarm et des observatoires



Chulliat et al., EPS, 2016

- Ces courants sont essentiellement fixes face au Soleil, mais sont sensibles à la structure locale du champ principal, aux saisons et à l'activité du Soleil.

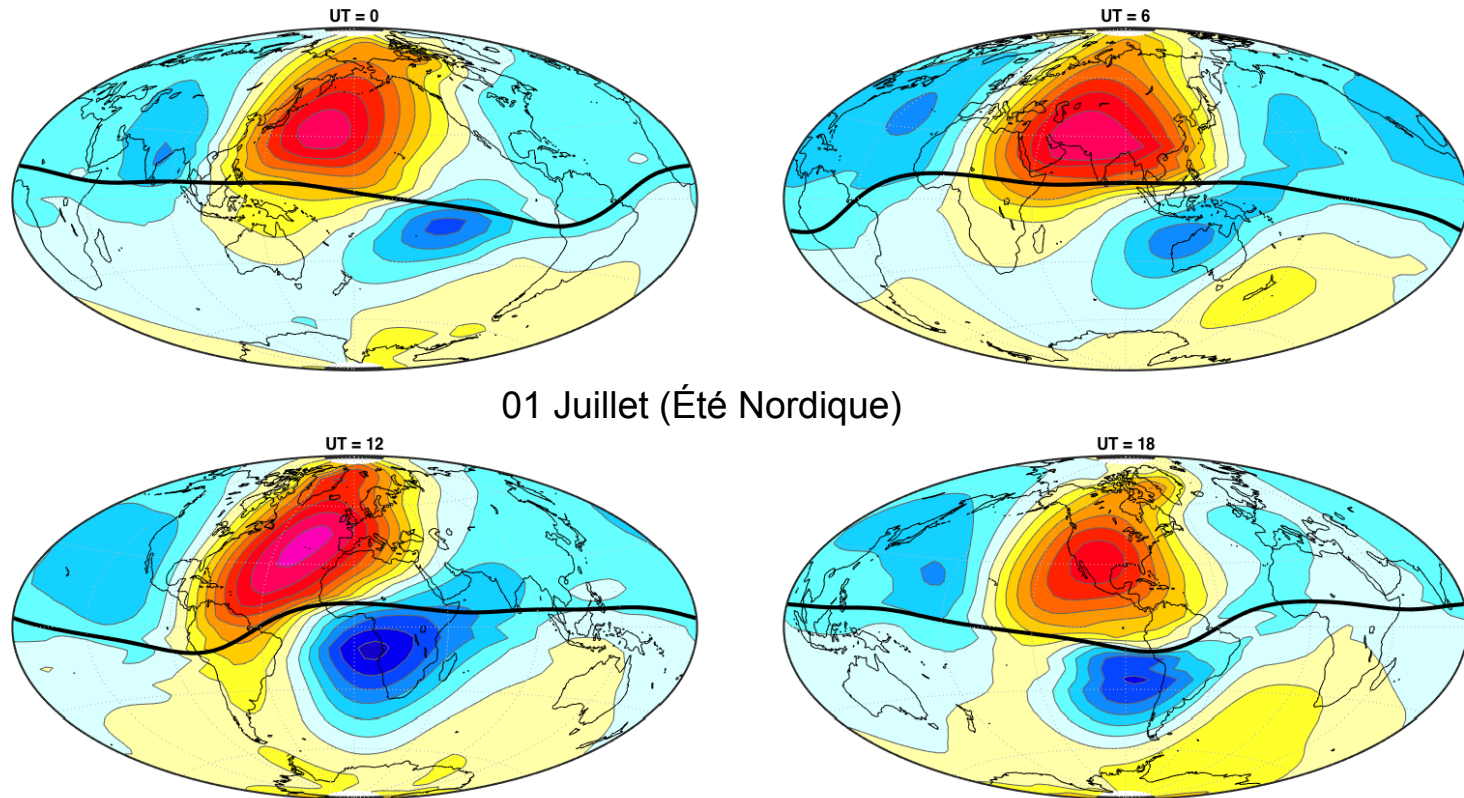
Reconstruction des courants électriques diurnes circulant dans l'ionosphère à partir des données de Swarm et des observatoires



Chulliat et al., EPS, 2016

- Ces courants sont essentiellement fixes face au Soleil, mais sont sensibles à la structure locale du champ principal, aux saisons et à l'activité du Soleil.

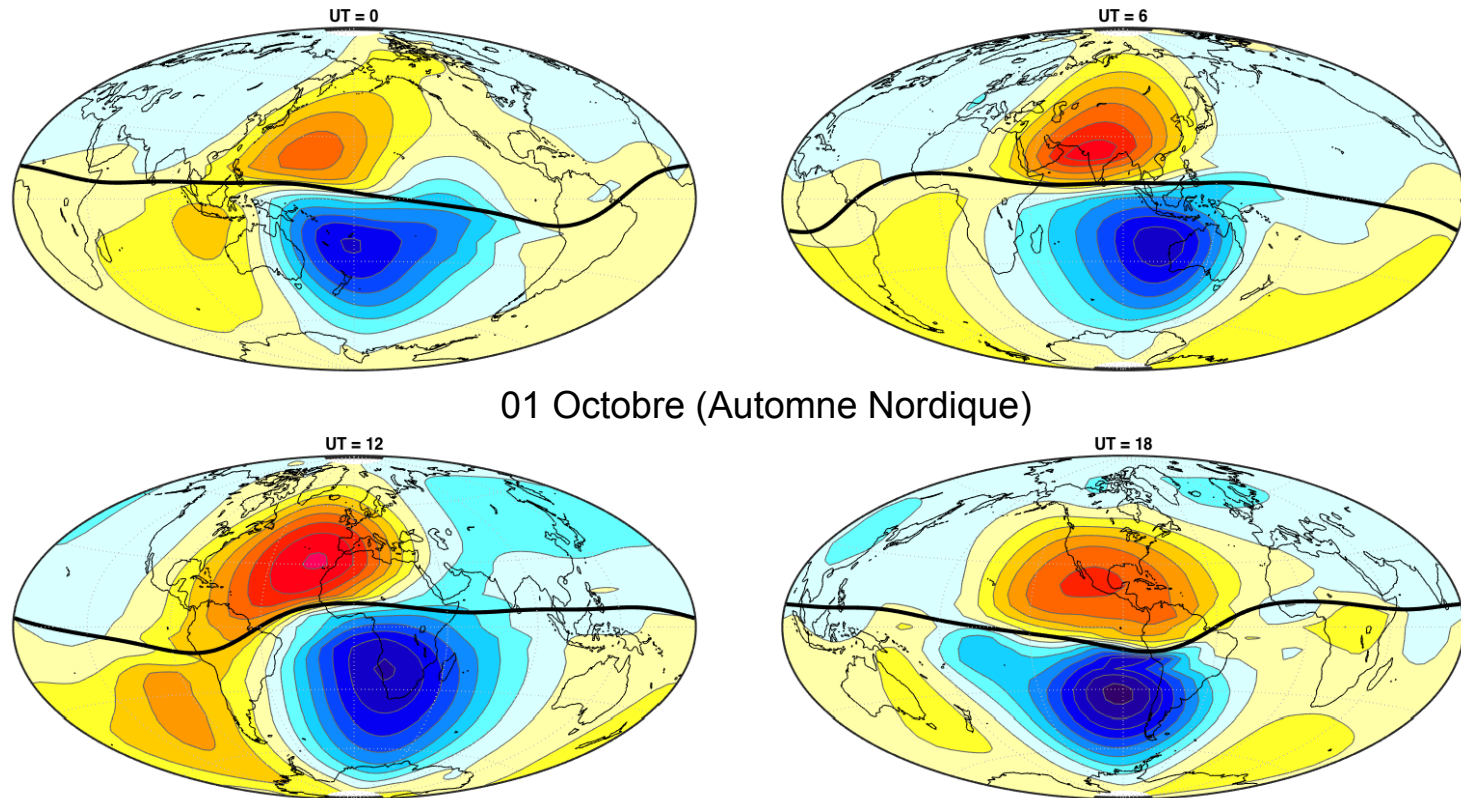
Reconstruction des courants électriques diurnes circulant dans l'ionosphère à partir des données de Swarm et des observatoires



Chulliat et al., EPS, 2016

- Ces courants sont essentiellement fixes face au Soleil, mais sont sensibles à la structure locale du champ principal, aux saisons et à l'activité du Soleil.

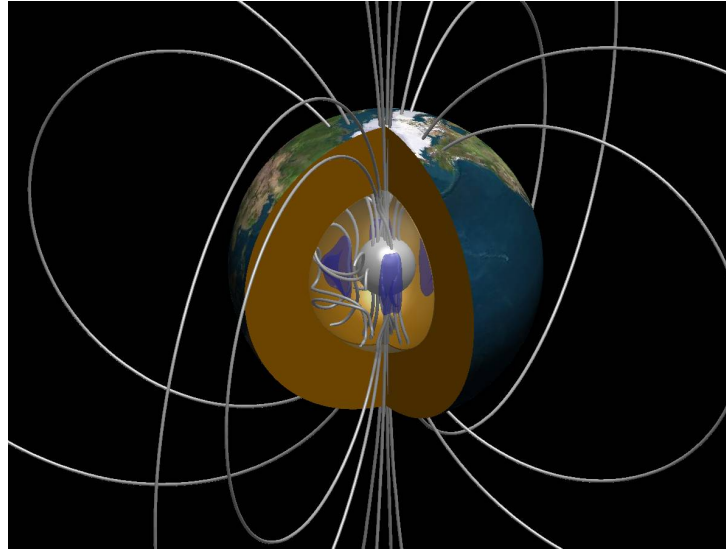
Reconstruction des courants électriques diurnes circulant dans l'ionosphère à partir des données de Swarm et des observatoires



Chulliat et al., EPS, 2016

- Ces courants sont essentiellement fixes face au Soleil, mais sont sensibles à la structure locale du champ principal, aux saisons et à l'activité du Soleil.

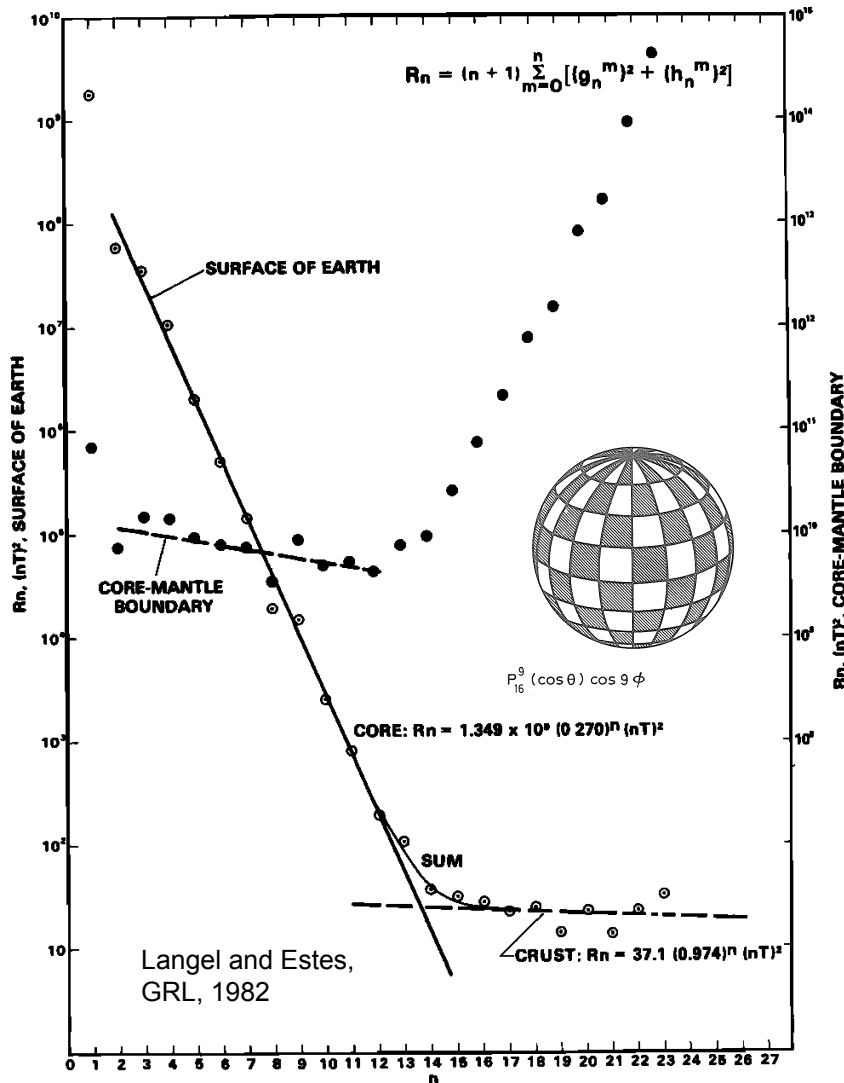
Le théorème de Gauss ne permet pas de séparer le signal de l'aimantation des roches de celui dû à la géodynamo, peut-on contourner cette difficulté ?



J. Aubert, IPGP

- Ces champs magnétiques sont en effet tous deux d'origine interne...
- Mais **on peut tirer parti des informations géophysiques et physiques dont on dispose par ailleurs.**
- On sait en particulier qu'**une roche ne peut pas conserver d'aimantation si sa température dépasse la « température de Curie »** (typiquement 600°C). **Cette température est rapidement atteinte lorsque l'on s'enfonce dans la Terre** (en moins de 100km, parfois beaucoup plus vite, par exemple près des dorsales océaniques).

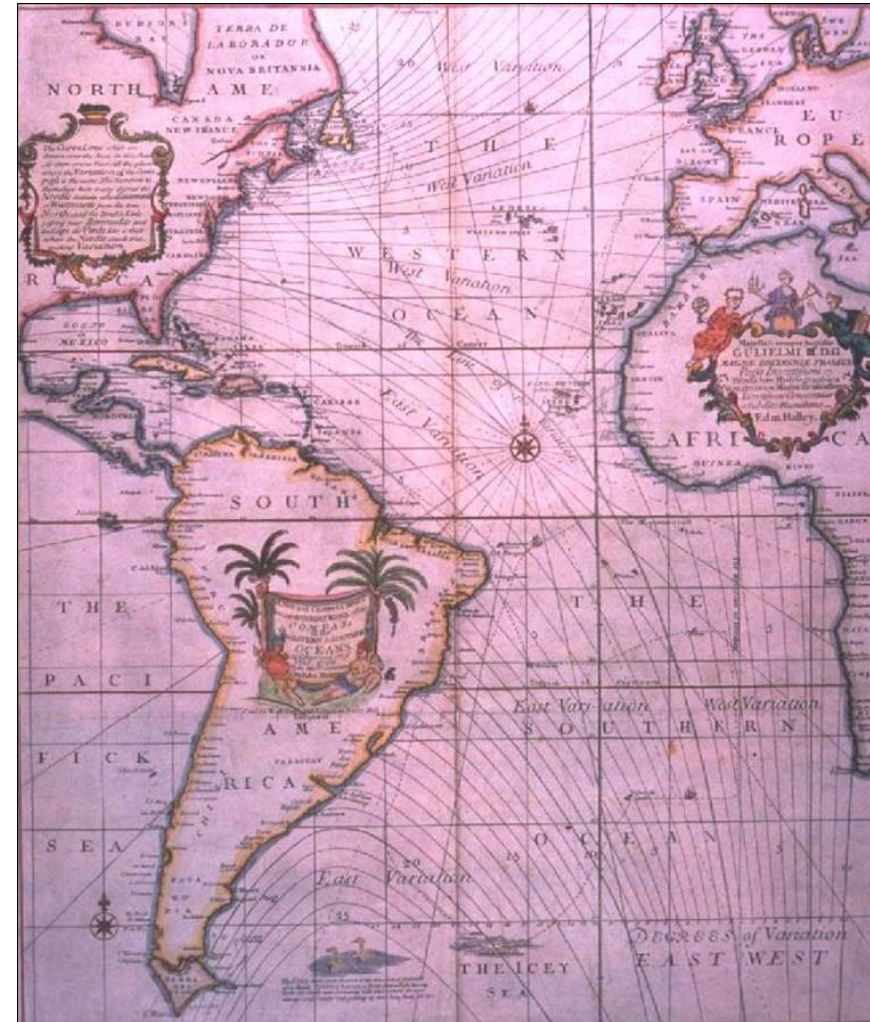
Analyse du spectre spatial du champ d'origine interne



- L'analyse de Gauss permet aussi de **décomposer le potentiel du champ en fonctions élémentaires, les Harmoniques Sphériques**, caractérisées par un degré n , définissant l'échelle spatiale considérée: **plus n est grand, plus l'échelle est petite**.
- Le « **spectre spatial** » permet de représenter (ici en échelle logarithmique) la **contribution de chaque échelle spatiale** (chaque degré n) à l'intensité moyenne observée.
- **A la surface de la Terre**, on observe que le **dipôle ($n=1$) est dominant**, puis que le **spectre décroît rapidement jusqu'à vers le degré 13**, où il devient plat...
- Un **spectre plat** est la signature attendue de **sources proches**.
- **A la surface de la Terre**, il s'agit des **roches aimantées**.
- En « **prolongeant** » le champ jusqu'à la **surface du noyau**, c'est la première partie du spectre qui devient quasi-plate, confirmant qu'il s'agit d'un signal venant du noyau.

De nombreuses données historiques sont aussi disponibles

- La boussole est connue des chinois depuis deux millénaires, et arrive en Europe vers le XII^{ème} siècle.
- La déclinaison est connue à partir du VIII^{ème} siècle en Chine, milieu du XV^{ème} en Europe.
- L'inclinaison est découverte au milieu du XVI^{ème} siècle
- La variabilité spatiale de la déclinaison, et l'importance de la boussole pour la navigation, suscite les premières campagnes de mesure (à droite la carte de E. Halley, 1701)
- On ne prend conscience de la variation séculaire en Europe qu'au cours du XVII^{ème}, ce qui motive la mise en place d'observatoires royaux pour mesurer le champ régulièrement.
- On ne comprend comment mesurer l'intensité du champ qu'au début du XIX.
- Les observatoires magnétiques se généralisent alors dans le monde.

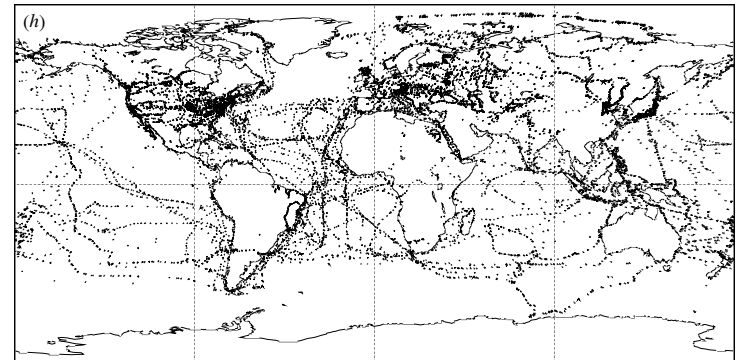
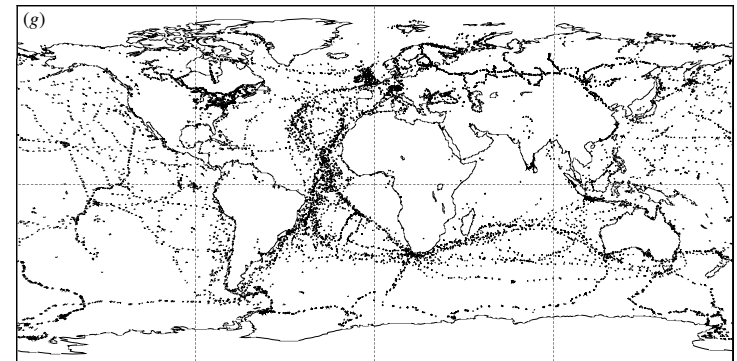


Courillot et Le Mouél, 2007

Ces données historiques peuvent aussi nous renseigner sur le comportement passé du champ

- Leur distribution est assez dispersée à la surface de la Terre -> **il n'est possible de reconstruire que les grandes échelles du champ interne** (celles du champ du noyau, pas celles du champ de l'aimantation).
- Les sources cumulées d'erreur ne permettent pas de modéliser le champ externe.
- **Ces données permettent donc surtout de reconstruire le comportement passé du champ du noyau** (les champs dus aux sources aimantées et aux sources externes étant traités comme du bruit).
- **Pour les époques antérieures à 1840, cependant, seules des données de direction du champ sont disponibles (Déclinaison et Inclinaison).** Aucune observation de l'intensité du champ n'existe. **Mais on peut quand même exploiter ces informations !**

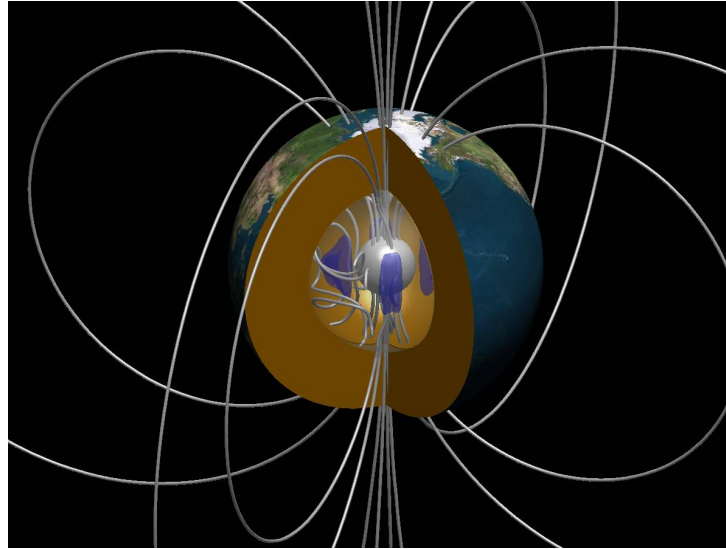
1800-1849



1850-1899

Jackson et al. (2000)

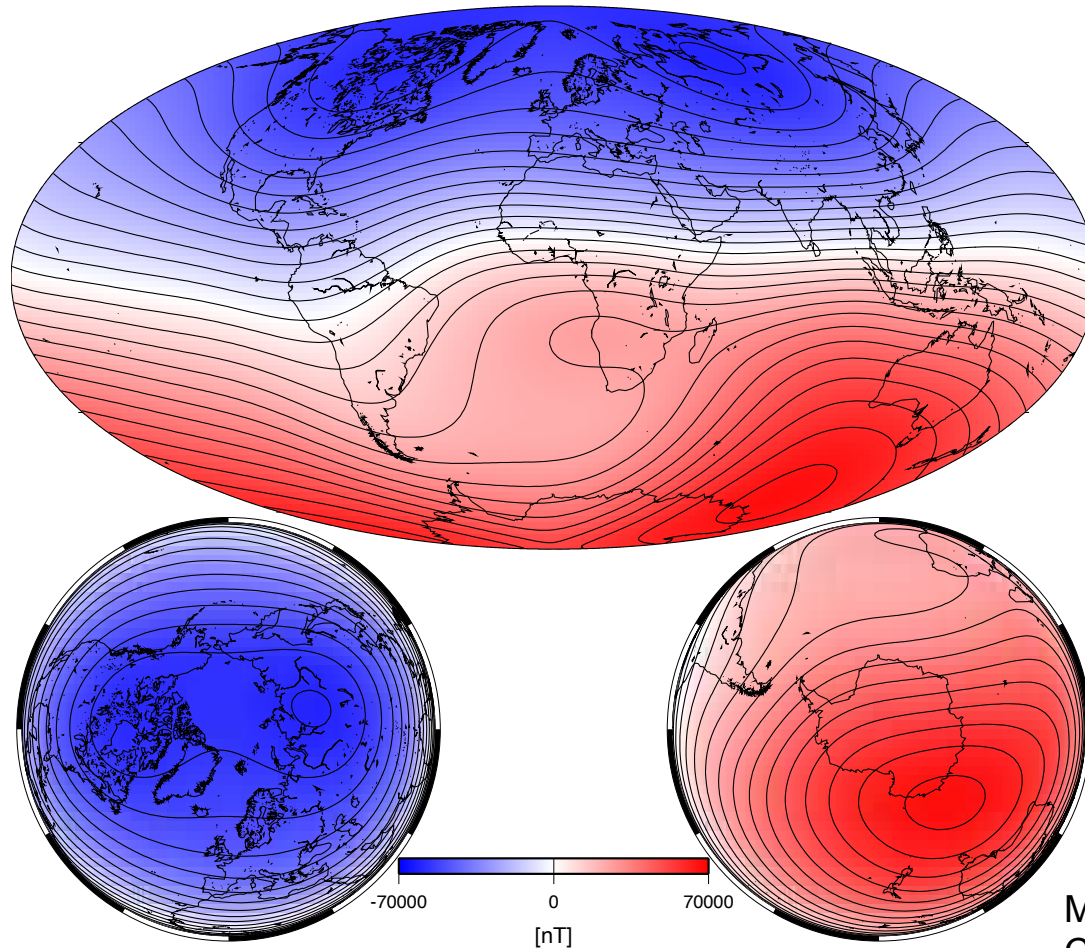
Un autre résultat mathématique fort utile



J. Aubert, IPGP

- A condition de faire l'hypothèse que toutes les sources sont internes à la Terre (de toute façon, on est contraint de traiter les sources externes comme source de bruit), il est possible de reconstruire la « forme » des lignes de champ, et donc le champ à un facteur global près, car le champ à la surface de la Terre ne possède que deux pôles (Hulot et al., GJI, 1997).

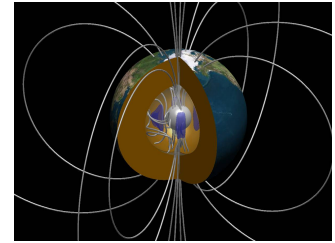
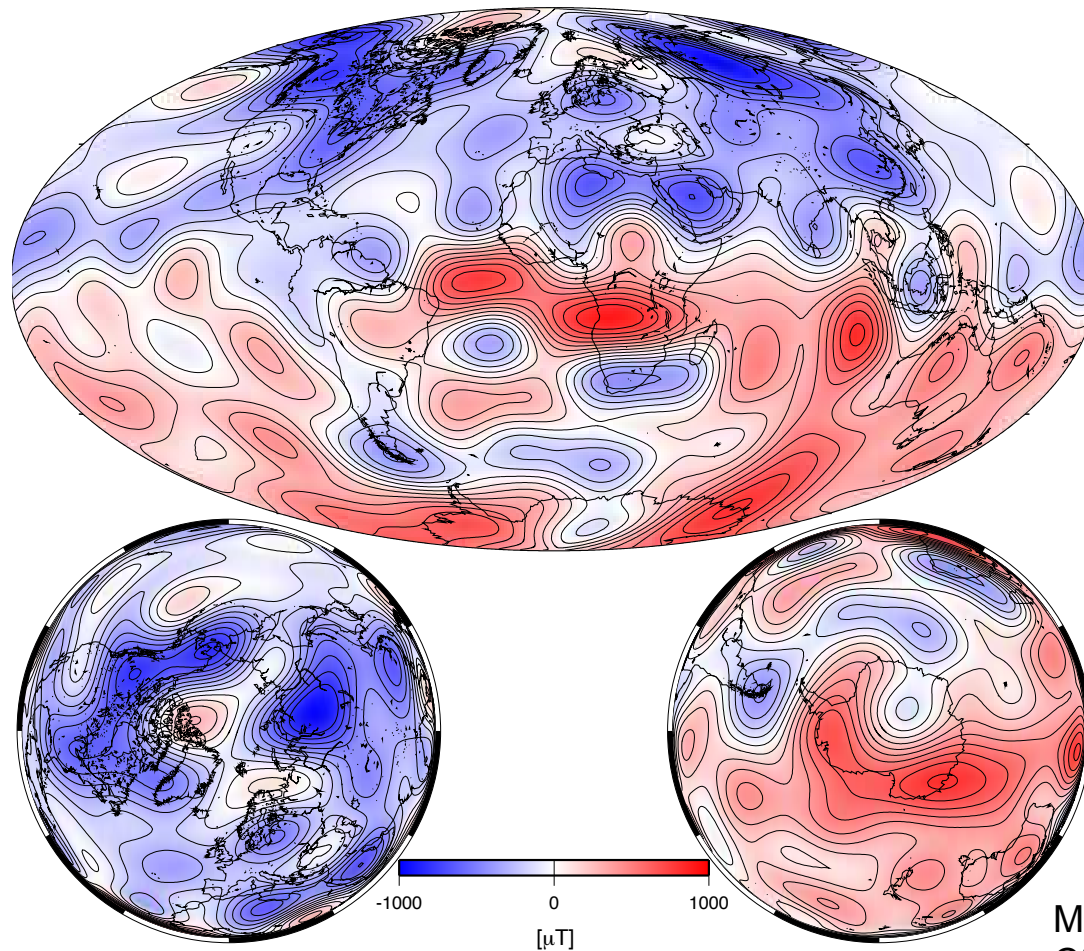
On peut ainsi cartographier le champ principal...



Modèle CHAOS-4 α ,
Cf. Hulot et al., TOG, 2015

Composante radiale du champ magnétique principal en 2010,
à la surface de la Terre

...« remonter » les lignes de champ jusqu'au noyau,

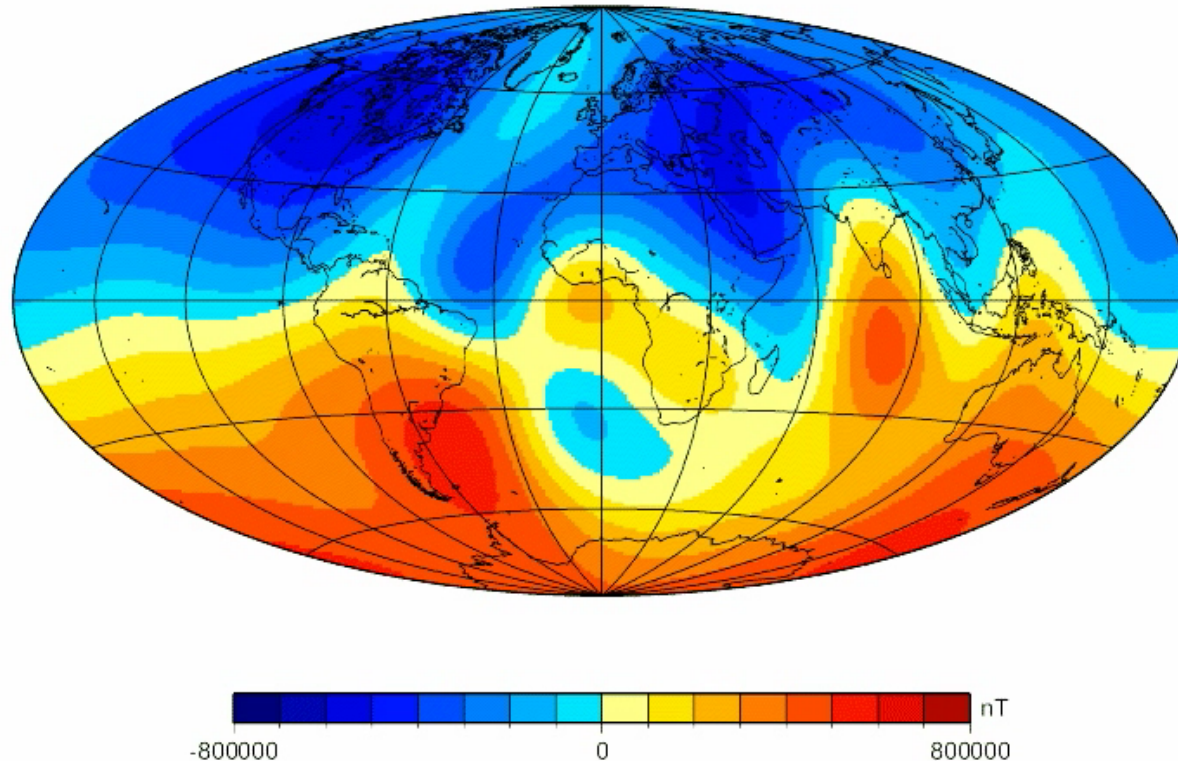


Modèle CHAOS-4 α ,
Cf. Hulot et al., TOG, 2015

Composante radiale du champ magnétique principal en 2010,
à la surface du noyau

et étudier la dynamique de la géodynamo à la surface du noyau.

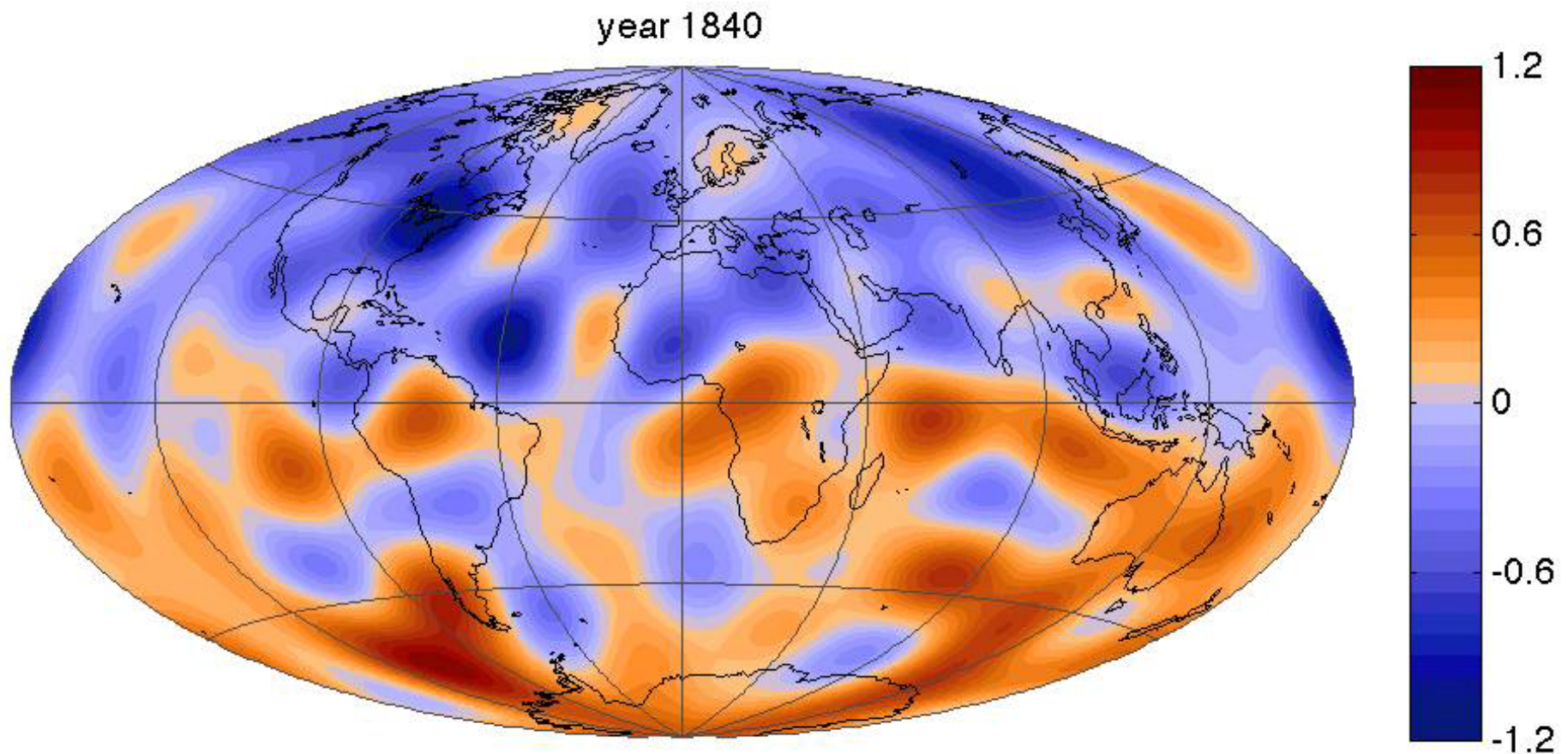
1590



Jackson et al,
Phil Trans R. Soc, 2000

Reconstruit grâce aux données historiques depuis 1590, et aux missions POGO (1965-1970) et MAGSAT (1979-1980), unités en nT. L'intensité globale avant 1840 est basée sur une simple extrapolation vers le passé de la composante dipolaire.

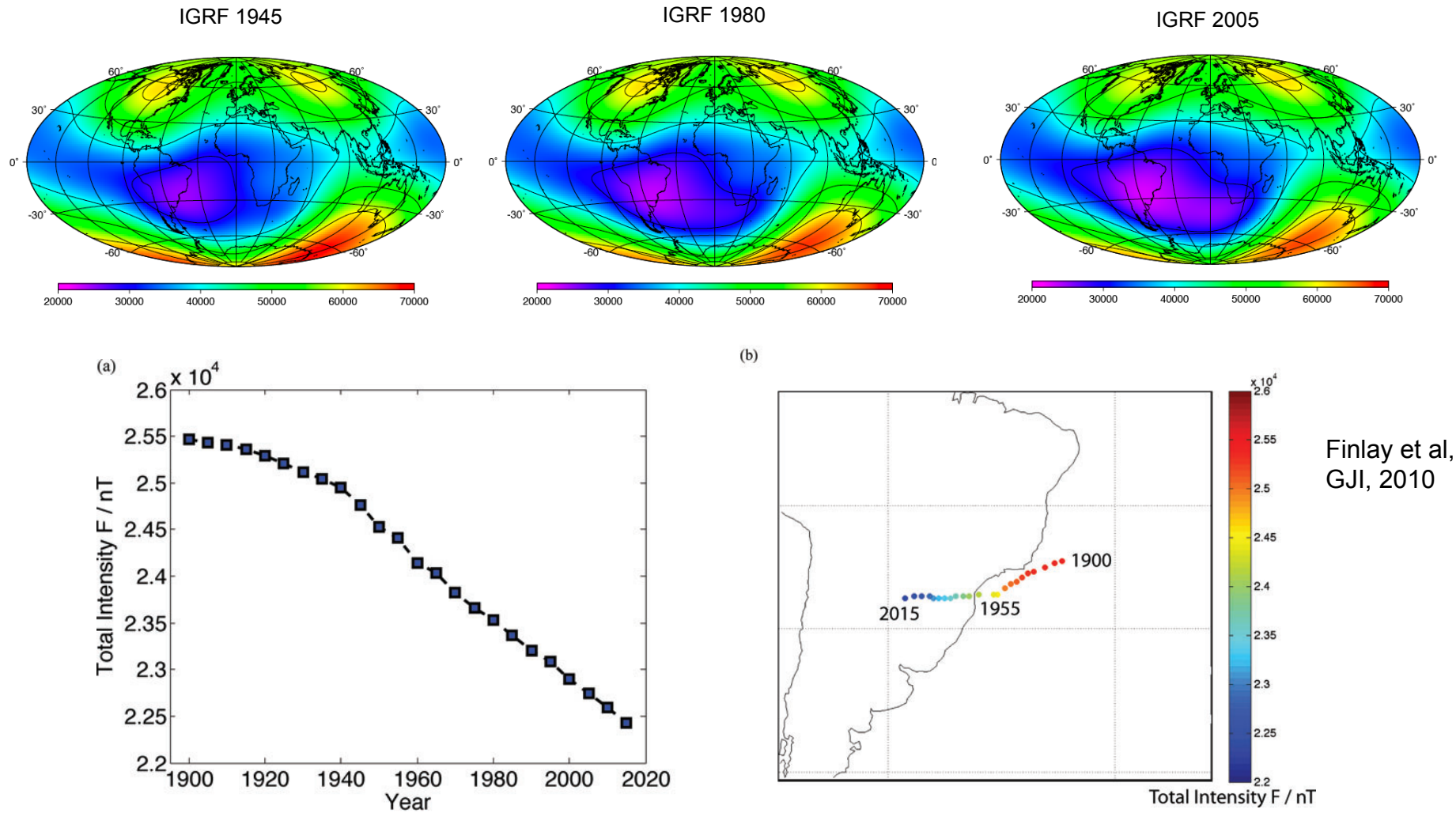
et étudier la dynamique de la géodynamo à la surface du noyau.



Gillet et al, GGG, 2013

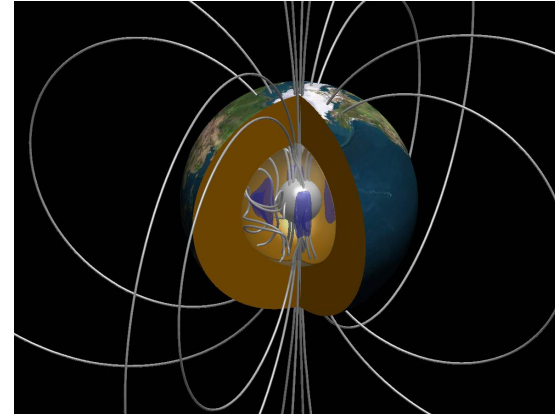
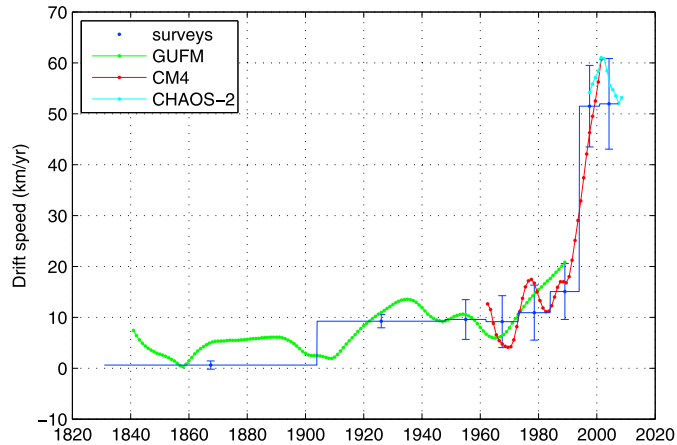
Reconstruit grâce aux données historiques depuis 1840, et aux missions POGO (1965-1970), MAGSAT (1979-1980), DE-2, Oersted (depuis 1999) et Champ (2000-2010), unités en mT

C'est la dynamique de la géodynamo qui est à l'origine de la croissance de l'anomalie d'intensité de l'Atlantique Sud

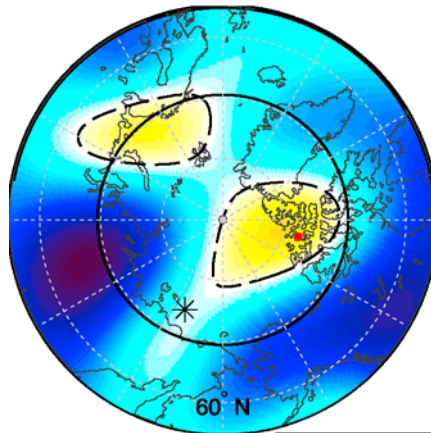


Cette anomalie s'intensifie et s'étend.

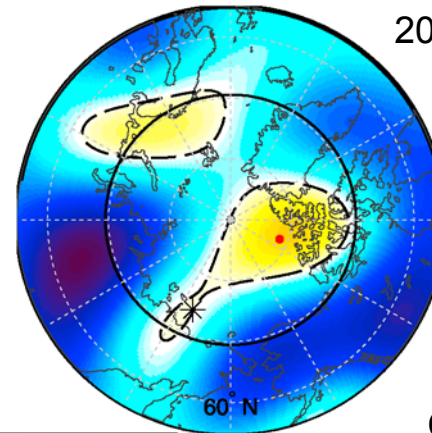
On peut également remonter à la cause du déplacement rapide récent du pôle magnétique Nord



1989



2002



Chulliat et al, JGR, 2010

Accélération due à la dynamique d'une tâche de flux inverse dans le cylindre tangent

C'est cette dynamique qui est à l'origine de l'accélération soudaine du déplacement du pôle magnétique Nord.

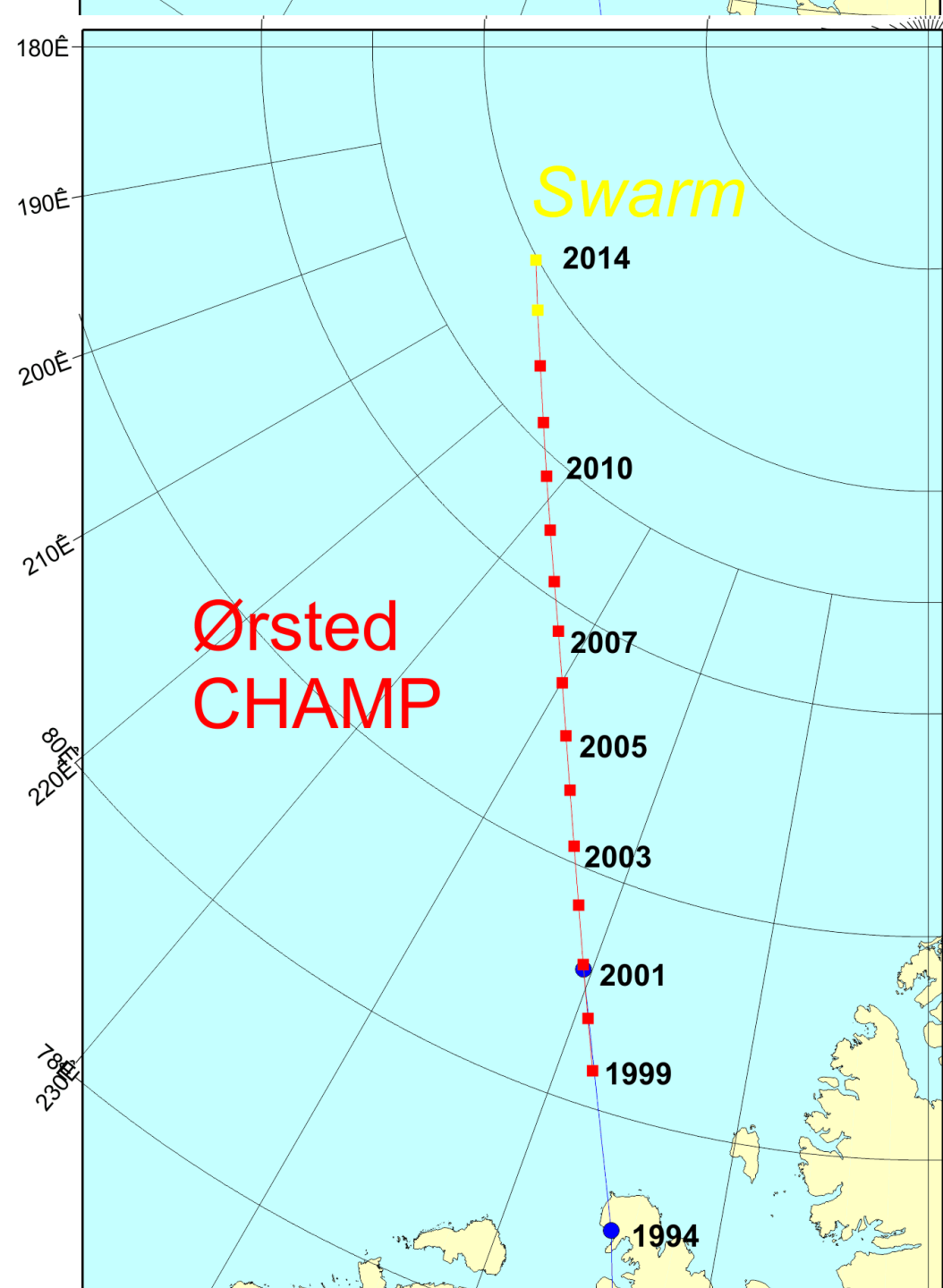
Expeditions

- 1831 James Clark Ross
- 1904 Roald Amundsen
- 1948-2007

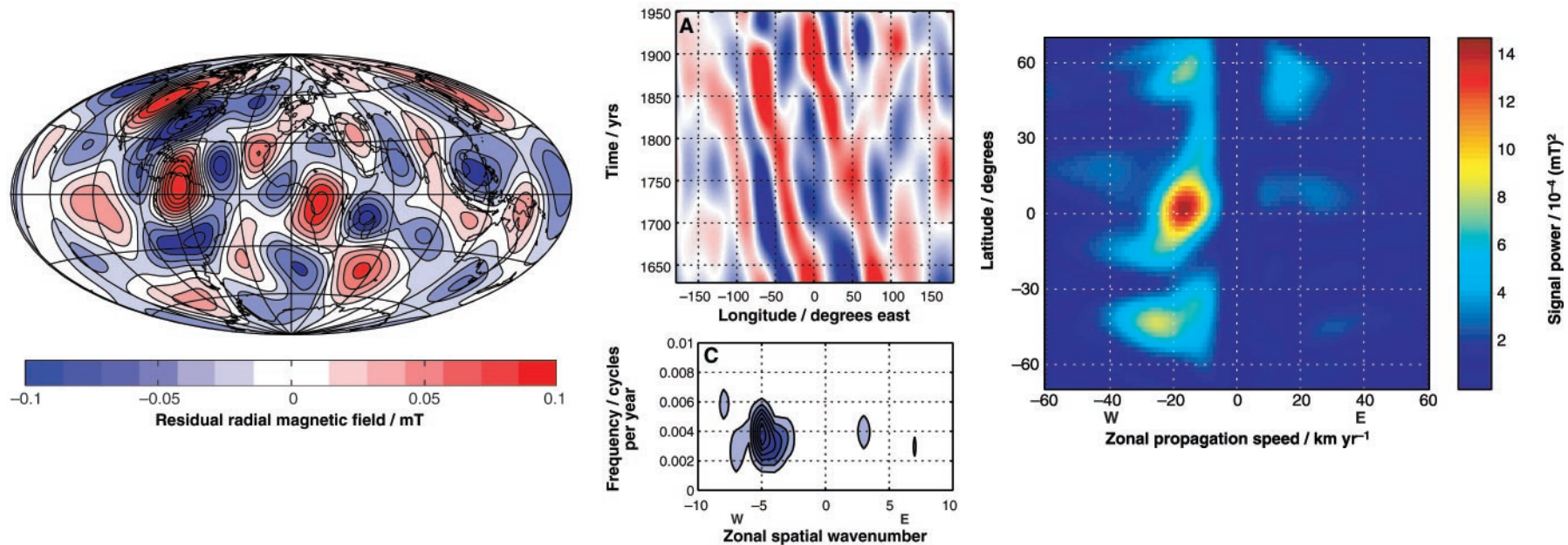
Précédents satellites

- Ørsted
- CHAMP

Swarm

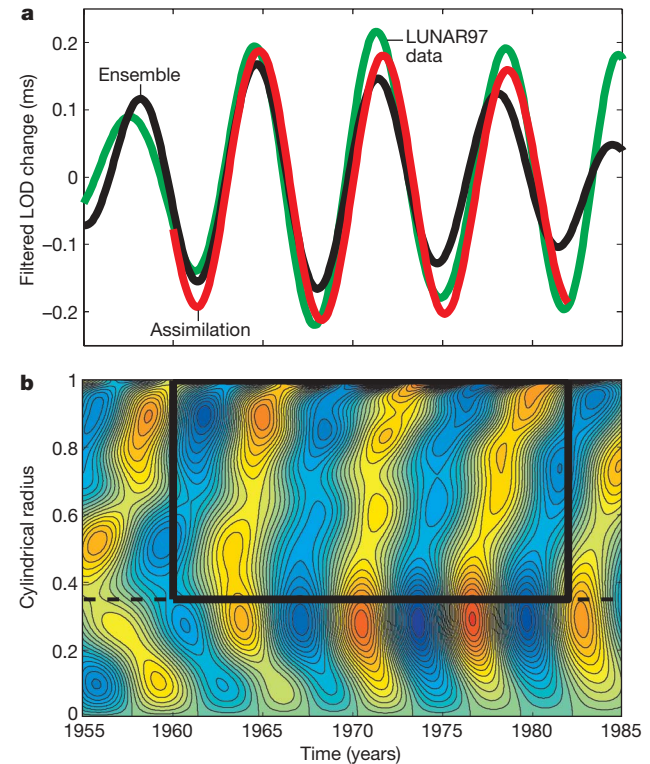
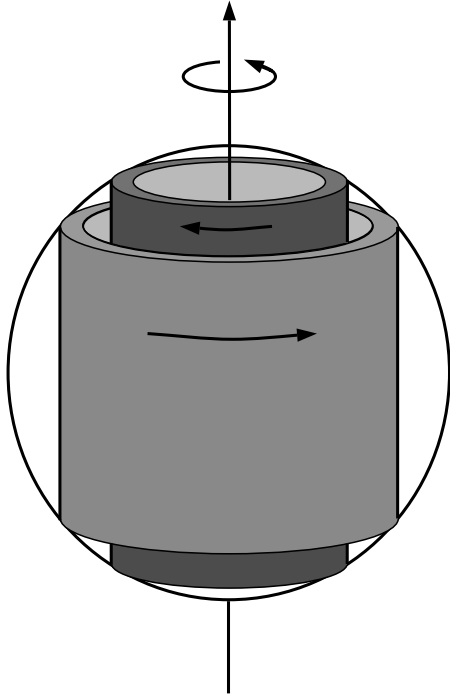


On peut également mettre en évidence la présence d'ondes se propageant à la surface du noyau



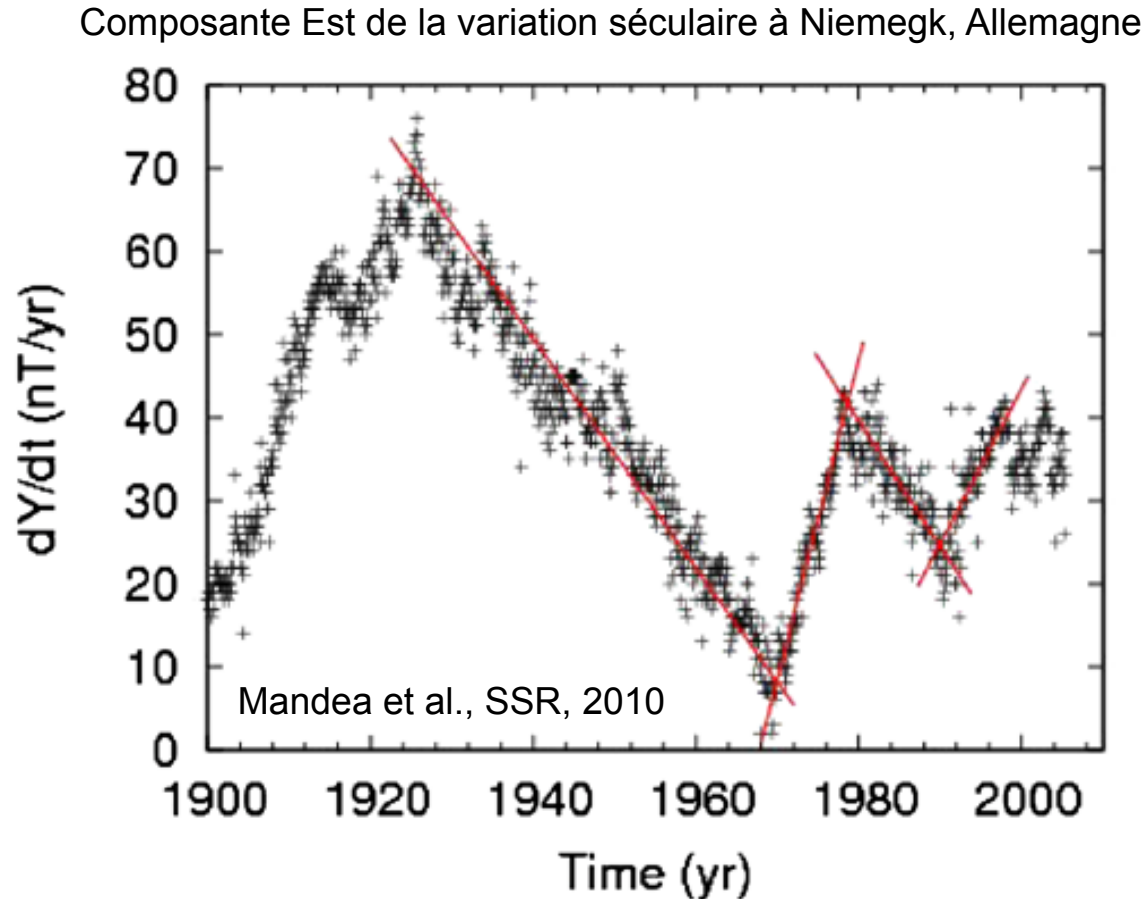
Ondes d'ordre 5, de période 300 ans, se propageant le long de l'équateur à environ 20km/an dans l'hémisphère atlantique
(Finlay and Jackson, Science, 2003)

On peut également mettre en évidence la présence d'ondes se propageant à la surface du noyau



Ondes de type oscillations de torsion, de période 6 ans environ, mettant l'ensemble du noyau en mouvement, et responsables de variations infimes dans la rotation de la Terre (amplitude de 0.2 ms)
(Gillet et al., Nature, 2010)

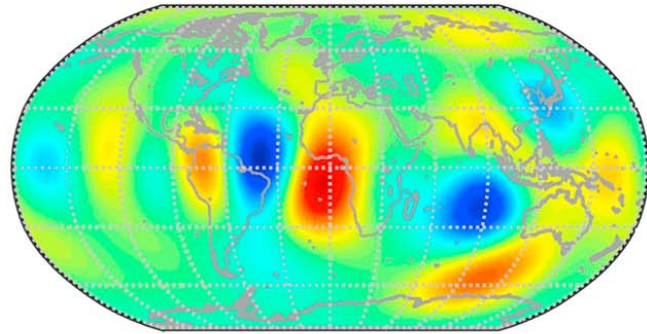
On peut enfin tenter de comprendre l'origine des « secousses magnétiques » découvertes à la fin des années 1970



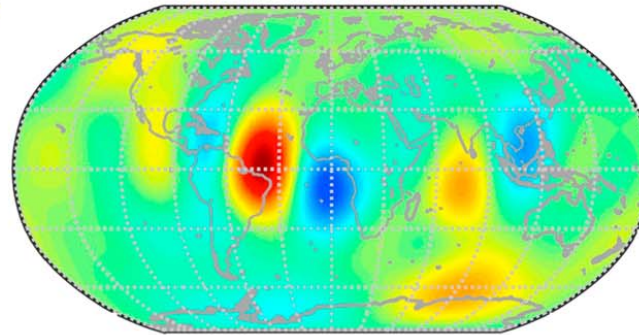
Ces secousses ne peuvent être expliquées par de simples ondes de torsion
(Silva and Hulot, PEPI, 2012)

On peut enfin tenter de comprendre l'origine des « secousses magnétiques » découvertes à la fin des années 1970

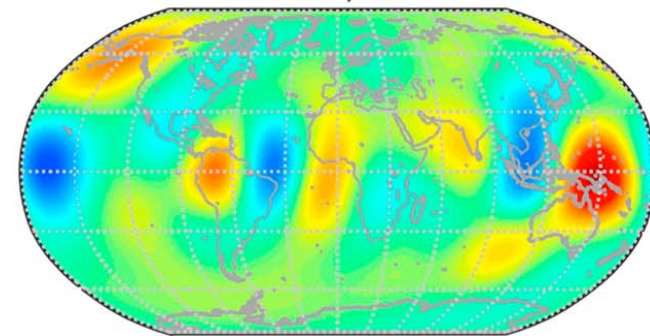
CHAOS-5, 2006



CHAOS-5, 2009



CHAOS-5, 2012.5

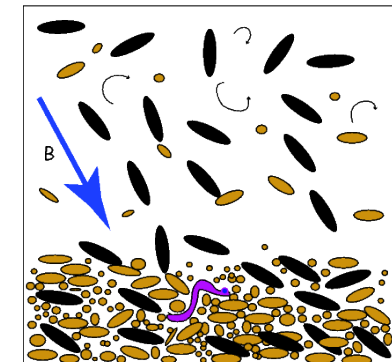


Composante radiale de la dérivée seconde du champ
à la surface du noyau (Chulliat et al., GRL, 2015)

Les secousses les plus récentes (documentées par les données satellitaires) suggèrent qu'il s'agit de pulsations (ondes stationnaires) du champ magnétique (Chulliat et al., GRL, 2010, 2015)

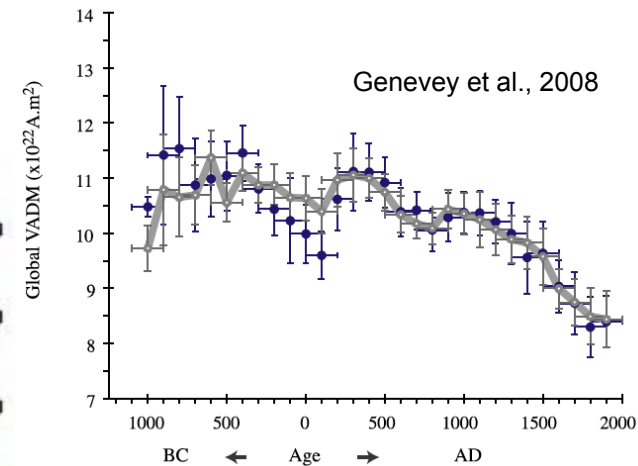
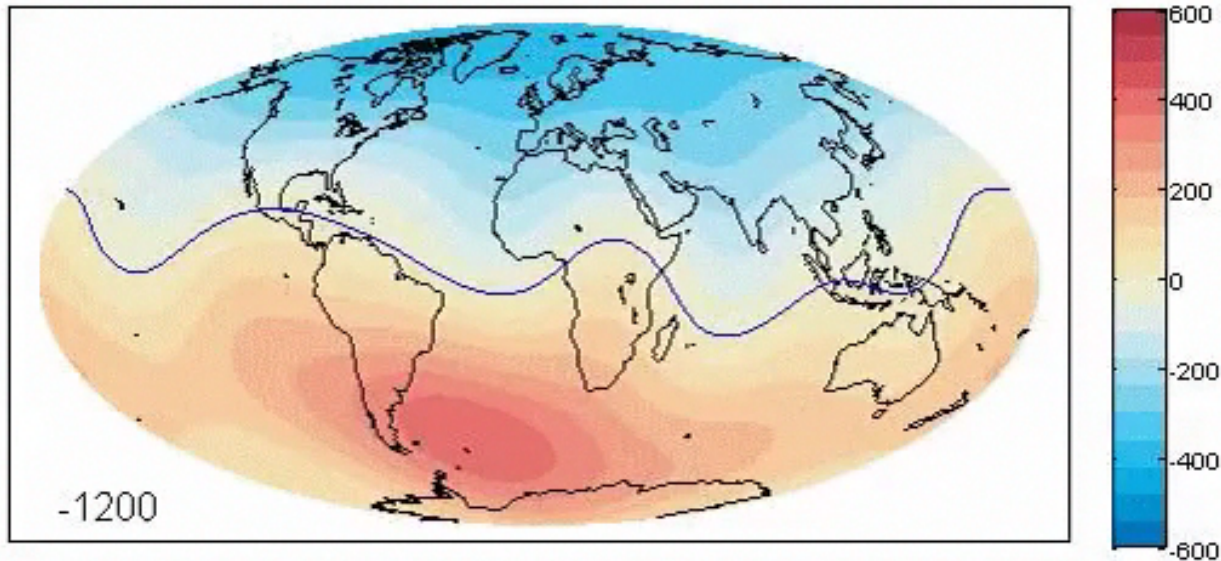
L'étude des roches (et objets anciens) aimantés permet aussi l'étude du champ magnétique ancien et très ancien

- L'aimantation des **roches magmatiques** donne des informations sur l'**intensité et l'orientation du champ magnétique** qui régnait localement lors du **dernier passage de ces roches sous la température de Curie**, que l'on peut **dater grâce aux méthodes isotopiques** (basées sur la désintégration des éléments radioactifs à vie longue, comme l'Uranium ^{238}U)
- L'aimantation d'**objets cuits** (briques, poterie, tuiles...) **donne le même type d'information pour les époques historiques anciennes** (datées de manière diverses: archives historiques, datation isotopique, etc...)
- L'aimantation (beaucoup plus faible, mais mesurable en laboratoire) des **roches sédimentaires** donne aussi des informations sur l'**intensité (relative) et l'orientation du champ magnétique** lors de la formation de ces sédiments par **déposition**, laquelle peut aussi être **datée par des méthodes isotopiques**.



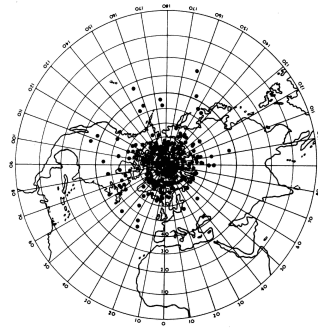
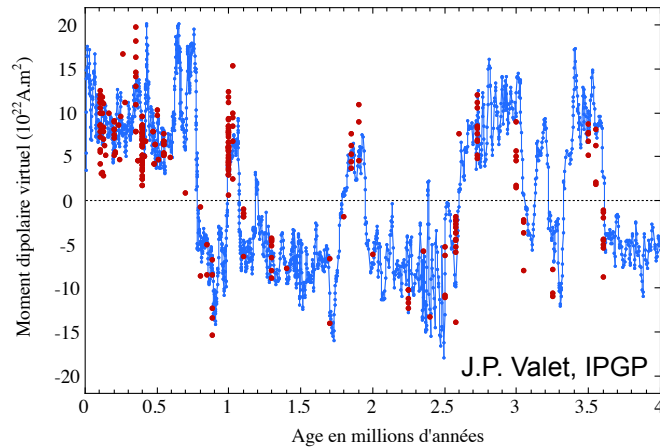
Evolution du champ magnétique à la surface du noyau sur plusieurs millénaires

Licht et al., PEPI, 2013

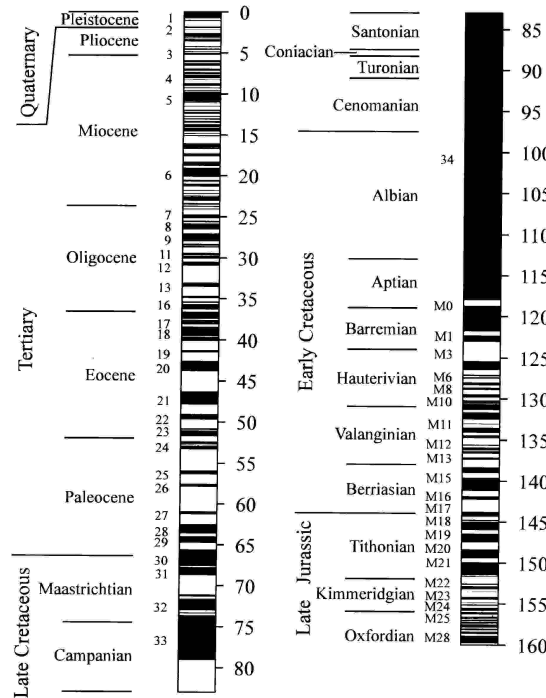


Ceci permet de constater que la dynamique qui a mené à la croissance de l'anomalie de l'atlantique sud a vraisemblablement débuté vers 1500, et que d'autres épisodes semblables se sont produits par le passé

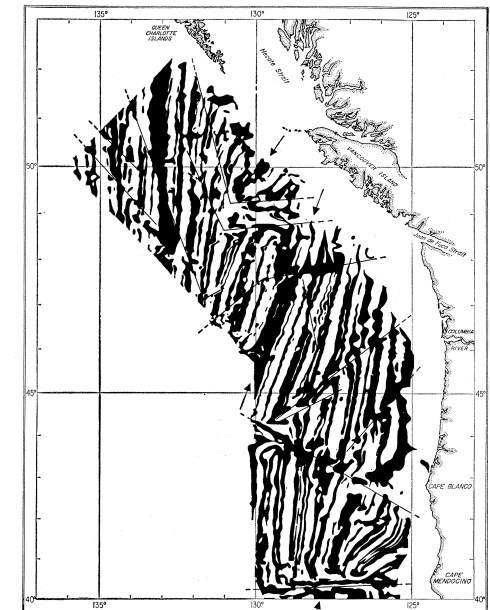
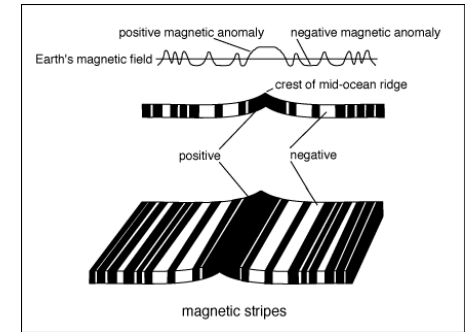
Evolution du moment dipolaire du champ magnétique aux échelles géologiques



Tarling, 1971



d'après Cande and Kent, 1995



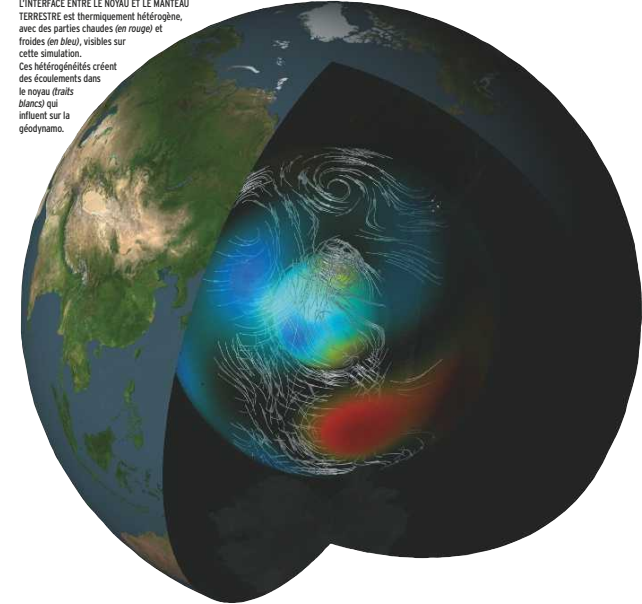
Vine, Science, 1966

Ceci permet de constater que le champ magnétique est resté principalement dipolaire axial, mais qu'il s'est souvent inversé par le passé, à un rythme très variable, et que lors de ces inversions, le champ a perdu temporairement son caractère dipolaire.

Simulation numérique de la géodynamo

- Le noyau possède encore une chaleur originelle (datant de la formation de la Terre)
- Son refroidissement est contrôlé par le manteau terrestre, lui-même en convection lente.
- Le taux de refroidissement est cependant suffisant pour que le noyau soit en convection depuis la formation de la Terre.
- Ce refroidissement a permis au noyau de cristalliser en partie pour former la graine, qui continue de croître en libérant de la chaleur et des éléments légers.
- La convection du noyau est donc thermo-solutale, et est contrôlée par des conditions aux limites complexes à sa base (interactions avec la graine) et à son sommet (interactions avec le manteau).
- Elle est par ailleurs influencée par la rotation de la Terre (forces de Coriolis)
- Mais elle est suffisamment vigoureuse pour entretenir une dynamo auto-entretenu: la géodynamo

L'INTERFACE ENTRE LE NOYAU ET LE MANTEAU TERRESTRE est thermiquement hétérogène, avec des parties chaudes (en rouge) et froides (en bleu), visibles sur cette simulation. Ces hétérogénéités créent des écoulements dans le noyau (traits blancs) qui influent sur la géodynamo.



Aubert et al.,
Pour la science, 2010

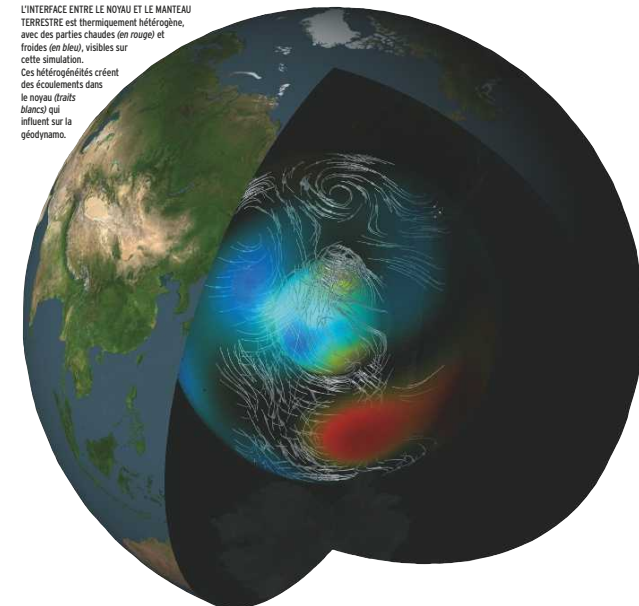
Simulation numérique de la géodynamo

La modélisation numérique de la géodynamo implique donc de résoudre numériquement:

- Les équations d'une convection thermo-solutale en rotation rapide (température et composition, densité, mouvements)
- Couplées aux équations de l'électromagnétisme (courants électriques, champ magnétique)
- En tenant compte de conditions aux limites thermiques, ainsi que de conditions de flux de matière et électromagnétiques.

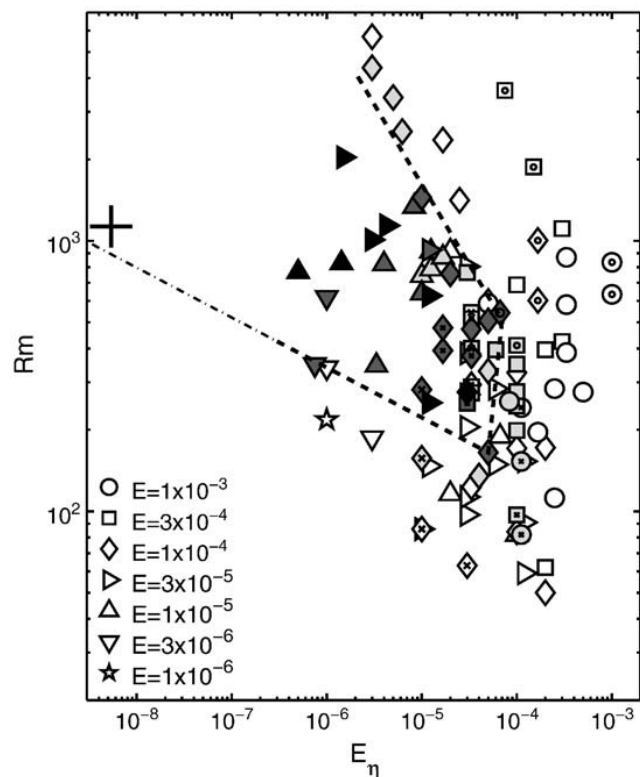
Outre la distribution géographique des conditions aux limites imposées par le manteau et la graine, et l'existence de couplages gravitationnels entre la graine et le manteau, de nombreux nombres sans dimension interviennent donc pour définir le bon « régime » de fonctionnement de la géodynamo.

- A ce jour (malgré des avancées rapides en puissance de calcul), il n'est pas encore possible de simuler la géodynamo dans son « vrai » régime.

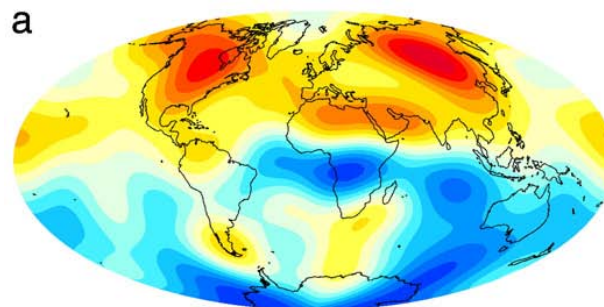


Aubert et al.,
Pour la science, 2010

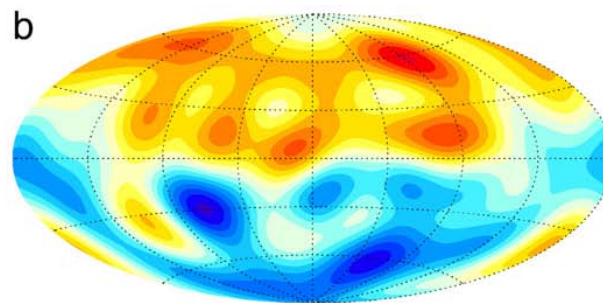
Mais il est possible de tirer parti de propriétés universelles mises en évidence par l'étude de nombreuses dynamos simplifiées



Christensen et al.,
EPSL, 2010



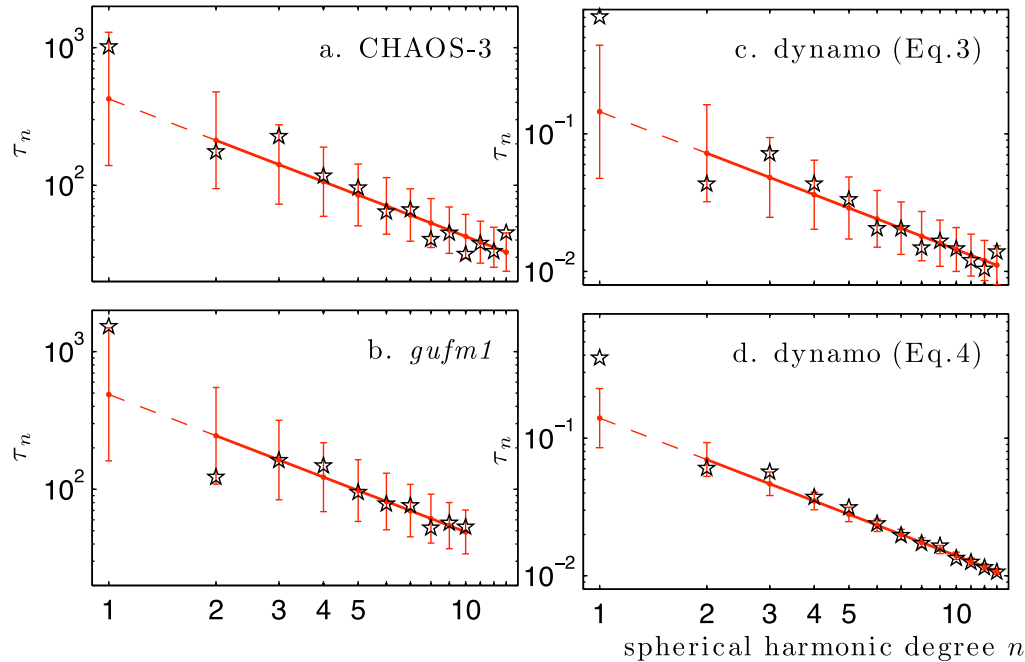
Composante radiale du champ à la surface du noyau en 2005



Composante radiale du champ d'une simulation appartenant à la famille des dynamos « réalistes »

- Les simulations accessibles aujourd'hui permettent d'identifier des régimes de dynamos dont le comportement est réaliste (entre les pointillés ci-dessus à gauche, où $R_m = UD/\eta$ est le nombre de Reynolds magnétique et $E_\eta = \eta/(\Omega D^2)$ est le nombre d'Ekman magnétique).

Mais il est possible de tirer parti de propriétés universelles mises en évidence par l'étude de nombreuses dynamos simplifiées



Constantes de temps du Champ contemporain (en haut) et historique (en bas)

Constantes de temps de dynamos « réalistes »

Lhuillier et al., GRL, 2011

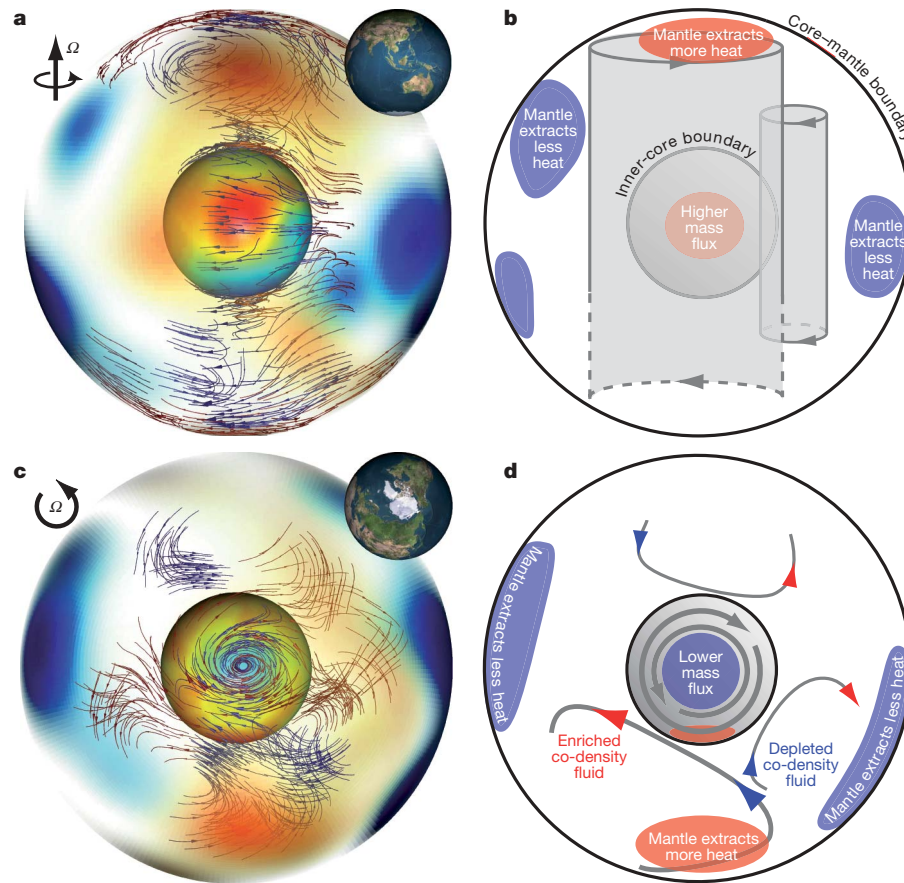
$$\tau(n) = \sqrt{\frac{W_n(r)}{W'_n(r)}} = \sqrt{\frac{\sum_{m=0}^n [(g_n^m)^2 + (h_n^m)^2]}{\sum_{m=0}^n [(\dot{g}_n^m)^2 + (\dot{h}_n^m)^2]}}$$

Hulot and Le Mouél, PEPI, 1994

Il est possible de définir une constante de temps caractérisant le taux de variation séculaire du champ degré par degré

- Les constantes de temps du champ non-dipôle de la géodynamo et des simulations numériques « réalistes » suivent une loi universelle en $\tau(n) = \tau_{SV}/n$
- Il est donc possible de calibrer l'« horloge interne » des simulations sur celle de la géodynamo

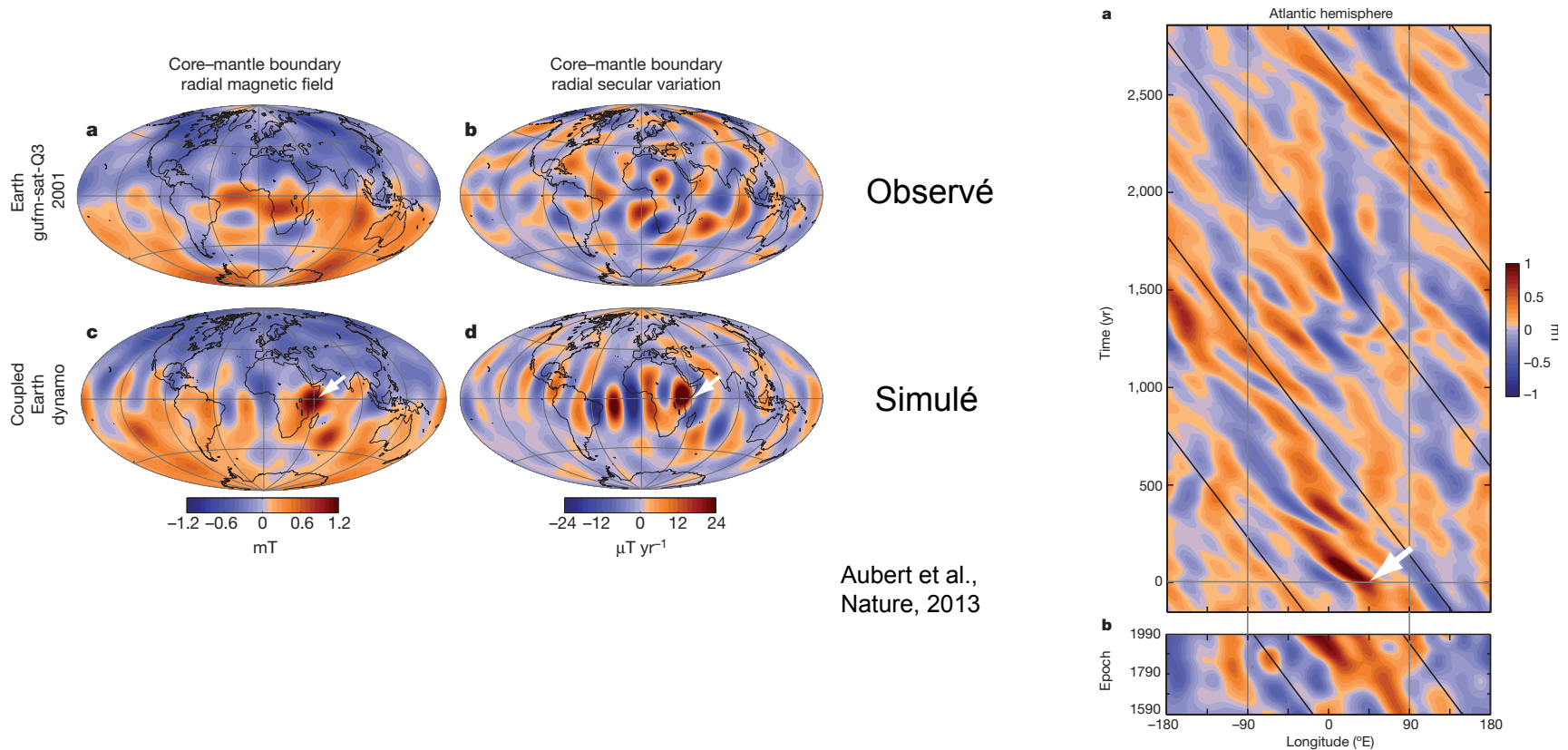
Ces simulations « réalistes » permettent de mettre en évidence la façon dont la graine, le noyau et le manteau sont couplés



Aubert et al.,
Nature, 2008

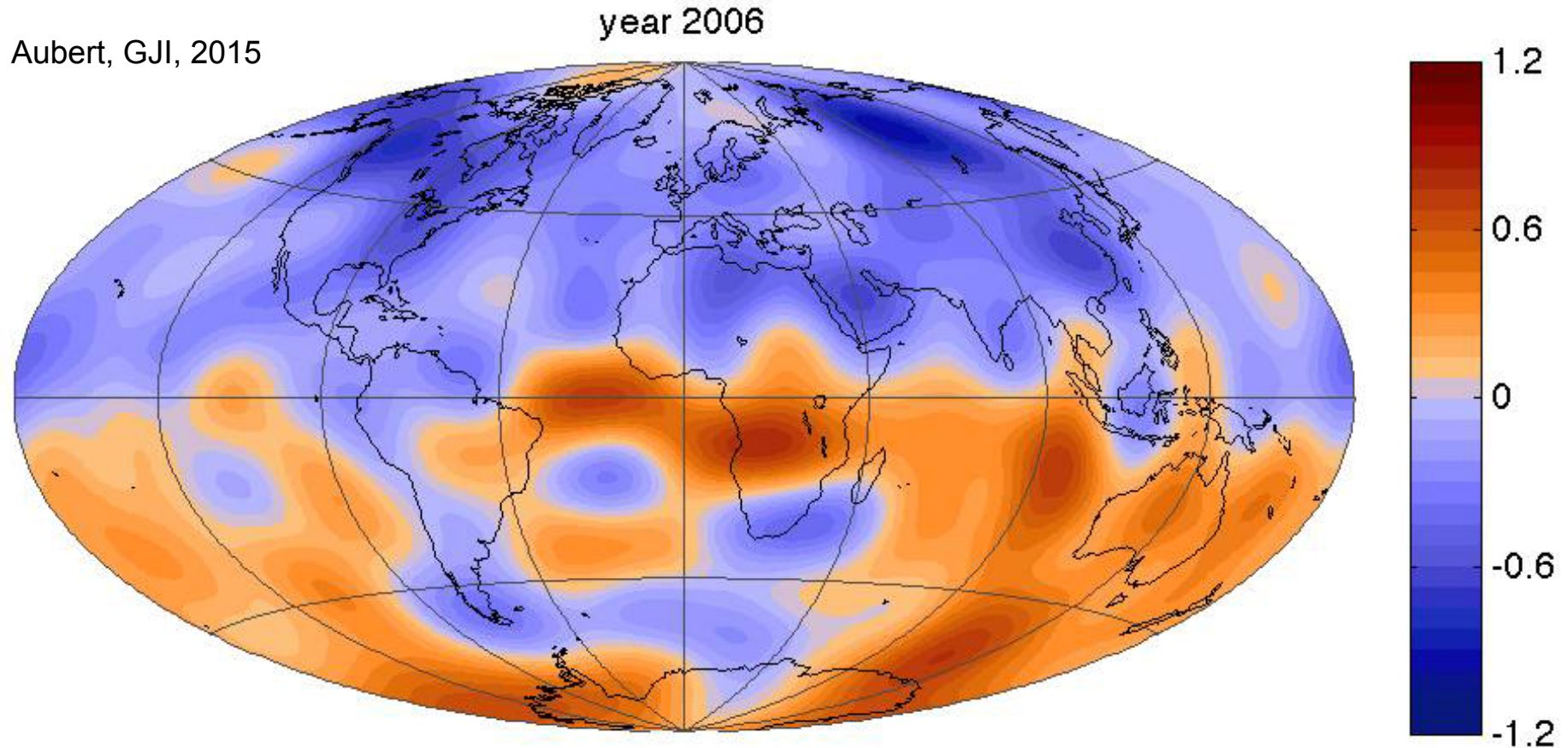
- Les conditions aux limites thermiques imposées par le manteau (connues grâce à la sismologie) sont responsables de l'organisation des mouvements dans le noyau liquide, à leur tour responsables de la croissance asymétrique de la graine, ce que la sismologie permet de mettre en évidence par ailleurs

Elles permettent même d'expliquer certaines caractéristiques observées du champ



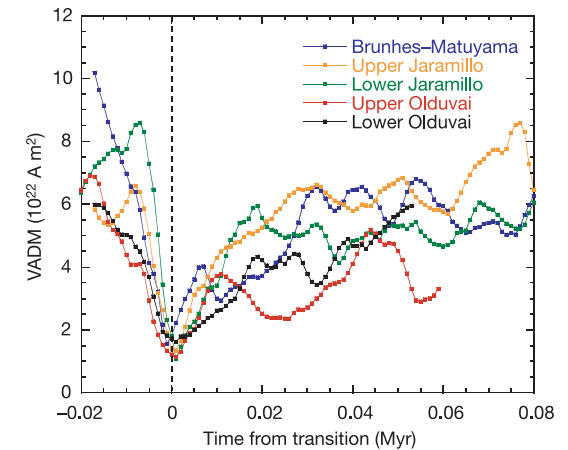
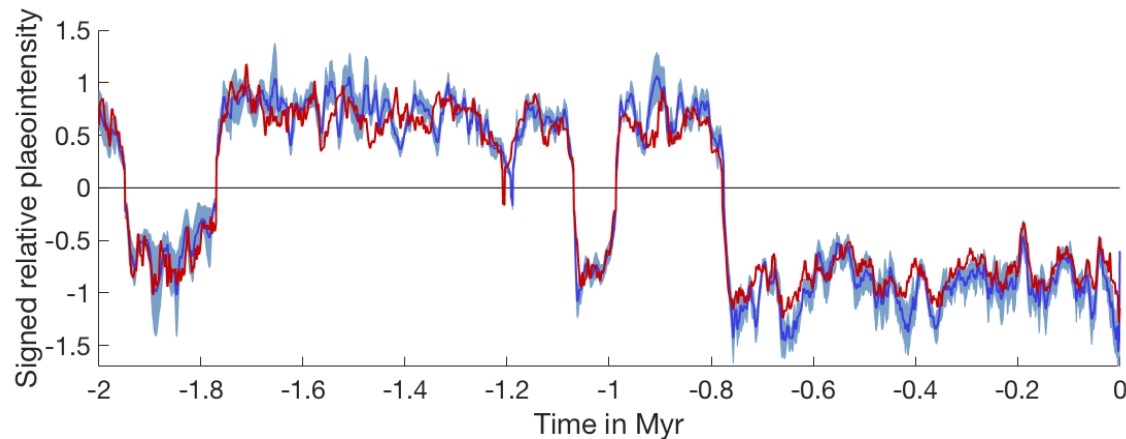
- En tenant compte de ces couplages, et du couplage gravitationnel entre la graine et le manteau, il est possible de rendre compte de l'asymétrie de la variation séculaire et de la propagation d'ondes à l'équateur.

Elles permettent enfin d'utiliser des méthodes d'assimilation de données pour tenter de prédire l'évolution proche du champ



- Ceci est utile pour prédire l'évolution de l'anomalie de l'atlantique Sud, par exemple
- Attention, cependant, que l'on sait aussi que l'horizon de prédictibilité de ce type de prévision est fondamentalement **limité à typiquement 50 ans** (Hulot et al., GRL, 2010)

Ces simulations 3D réalistes permettent-elles de déterminer si le champ magnétique va bientôt s'inverser ?



Valet et al., Nature 2005

Les difficultés sont nombreuses:

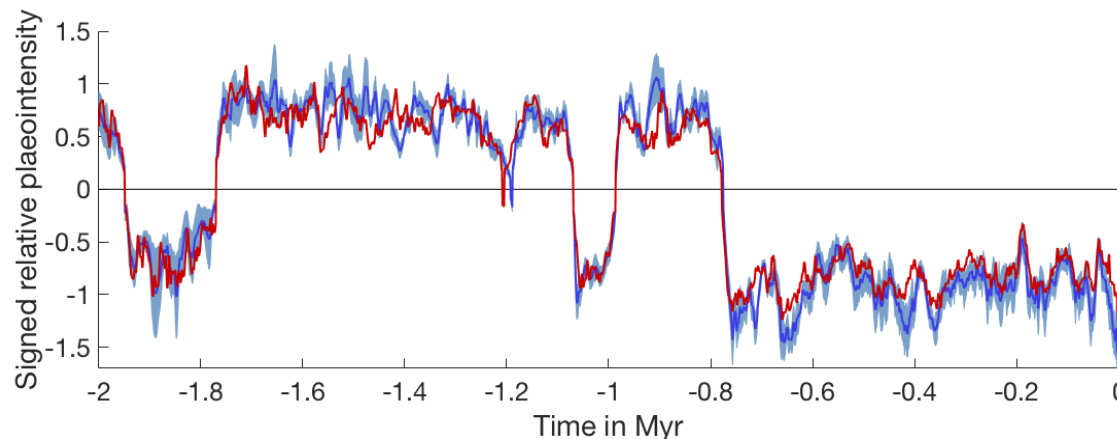
- Il faut tenir compte de la limite de prédictibilité à 50 ans de la prévision détaillée
- Il faudrait pouvoir assimiler des données sur une période plus longue que la seule période historique
- Le début d'une inversion se manifeste en effet plusieurs milliers d'années avant l'inversion proprement dite des pôles
- L'assimilation sur une durée longue est très coûteuse en temps de calcul

Paradoxalement, les simulations s'appuyant sur des modèles de dynamo à basse dimensionnalité semblent plus immédiatement prometteuses

Modèle de Gissinger (European Physical Journal, 2012):

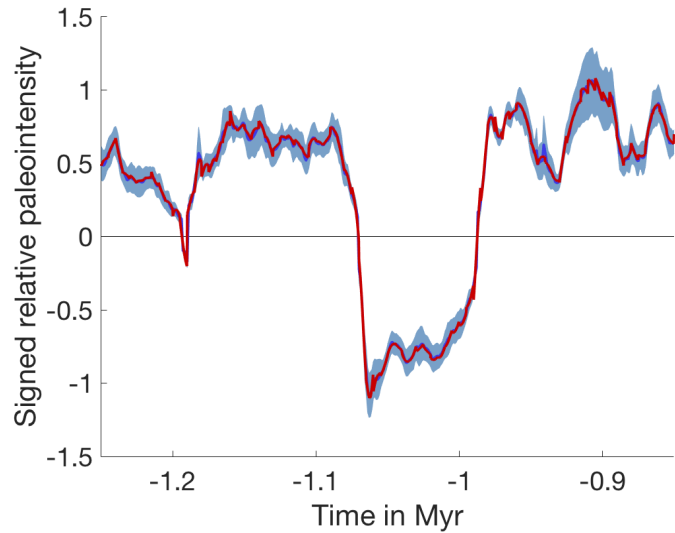
$$\frac{dQ}{dt} = \mu Q - VD, \quad \frac{dD}{dt} = -\nu D + VQ, \quad \frac{dV}{dt} = \Gamma - V + QD$$

- Equations couplant trois quantités « simplifiées » de la dynamo: un « champ dipolaire » D , un « champ quadrupolaire » Q , et un « mouvement » V
- Le champ dipolaire D peut être assimilé au dipôle géomagnétique dont on connaît le comportement sur les derniers millions d'années:

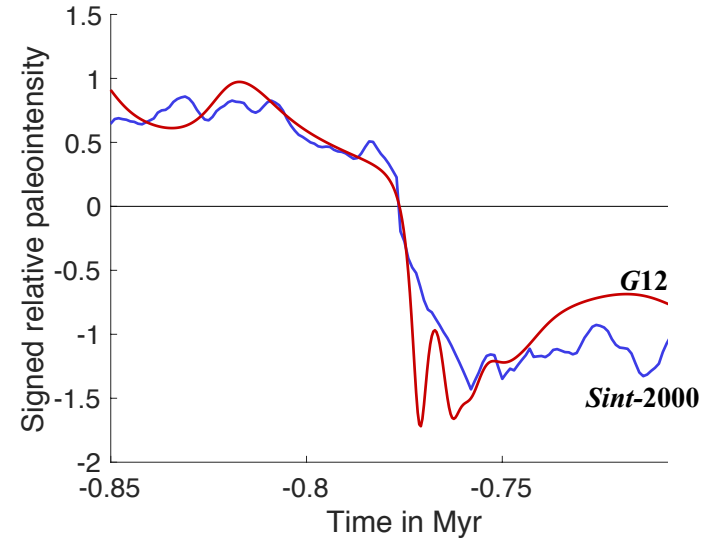


- Le coût de l'assimilation est réduit et la quantité d'information disponible est compatible avec le faible nombre de variables.

Et cela marche plutôt bien !

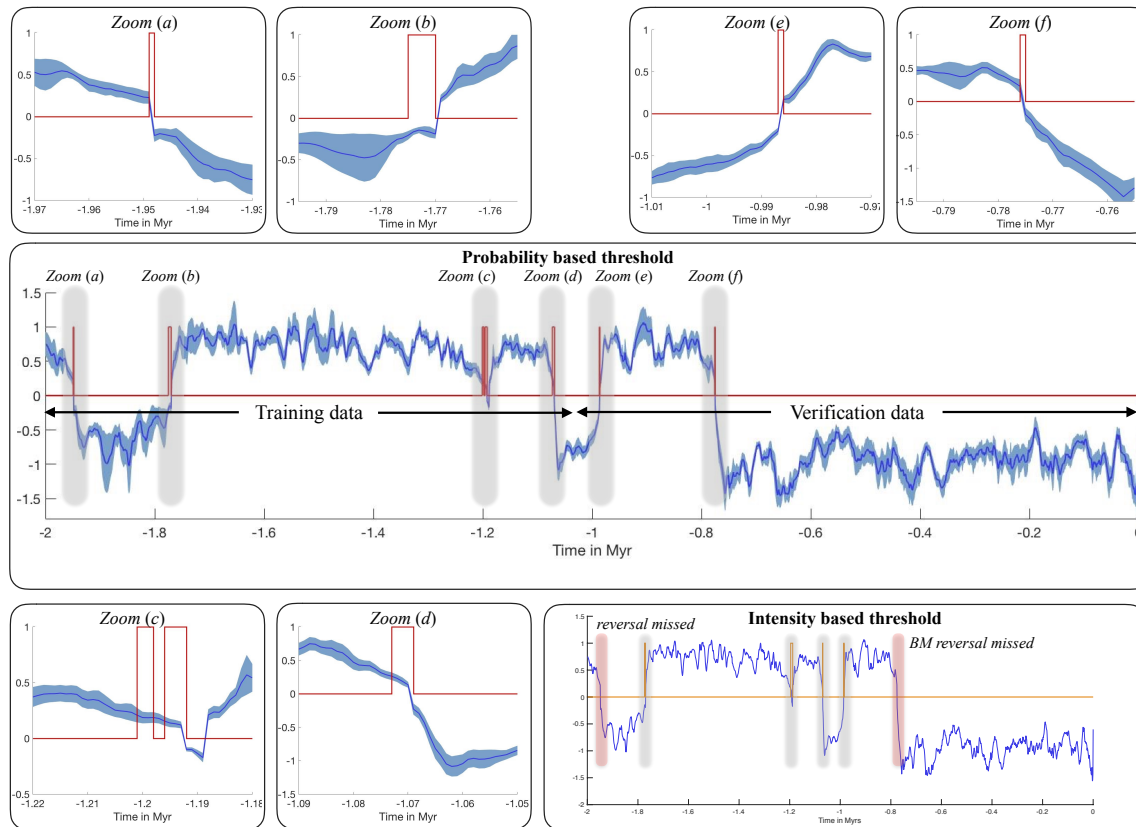


Morzfeld et al., PEPI, 2017



- Le modèle de Gissinger réagit bien à l'assimilation des données et est capable de suivre l'évolution du champ observé, notamment à l'approche des inversions.
- Ce modèle est-il capable de prédire les inversions au long terme sur la seule base du comportement du champ dipôle ?

Verdict: aucune inversion ne semble à craindre dans les prochains 4 millénaires



Morzfeld et al.,
PEPI, 2016

- Il est possible d'utiliser le modèle de Gissinger et l'assimilation de données pour définir une alerte annonçant qu'une inversion va se produire dans une fenêtre de 4 millénaires, sans que l'on sache exactement quand.
- Toutes les précédentes inversions sont bien prédites.
- Aucune alerte n'est faite à l'issue de l'assimilation pour le temps présent...