

L'arc magnétique ibéro-armoricain est-il la trace d'un rift avorté d'âge cambro-ordovicien?

J. de POULPIQUET

*GEOSCIENCES Rennes, UMR CNRS 6118, Université de Rennes I, Campus de Beaulieu, 35042 Rennes Cedex, France.
E-mail: jacques.de-poulpiquet@univ-rennes1.fr*

Résumé: La synthèse des différentes modélisations magnétiques réalisées de part et d'autre du Golfe de Gascogne à partir des données aéromagnétiques conforte l'hypothèse d'un modèle comparable de source magnétique de type plaque mince caractérisée par une grande largeur. Cette structure géophysique majeure définit un arc magnétique ibéro-armoricain d'une longueur de près de 600 km dont le tracé s'inscrit parfaitement dans la structure plus large de l'arc ibéro-armoricain. L'origine de ces anomalies magnétiques pourrait être expliquée par l'intrusion de roches basiques lors d'une phase avortée de rifting cambro-ordovicien caractérisée par un puissant sillon sédimentaire (aulacogène) et par un intense volcanisme acide (porphyroïdes).

Mots-clés: arc ibéro-armoricain, rift, suture, aulacogène, turbidite.

Abstract: On each side of the Bay of Biscay magnetic anomalies of the South Armorican continental shelf and the Eastern Galicia magnetic anomaly (EGMA) in Northwest Spain show similar features (wavelengths, intensities) and models of magnetic source (slab-like bodies). This 600 km long magnetic arc so defined fits very well with a larger geological structure: the Ibero-Armorican arc. The location of this magnetic Ibero-Armorican arc between two major geological belts (porphyroid belt and Cambro-Ordovician trough) allows us to propose an interpretation of this magnetic Ibero-Armorican arc as the geophysical expression of a deep relic (mafic rocks) of a Cambro-Ordovician aborted rift.

Keywords: Ibero-Armorican arc, rift, suture, aulacogen, turbidite.

Resumen: En ambas orillas del Golfo de Vizcaya, las anomalías magnéticas de la plataforma continental sudarmoricana y la anomalía magnética oriental de Galicia (EGMA) en el Noroeste de España muestran rasgos muy parecidos (longitudes de onda, intensidades) y modelos similares de la fuente magnética (cuerpos tabulares) constituyendo un arco magnético ibero-armoricano de 600 km de longitud. Su localización entre dos unidades geológicas (porfiroïdes y surco cambro-ordovícico) del arco ibero-armoricano podría explicarse en un contexto de un rift fallido cambro-ordovícico y el origen de la anomalías magnéticas podría ser la intrusión de rocas básicas.

Palabras clave: arco ibero-armoricano, rift, sutura, aulacógeno, turbidita.

Les levés aéromagnétiques de la France (1964) et de l'Espagne (1987) ont la particularité d'avoir été effectués dans les mêmes conditions (vol à 3000 m, lignes de vols Nord-Sud espacées de 10 km) qui facilitent la comparaison et l'exploitation des données acquises. Ainsi dans le Nord-Ouest de l'Espagne l'anomalie magnétique Est-Galicienne plus connue sous son abréviation EGMA (East Galicia Magnetic Anomaly), qui est l'une des plus remarquables anomalies du levé aéromagnétique espagnol, présente de nombreuses similitudes tant en amplitude qu'en longueur d'onde avec les anomalies magnétiques situées en face sur le plateau continental sud-armoricain qui figurent elles aussi parmi les plus remarquables anomalies magnétiques du levé aéromagnétique français (Fig. 1).

Dans le Nord-Ouest de l'Espagne la dernière modélisation géophysique (Ayarza et Martínez-Catalán, 2007) réalisée à partir des données magnétiques et gravimétriques a conduit à une réinterprétation de la source à

l'origine de l'EGMA en terme d'un corps non enraciné très magnétique mais peu dense (migmatites) alors qu'une première interprétation (Aller, 1986) en avait été faite en terme de roches ignées intrusives puis une deuxième interprétation (Aller et al., 1994) en terme de remontée de croûte inférieure à la faveur du chevauchement Est-Galicien (Fig. 2).

De l'autre côté du Golfe de Gascogne les anomalies magnétiques situées sur le plateau continental sud-armoricain ont été interprétées comme représentant la trace d'une suture sud-armoricaine (de Poulpiquet et Lefort, 1989) responsable de la sismicité observée au niveau de l'île d'Oléron avec des hypocentres allant jusqu'à 25 km de profondeur (Veinante et Santoire, 1980) (Fig. 1c).

Si les interprétations géologiques divergent il apparaît toutefois que les modèles géométriques de source magnétique sont très proches de part et d'autre du

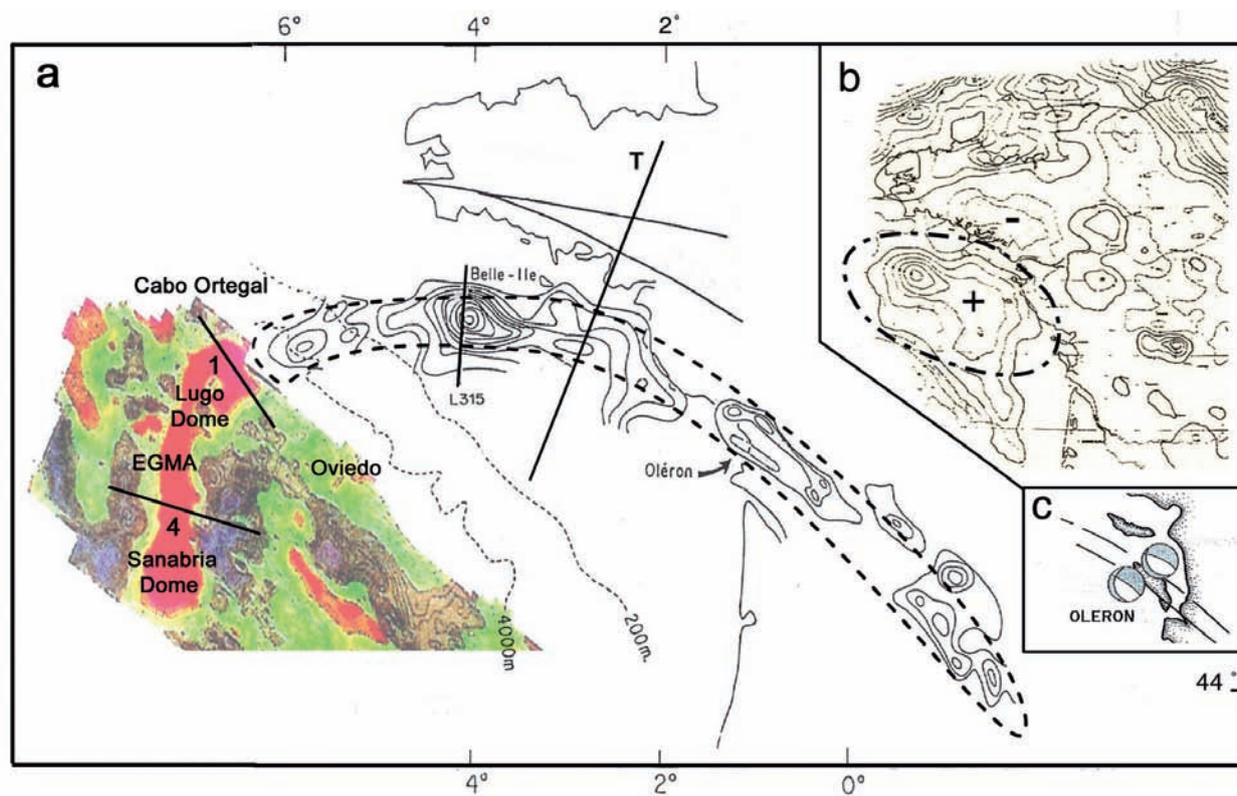


Figure 1. a) Localisation de l'arc magnétique ibéro-armoricain à partir des anomalies magnétiques du champ total mesurées à 3000 m en France (entourées d'un tireté) et en Espagne (carte magnétique en couleur). Profils magnétiques étudiés: T = profil magnétique transversal, profil L315 (de Poulpiquet, 1990), profil 1 (Ayarza et Martínez-Catalán, 2007), profil 4 (Aller et al., 1994) b) Carte de l'anomalie du champ total prolongée à l'altitude de 13 km (Institut de Physique du Globe de Paris) avec localisation de la zone de basses fréquences magnétiques (entourée en tiretés-pointillés) observée à l'aplomb du plateau continental sud-armoricain. c) Mécanismes au foyer de séismes survenus à Oléron en 1972 et 1977.

Golfe de Gascogne ainsi dans la partie septentrionale de l'EGMA le modèle d'Aller et celui d'Ayarza et Martínez-Catalán réalisés le long du même profil 1 (localisation sur la figure 1) s'accordent ainsi pour une source large de 60 à 80 km dont le toit se situe à une profondeur de 2 à 4 km (Fig. 2). Ces caractéristiques de profondeur du toit et de largeur de la source sont également comparables à celles calculées au niveau du plateau continental sud-armoricain (Fig. 2) le long du profil L315 (de Poulpique, 1990). Malgré une différence dans l'épaisseur de la source on peut souligner une grande similarité de modèle entre la modélisation d'Ayarza et Martínez-Catalán (2007) et celle de de Poulpique (1990) qui en font tous deux une source non enracinée. Enfin les susceptibilités comparables attribuées aux corps magnétiques dans chacune des deux modélisations

(0.02 et 0.026 SI respectivement) permettent d'envisager un corps de nature géologique proche. Cependant le fait qu'une anomalie gravimétrique lourde se superpose à l'anomalie magnétique la plus intense observée sur le plateau continental a conduit à l'interprétation de sa source en terme de roches basiques ou ultrabasiqes (de Poulpique, 1990) alors qu'en l'absence d'anomalie gravimétrique lourde Ayarza et Martínez-Catalán (2007) ont interprété la source de l'EGMA en terme de migmatites très magnétiques.

Afin de compléter les modélisations magnétiques et gravimétriques réalisées de part et d'autre du Golfe de Gascogne il nous a paru utile de reprendre le traitement des données magnétiques et gravimétriques en nous intéressant plus particulièrement aux grandes longueurs d'onde liées à des sources plus profondes.

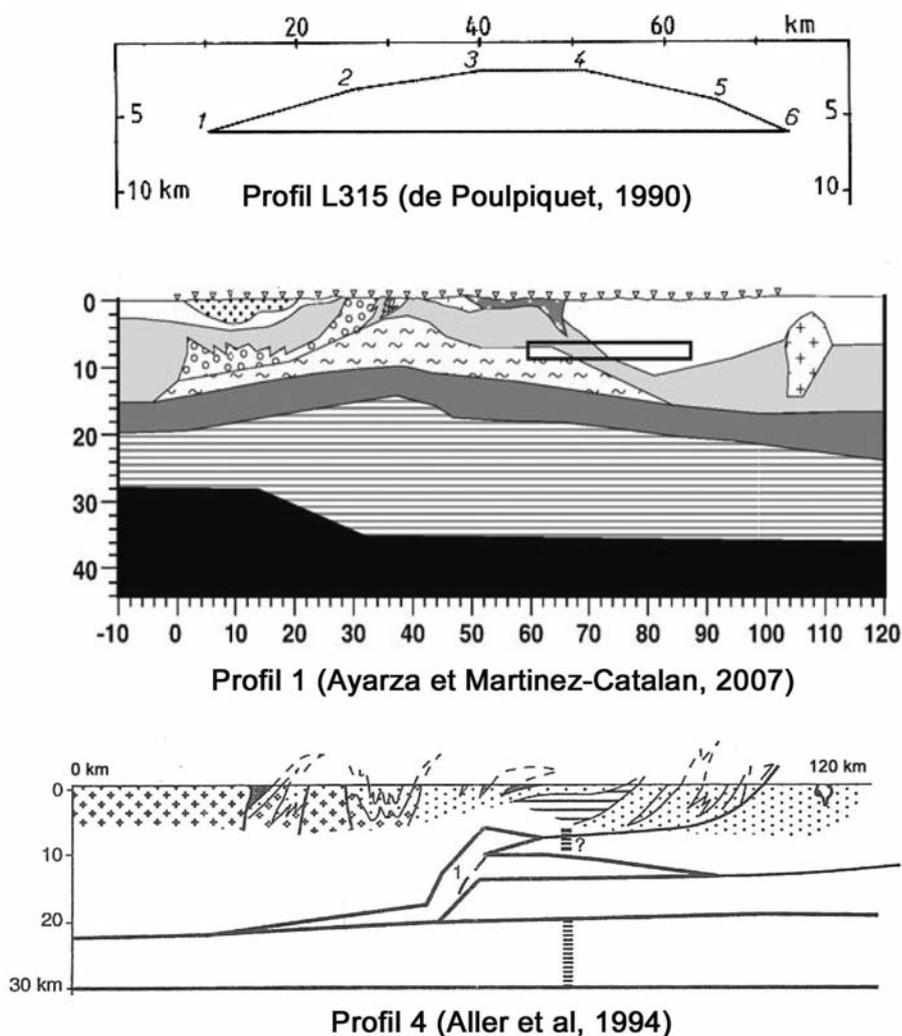


Figure 2. Modèles de sources magnétiques établis le long des profils L315 (klippe océanique ?), profil 1 (migmatites ?), profil 4 (remontée de croûte inférieure ?). Localisation des profils sur la figure 1.

Modélisation des anomalies magnétiques de grande longueur d'onde du plateau continental sud-armoricain

Ces grandes longueurs d'ondes apparaissent nettement sur la carte des anomalies du champ total prolongé vers le haut à l'altitude de 13 km (Fig. 1b).

L'anomalie la plus énergétique au Sud-Ouest de Belle-Ile a été anciennement interprétée le long du profil aéroporté L315 comme une klippe océanique non enracinée (de Poulpiquet, 1990) d'une largeur d'une soixantaine de km dont le toit serait compris entre deux et trois kilomètres de profondeur (Fig. 2).

Plus vers l'Est cette anomalie de grande longueur d'onde perd en intensité mais augmente nettement en longueur d'onde: le prolongement à l'altitude de 13 km d'un profil d'une longueur de 360 km extrait du lever magnétique à 3000 m (Fig. 3a) permet ainsi de caractériser la forme de l'anomalie régionale observée sur la carte prolongée à 13 km avec un maximum à

l'aplomb du plateau continental et un minimum au niveau de la Bretagne continentale (Fig. 1b).

Le spectre d'énergie (Fig. 3b) du profil à 3000 m montre dans sa partie basse fréquence (inférieure à 0.02 cycle/km) une pente fortement prononcée due aux sources profondes qui indique en première analyse (Spector et Grant, 1970) une profondeur des sources de 27 km par rapport à la ligne de vol (soit 24 km sous le niveau de la mer).

Cependant cette profondeur calculée sur le spectre brut est sans doute surévaluée du fait que le calcul précédent ne tient pas compte de l'influence du terme largeur des sources sur la décroissance du spectre d'énergie qui peut s'avérer très importante si la ou les sources sont larges (Green, 1972). Or au vu de la longueur d'onde de l'anomalie régionale (de l'ordre de celle du profil analysé soit 360 km) une largeur importante du corps peut être présagée (ce que confirmera l'analyse en ondelettes). Ainsi en soustrayant du spectre d'énergie (Fig. 3b) la contri-

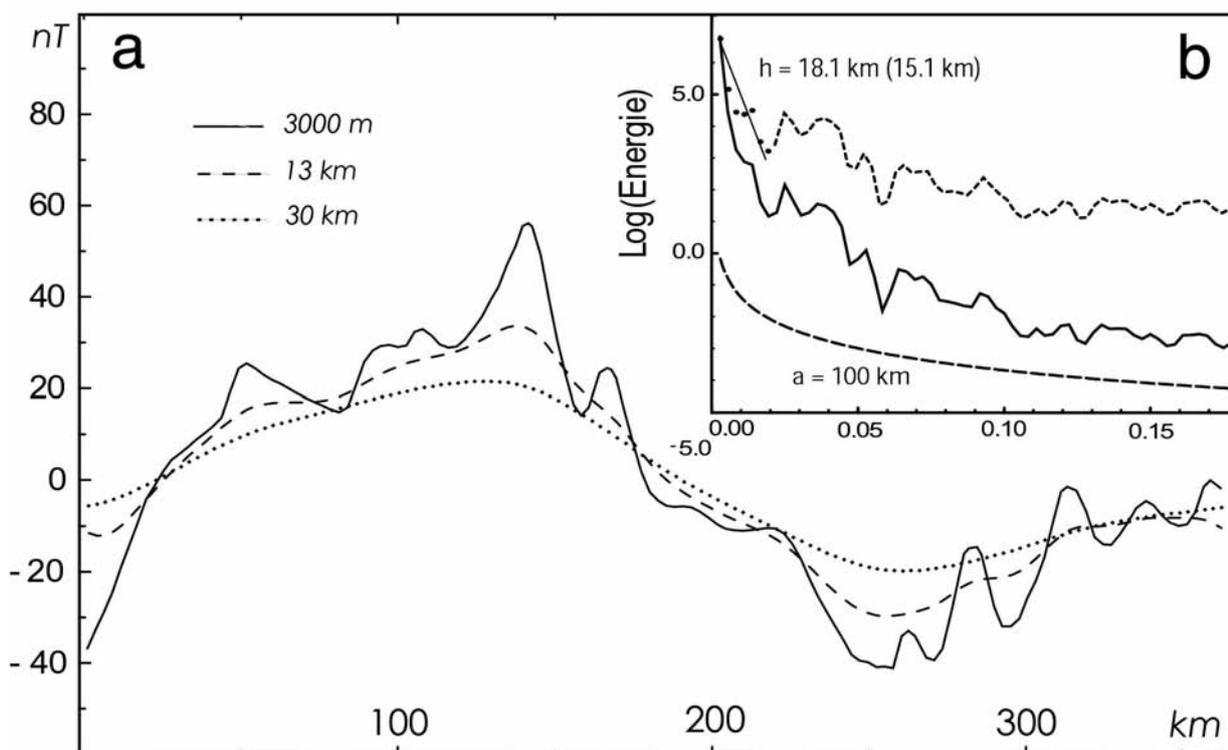


Figure 3. Profil magnétique T étudié: a) anomalie mesurée à 3000 m (en trait plein), anomalie prolongée à 13 km (en tireté), anomalie prolongée à 30 km (en pointillé); et b) spectres d'énergie brut (au milieu et en trait plein) et corrigé (en haut et en tiretés) d'un terme largeur de 100 km (en bas et en tiretés) avec estimation de la profondeur de la source profonde le long du profil T.

bution d'un terme largeur de 100 km la profondeur corrigée de la source n'est plus que de 18 km (soit 15 km sous le niveau de la mer).

Un deuxième prolongement vers le haut effectué cette fois-ci à l'altitude de 30 km (Fig. 3a) a permis de filtrer les anomalies superficielles encore visibles sur le profil prolongé à l'altitude de 13 km: c'est à partir de ce profil filtré à l'altitude de 30 km qu'a été effectuée une évaluation plus précise de la largeur et de la profondeur de la source profonde à l'origine de cette anomalie magnétique de grande longueur d'onde, ceci au moyen d'une transformée en ondelettes complexe. Cette opération de pré-filtrage de ce profil avant l'application de cette méthode est d'ailleurs recommandée (Fedi et al., 2004) dans la localisation des sources profondes et superficielles par les transformées en ondelettes.

L'intérêt de la transformée en ondelettes complexe est de s'affranchir de l'aimantation des sources et de pou-

voir localiser les sources à la fois à partir du module et de la phase de cette transformée complexe que nous avons choisi du premier ordre: sa partie réelle représentant une dérivation première horizontale et sa partie imaginaire une dérivation première verticale du champ magnétique. Quant à la gamme de dilatations adoptée pour l'ondelette complexe analysante elle a été choisie entre 1 et 60 km: cette dernière valeur représentant deux fois la hauteur adoptée pour le prolongement vers le haut du profil initial (30 km).

Les lignes de phase (Fig. 4) convergeant vers les sources permettent d'évaluer la profondeur des sources aux dilatations négatives respectives de 45, 40 et 50 km soit 15, 10 et 20 km par rapport au niveau de la mer compte tenu de la hauteur de prolongement de 30 km du profil filtré. Quant au module calculé à partir de cette transformée complexe (Fig. 5) il présente trois maxima qui se situent à l'aplomb des sources (ou singularités).

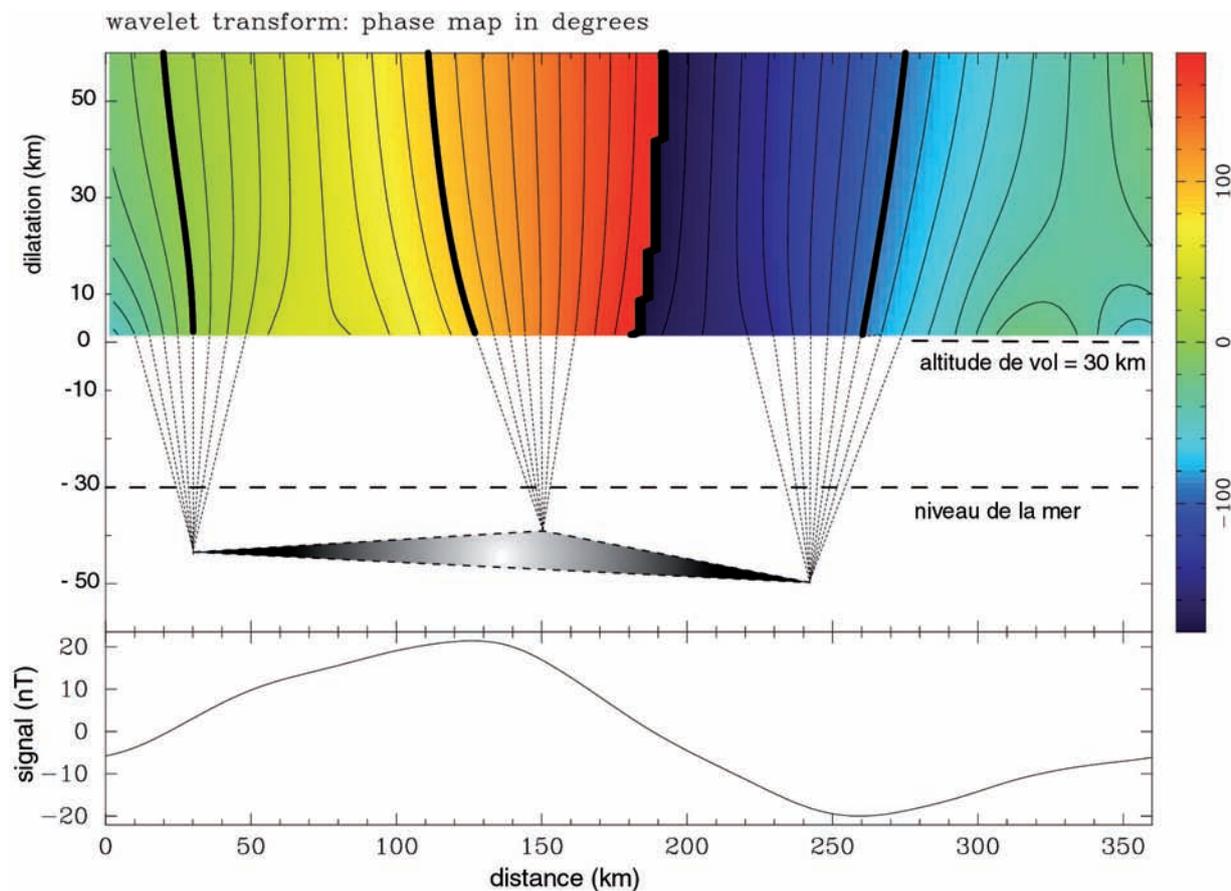


Figure 4. Localisation des sources profondes au moyen de la phase de la transformée en ondelettes complexes du profil T.

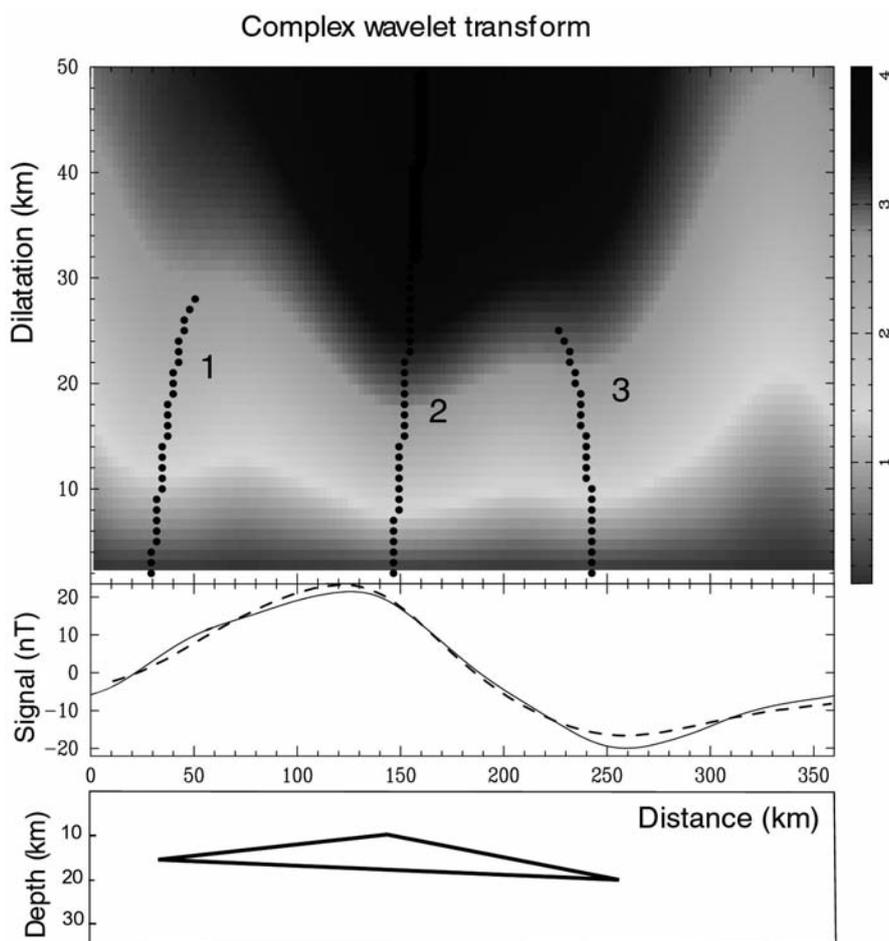


Figure 5. Lignes de maxima (1, 2 et 3) déterminées à partir du module de la transformée en ondelettes complexes du profil T et comparaison de l'anomalie prolongée à 30 km (en trait plein) avec l'anomalie calculée (en tireté) à partir de la source magnétique profonde proposée (en bas).

Si l'on considère que les trois sources précédemment localisées constituent des singularités (coins) d'une structure magnétique sub-horizontale, on peut tenter de modéliser cette structure en injectant les coordonnées des trois coins dans une modélisation de type direct. Ainsi en attribuant au corps magnétique une susceptibilité de 0.031 SI, l'anomalie calculée rend bien compte de l'anomalie observée (Fig. 5). De part sa géométrie et sa profondeur ce modèle s'apparente ainsi avec les modèles de source établis par Aller et al. (1994) au niveau des profils 4 (Fig. 2) et 5 recoupant l'EGMA.

La faible qualité des données gravimétriques disponibles sur le plateau continental sud-armoricain ne permet pas de mettre clairement en évidence une grande longueur d'onde positive (lourde) analogue à celle observée en magnétisme. Par contre la bonne qualité des données gravimétriques espagnoles a permis de mettre en évidence une anomalie gravimétrique positive

(lourde) de grande longueur d'onde au niveau de la partie centrale de l'EGMA.

Modélisation d'une anomalie gravimétrique de grande longueur d'onde dans la partie centrale de l'EGMA

A l'aplomb de l'EGMA on observe une anomalie gravimétrique positive de grande longueur d'onde (80 km) dans sa partie centrale précisément située entre les dômes de Lugo et Sanabria: elle se superpose ainsi du Nord au Sud sur une longueur d'environ 70 km à l'anomalie magnétique observée bien que leurs maxima soit systématiquement décalés d'une dizaine de kilomètres (Fig. 6).

Il nous a donc paru intéressant de comparer les données gravimétriques avec les données magnétiques du profil 4 d'Aller et al. (1994) qui recoupe précisément

cette zone. On observe bien à nouveau le long du profil gravimétrique observé le long du profil 4 le gradient régional décroissant d'Ouest en Est observé sur les profils gravimétriques 1, 2 et 3 d'Ayarza et Martínez-Catalán (2007) et expliqué par ces auteurs par l'augmentation d'épaisseur de la croûte d'Ouest (Zone Centre-Ibérique) en Est (Zone Asturo-Léonaise).

Une fois enlevé ce gradient gravimétrique régional d'environ 0.2 mgal/km on observe que les minima observés à l'Est et à l'Ouest des profils magnétique et gravimétrique se superposent bien mais que le maximum de l'anomalie gravimétrique est décalé de 10 km vers l'Ouest du maximum de l'anomalie magnétique (Fig. 6).

En partant d'un modèle géométrique de la source proche de celui proposé par Aller le long du profil 4, un calcul itératif par méthode inverse a été tenté (Fig. 6) pour expliquer les anomalies magnétique et gravimétrique observées. Tandis que deux corps à contraste de densité négatif mais de susceptibilité nulle ont du être injectés dans le modèle afin de rendre compte des deux minima gravimétriques observés à l'Est et à l'Ouest du profil, la partie centrale du profil a du nécessiter l'éclatement du corps proposé par Aller et al. (1994) en un corps profond (13 km) lourd et magnétique et un corps plus superficiel (6 km) léger et magnétique, le décalage observé entre les maxima gravimétrique et magnétique étant expliqué en grande partie par un plus grand enracinement vers l'Ouest du corps profond compatible avec l'hypothèse d'Aller et al. (1994). Par rapport au modèle étudié au paragraphe précédent de la source responsable de l'anomalie magnétique de grande longueur d'onde observée à l'aplomb du plateau continental sud-armoricain, on notera que sa profondeur est proche de celle du corps profond modélisé le long du profil 4 tandis que les susceptibilités du corps profond (0.0299 SI) et du corps superficiel (0.0313 SI) modélisés le long du profil 4 sont tout-à-fait comparables à celle du corps profond (0.031 SI) situé sous le plateau continental sud-armoricain.

L'originalité de cette modélisation le long du profil 4 est d'apparaître à la fois compatible avec l'existence d'un corps profond lourd et magnétique proposé par Aller et al. (1994), et avec l'existence d'un corps plus

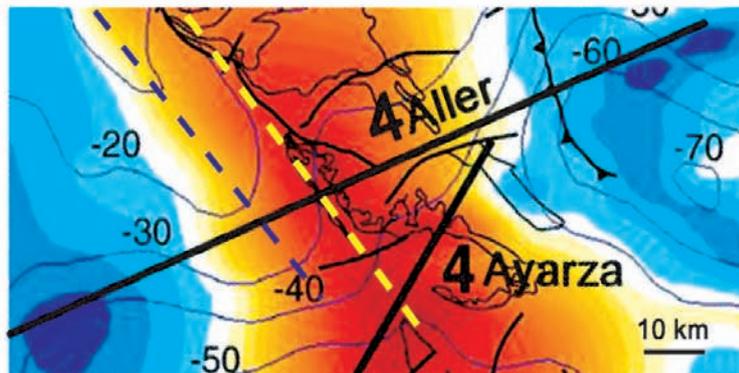
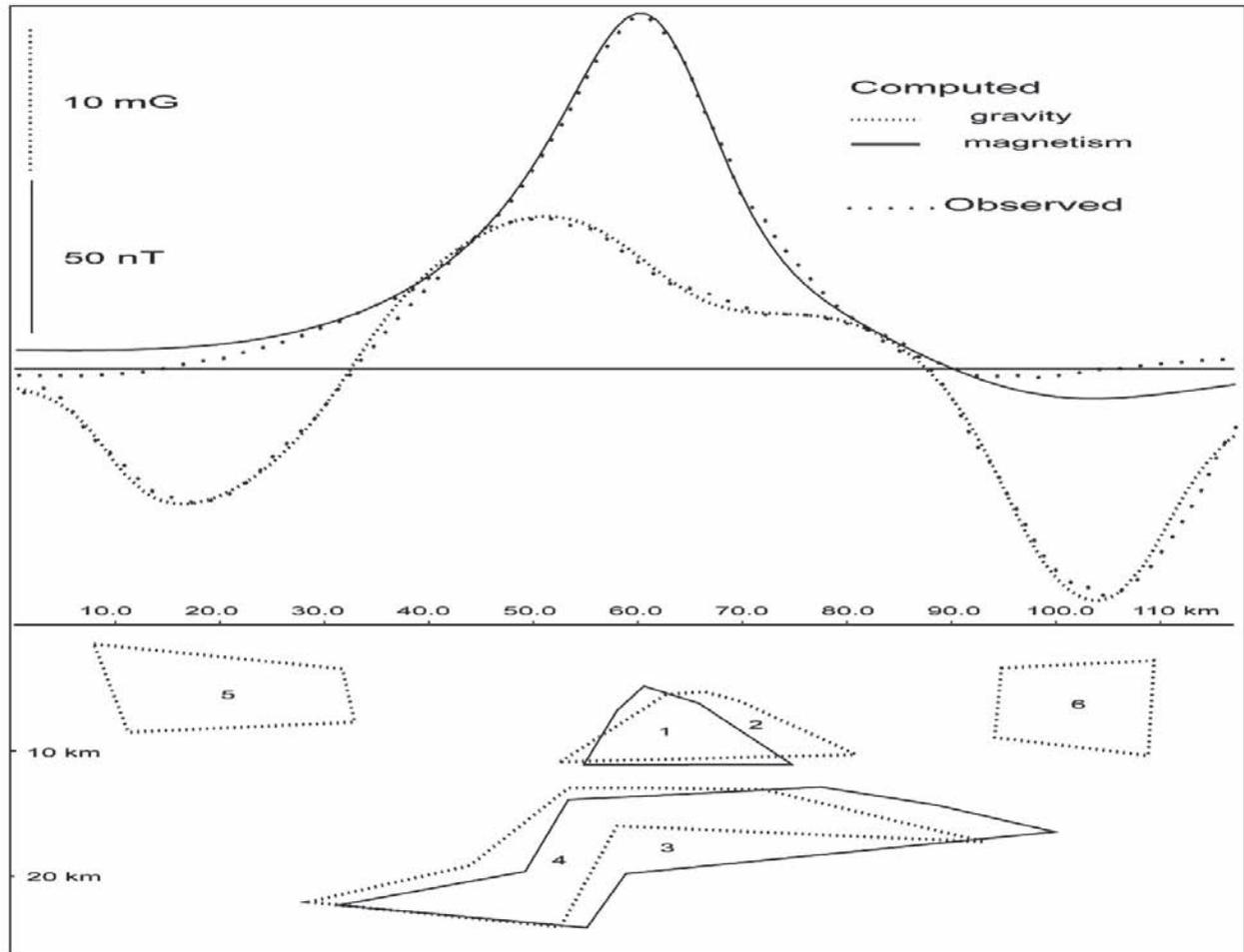
superficiel léger et magnétique (migmatites) proposé par Ayarza et Martínez-Catalán (2007) dont la magnétite pourrait alors provenir de la fusion partielle du matériel basique contenu dans le corps lourd et magnétique sous-jacent. Quant à l'absence d'anomalie gravimétrique positive à l'aplomb des dômes de Lugo et de Sanabria elle pourrait être expliquée par une augmentation conséquente du volume du corps léger et magnétique (migmatites) constituant le coeur de ces importants dômes au détriment (par fusion partielle) du volume des roches basiques sous-jacentes.

L'arc magnétique ibéro-armoricain: limite entre deux formations liées à la distension cambro-ordovicienne

Placées sur un fit anté-ouverture du Golfe de Gascogne les fortes anomalies magnétiques du plateau continental sud-armoricain apparaissent situées juste en face de celles de l'EGMA (Fig. 1) qui montrent des caractéristiques physiques proches en terme de longueur d'onde, intensité et modèles de sources (plaques minces). Le tracé de l'ensemble de ces anomalies définit ainsi un arc magnétique ibéro-armoricain d'une longueur de près de 600 km qui s'inscrit parfaitement dans une structure géologique plus large: l'arc ibéro-armoricain. L'arc magnétique ibéro-armoricain se situe en effet sur l'ensemble de son tracé entre deux formations de l'arc ibéro-armoricain qui relèvent toutes deux d'un contexte de distension cambro-ordovicienne:

- Une ceinture de porphyroïdes (Ballèvre et al., 2012) définie sur le plateau continental sud-armoricain par les porphyroïdes de Belle-Ile en Mer (dont on retrouve un équivalent en Vendée) et en Espagne par la formation porphyroïde Ollo de Sapo (Fig. 8) à l'intérieur de laquelle de nombreux gneiss d'âge ordovicien inférieur ont été recensés (Valverde-Vaquero et Dunning, 2000) et dont la mise en place se serait faite dans un contexte d'amincissement crustal (Montes et al., 2010).

- Un puissant sillon sédimentaire (Fig. 7) qui a fonctionné au coeur de l'arc ibéro-armoricain pendant la période distensive cambro-ordovicienne. En Espagne ce sillon affleure au niveau de la zone asturo-léonaise où il est constitué d'une pile de plus de 10000 m de sédiments (Matte, 1968) et semble se prolonger



Susceptibility Body 1 : 0,0313 SI

Susceptibility Body 3 : 0,0299 SI

Density contrast body 2 : - 0,091 g/cm³

Density contrast body 4 : + 0,153 g/cm³

Density contrast body 5 : - 0,079 g/cm³

Density contrast body 6 : - 0,132 g/cm³

Figure 6. Modélisation magnétique et gravimétrique le long du profil 4 d'Aller et al. (1994) localisé sur la carte magnétique (couleur) et gravimétrique (isomales en bleu) d'Ayarza et Martínez-Catalán (2007). En tireté jaune : axe des maxima en magnétisme, en tireté bleu : axe des maxima en gravimétrie.

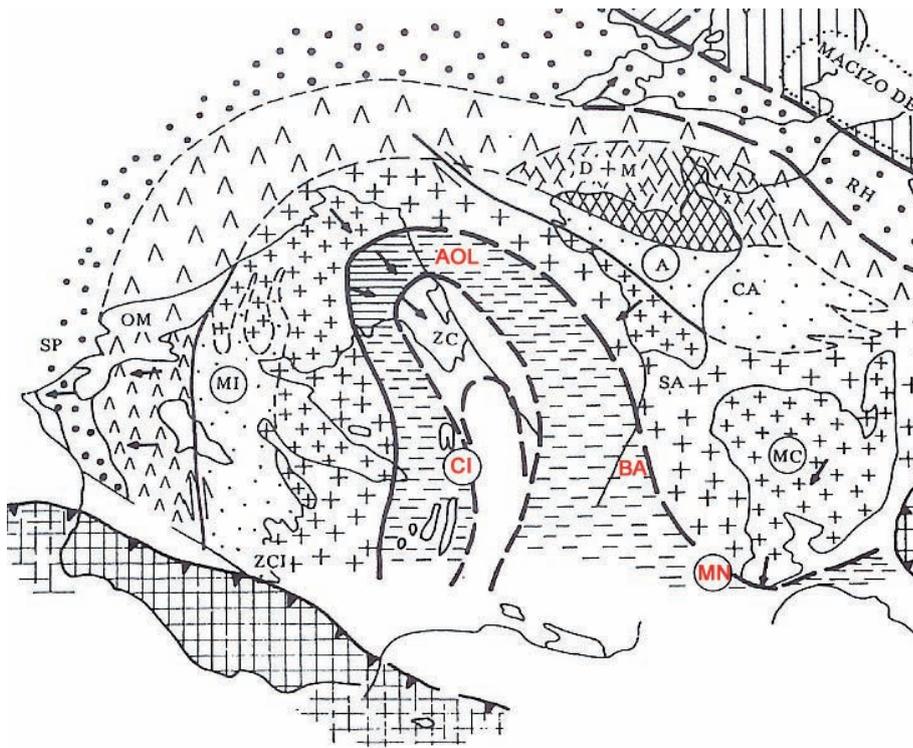


Figure 7. Localisation du sillon cambro-ordovicien au centre de l'arc-ibéro armoricain d'après la carte des zones de la chaîne varisque établie par Julivert et Martínez (1983). En rouge les principales composantes de ce sillon, AOL: bassin asturo-léonais, CI: Chaînes Celtibériques, BA: Bassin Aquitain, MN: Montagne Noire.

jusqu'aux Chaînes Celtibériques en passant par la Sierra de la Demanda (Julivert et Truyols, 1983). En France on retrouve ce sillon à l'affleurement dans la Montagne Noire où le Tremadoc et l'Arenig inférieur totalisent environ 2000 mètres de sédiments (Arthaud, 1970) qui correspondraient à un stade de comblement d'un bassin ouvert entre le craton catalan (qui correspond à la zone ébro-aquitaine) et les futures zones internes (Demange, 1999). Plus à l'ouest on retrouve ce sillon caché sous le Bassin Aquitain où l'unité occidentale située à l'ouest de la Garonne a été le siège durant le Cambro-Ordovicien d'une sédimentation terrigène active avec une puissance cumulée du Tremadoc-Arenig de l'ordre de 1000 m avec des affinités paléogéographiques évidentes avec la Montagne Noire (Le Pochat, 1987). Ce dernier auteur pense d'ailleurs que l'unité occidentale précédente devrait trouver un prolongement sous le plateau continental sud-armoricain (Le Pochat, 1987).

Le sillon sédimentaire cambro-ordovicien étant la plupart du temps caché sous la couverture mésozoïque (plateau continental sud-armoricain, bassin aquitain) il apparaît intéressant d'analyser son fonctionnement

dans la zone asturo-occidentale léonaise où il affleure sous la forme d'une étroite gouttière allongée selon un axe sensiblement Nord-Sud et avec un remplissage au cambro-ordovicien de plus de 10000 m de sédiments (Matte, 1968).

Son évolution au cours du paléozoïque nous conduit à interpréter ce bassin fortement subsident comme un aulacogène qui se met en place sur une zone soumise à un amincissement crustal important initié dès le Cambrien et qui s'accélère à l'Ordovicien supérieur avec le dépôt de la Formation Agüeira sous la forme de turbidites déposées en un large éventail sous-marin situé en pied de pente et alimenté par des canyons situés au large de la Zone Cantabrique émergée (Pérez-Estaún et Marcos, 1981). On trouve cette Formation Agüeira principalement au niveau de l'étroit sillon sédimentaire subsident du cambrien à l'ordovicien inférieur mais aussi plus vers l'Ouest dans le Synclinal de Truchas, soit à une dizaine de km à l'Est de l'EGMA. Ce soudain approfondissement du sillon asturo-léonais pourrait correspondre à une phase active de rifting soulignée par le volcanisme de la région du Cabo de Penas (Perroud, 1980) situé juste sur la bordure orientale du sillon asturo-léonais. De plus le sens de transport sédimentaire

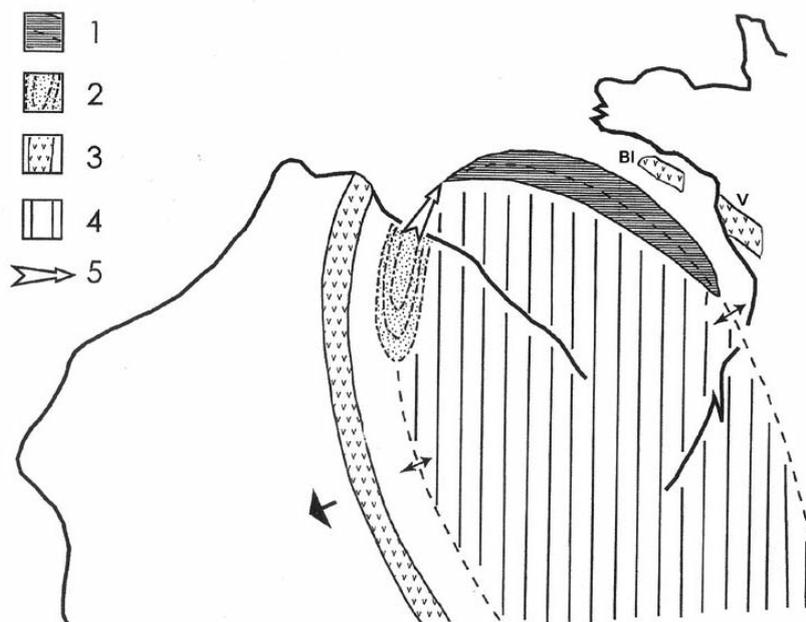


Figure 8. Modèle géodynamique proposé pendant la période cambro-ordovicienne pour la partie interne de l'arc ibéro-armoricain: les éléments suivants ayant été reportés sur le fit anté-serrage carbonifère de Perroud (1980). 1: croûte océanique ?, 2: Sillon Asturo-Léonais (aulacogène?), 3: volcanisme ordovicien inférieur -porphyroïdes Ollo de Sapo (Espagne), de Belle-Ile (BI) et de Vendée (V)-, 4: Domaine paléogéographique ébro-aquitain, 5: sens de transport des turbidites de la Formation Agüeira.

unimodal vers le nord mis en évidence par les mesures de paléocourants effectuées sur les turbidites de la Formation Agüeira (Pérez-Estaún et Marcos, 1981) pourrait être expliqué par un approfondissement du sillon vers une petite aire océanique septentrionale plus profonde (Fig. 8) dont la trace pourrait être matérialisée par les anomalies magnétiques du plateau continental sud-armoricain.

Conclusions

La synthèse des différentes modélisations magnétiques réalisées de part et d'autre du Golfe de Gascogne nous conduit à corréler les anomalies magnétiques du plateau continental armoricain avec celles du Nord-Ouest de l'Espagne définissant un arc magnétique ibéro-armoricain d'une longueur de plus de 600 km qui s'intègre parfaitement à la structure plus large de l'arc ibéro-armoricain. Le fait que cet arc magnétique se situe sur toute la longueur de son tracé à la limite entre une ceinture de porphyroïdes et un puissant sillon sédimentaire explicables tous deux en terme de distension cambro-ordovicienne (Fig. 8) nous conduit à re-

chercher l'origine de cet arc magnétique dans un contexte de rift avorté cambro-ordovicien: l'intrusion de roches basiques lors de cet épisode distensif pourrait en effet expliquer l'origine des anomalies magnétiques observées de part et d'autre du Golfe de Gascogne qui constitueraient alors la trace d'un rift avorté cambro-ordovicien. L'association d'un ancien rift avec la présence d'anomalies magnétiques positives importantes n'est pas propre à l'arc ibéro-armoricain. Dans une étude sur les signatures magnétiques de cratons et d'aulacogènes en Afrique et en Amérique du Sud (Arkani-Hamed et Stangway, 1985) les auteurs soulignent en effet les hautes valeurs de susceptibilité magnétiques que l'on trouve généralement associées aux aulacogènes situés sur d'anciens rifts (âge supérieur à 300 million d'années) alors que l'on observe de faibles susceptibilités magnétiques sous des aulacogènes plus récents (ex: liés à la séparation de l'Afrique et de l'Amérique du Sud). Ils expliquent ces différences de signature magnétique par le fait que la susceptibilité magnétique de la lithosphère située sous un aulacogène augmente une fois que l'intrusion de matériel magnétique refroidit à la température ambiante.

Bibliographie

- ALLER, J. (1986): Una hipótesis sobre la estructura geológica profunda causante de l'anomalía magnética regional de una parte del área del Manto de Mondoñedo. *Breviora Geologica Asturica*, 28: 4-12.
- ALLER, J., ZEYEN, H.J., PÉREZ-ESTAÚN, A., PULGAR, J.A. et PARÉS, J.M. (1994): A 2.5D interpretation of the eastern Galicia magnetic anomaly (northwestern Spain): geodynamical implications. *Tectonophysics*, 237: 201-213.
- ARKANI-HAMED, J. et STANGWAY, D.W. (1985): An interpretation of magnetic signatures of aulacogens and cratons in Africa and South America. *Tectonophysics*, 113: 257-69.
- ARTHAUD, F. (1970): Etude Tectonique et microtectonique comparée de deux domaines hercyniens: les nappes de la Montagne Noire (France) et l'anticlinorium de l'Iglesiente (Sardaigne). Thèse de Doctorat, Université de Montpellier.
- AYARZA, P. et MARTÍNEZ CATALÁN, J.R. (2007): Potential field constraints on the deep structure of the Lugo gneiss dome (NW Spain). *Tectonophysics*, 439: 67-87.
- BALLÈVRE, M., FOURCADE, S., CAPDEVILA, R., PEUCAT, J.J., COCHERIE, A. et MARK FANNING, C. (2012): Geochronology and geochemistry of Ordovician felsic volcanism in the Southern Armorican Massif (Variscan belt, France): Implications for the breakup of Gondwana. *Gondwana Research*, 21: 1019-1036.
- DE POULPIQUET, J. (1990): Une klippe océanique au large de Groix et Belle-Ile? *Comptes rendus à l'Académie des Sciences (CRAS)*, 210, Série II: 207-212.
- DE POULPIQUET, J. et LEFORT, J.P. (1989): Modelling of structures representing the South Armorican Suture. *Tectonophysics*, 165: 93-103.
- DEMANGE, M. (1999): Evolution tectonique de la Montagne Noire: un modèle en transpression. *Comptes rendus à l'Académie des Sciences (CRAS)* 329: 823-829
- FEDI, M., PRIMICERI, R., QUARTA, T. et VILLANI, A.V. (2004): Joint application of continuous and discrete wavelet transform on gravity data to identify shallow and deep sources. *Geophysical Journal International*, 156: 7-21.
- GREEN, A.G. (1972): Magnetic profile analysis. *Geophysical Journal Royal Astronomical Society*, 30: 393-403.
- JULIVERT, M. et MARTÍNEZ F.J. (1983): Estructura de conjunto y visión global de la Cordillera herciniana. Libro Jubilar J.M. Ríos. Geología de España, IGME, Madrid, I: 612-630
- JULIVERT, M. et TRUYOLS, J. (1983): El ordovícico en el Macizo Iberico. Libro Jubilar J.M. Ríos. Geología de España, IGME, Madrid, I: 192-246.
- LE POCHAT G. (1987): Bassins paléozoïques cachés sous l'Aquitaine, Géologie profonde de la France. *Documents du BRGM*: 144.
- MATTE, PH. (1968): La structure de la virgation hercynienne de Galice (Espagne). *Travaux du Laboratoire de Géologie de la Faculté des Sciences de Grenoble*, 44: 1-128.
- MONTES, A.D., MARTÍNEZ CATALÁN, J.R. et BELLIDO MULAS, F. (2010): Role of the Ollo de Sapo massive felsic volcanism of NW Iberia in the Early Ordovician dynamics of northern Gondwana. *Gondwana Research*, 17: 363-376.
- PÉREZ-ESTAÚN, A. et MARCOS, A. (1981): La Formación Agüeira en el sinclinorio de Vega de Espinareda: aproximación al modelo de sedimentación durante el Ordovícico superior en la zona Asturoccidental-leonesa (NW de España). *Trabajos de Geología*, Universidad de Oviedo, 11: 135-145.
- PERROUD, H. (1980): Contribution à l'étude paléomagnétique de l'arc ibéro-armoricain. Thèse 3ème cycle, Université de Rennes, 91 p.
- SPECTOR, A. et GRANT, F.S. (1970): Statistical models for interpreting aeromagnetic data. *Geophysics*, 35 (2): 293-302.
- VALVERDE-VAQUERO, P. et DUNNING, G.R. (2000): New U-Pb ages for Early Ordovician magmatism in Central Spain. *Journal of the Geological Society*, 157: 15-26.
- VEINANTE-DELHAYE, A. et SANTOIRE, J.P. (1980): Sismicité récente de l'arc ibéro-armoricain et du nord-ouest du Massif Central, mécanismes au foyer et néo-tectonique. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 7(XXII): 93-102.