



Ifremer

THÈSE DE DOCTORAT DE L'UNIVERSITÉ DE BRETAGNE OCCIDENTALE

SPECIALITÉ : GÉOSCIENCES MARINES

Luis Fidalgo González

La cinématique de l'Atlantique Nord : la question de la déformation intraplaque

Volume 2 : illustrations

Soutenue le **19 octobre 2001** devant la commission d'examen composée par :

M. A. PIQUÉ	Professeur, Univ. Bretagne Occidentale, Brest	Président du jury
M. J.-L. OLIVET	Chercheur, IFREMER, Plouzané	Directeur de thèse
M. J.-P. RÉHAULT	Professeur, Univ. Bretagne Occidentale, Brest	Co-directeur de thèse
M. J. BONNIN	Professeur, Univ. de Strasbourg I, Strasbourg	Rapporteur
M. R. GUIRAUD	Professeur, Univ. de Avignon, Avignon	Rapporteur
M. D. ASLANIAN	Chercheur IFREMER, Plouzané	Examineur
Mme. J. CUEVAS	Professeur, Univ. Pais Vasco, Bilbao	Examinatrice

Brest 2001



Ifremer

THÈSE DE DOCTORAT DE L'UNIVERSITÉ DE BRETAGNE OCCIDENTALE

SPECIALITÉ : GÉOSCIENCES MARINES

Luis Fidalgo González

La cinématique de l'Atlantique Nord : la question de la déformation intraplaque

Volume 2 : illustrations

Soutenue le **19 octobre 2001** devant la commission d'examen composée par :

M. A. PIQUÉ	Professeur, Univ. Bretagne Occidentale, Brest	Président du jury
M. J.-L. OLIVET	Chercheur, IFREMER, Plouzané	Directeur de thèse
M. J.-P. RÉHAULT	Professeur, Univ. Bretagne Occidentale, Brest	Co-directeur de thèse
M. J. BONNIN	Professeur, Univ. de Strasbourg I, Strasbourg	Rapporteur
M. R. GUIRAUD	Professeur, Univ. de Avignon, Avignon	Rapporteur
M. D. ASLANIAN	Chercheur IFREMER, Plouzané	Examinateur
Mme. J. CUEVAS	Professeur, Univ. Pais Vasco, Bilbao	Examinatrice

Brest 2001

Chapitre I

**INTRODUCTION, DONNEES, DEMARCHE
ET METHODE**

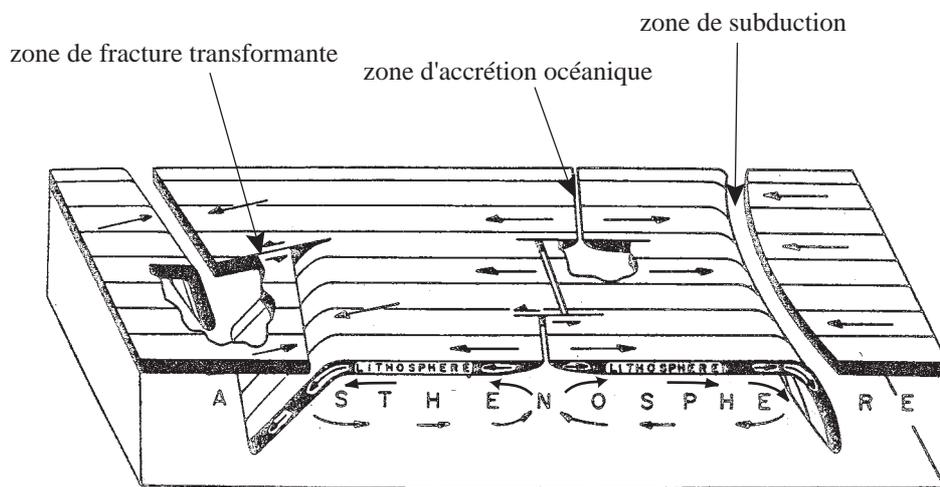


Figure I-1 : Les plaques tectoniques et leurs frontières (modifié d'après Isacks et al. [1968]).

Schéma illustrant la configuration de la lithosphère et de l'asthénosphère. La lithosphère est composée de la croûte et la partie supérieure du manteau terrestre. La lithosphère terrestre est fragmentée en plaques tectoniques. Des exemples des trois types de frontière de plaques existantes sont représentés : une dorsale médio-océanique (frontière divergente), deux zones de subduction (frontière convergente) et des zones de fracture (frontière transformante). Les flèches dans la lithosphère indiquent les mouvements relatifs des plaques lithosphériques. Les flèches dans l'asthénosphère sont hypothétiques.

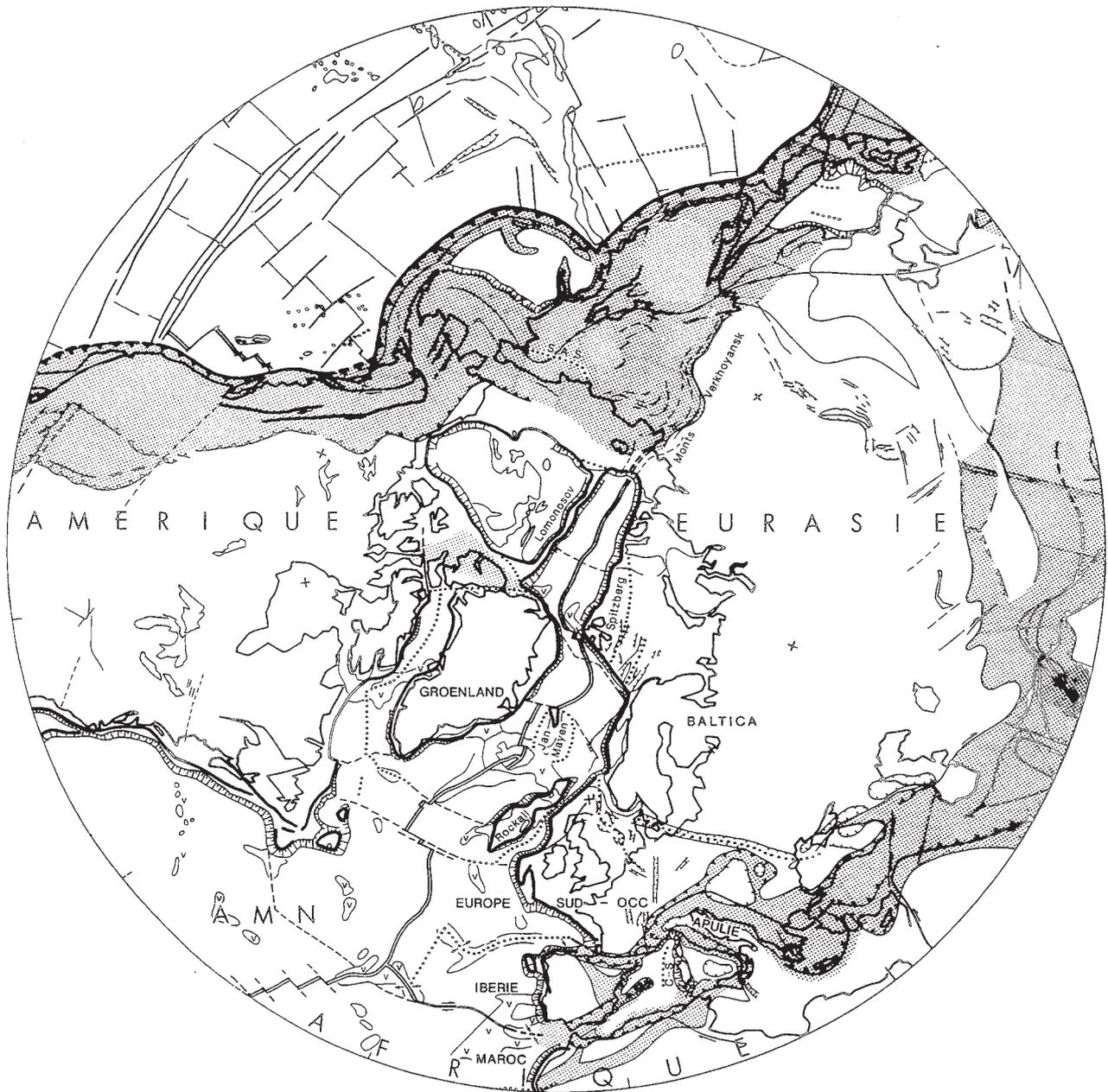


Figure I-2 : Configuration actuelle, en projection stéréographique polaire, des plaques et sous-plaques en jeu dans le système Atlantique Nord-Arctique [Olivet, 1996].

Selon cet auteur, au nord de l'Ibérie, l'ouverture de l'Atlantique Nord a mis en jeu au moins sept plaques ou sous-plaques et plusieurs blocs ou fragments continentaux. Entre l'Eurasie et l'Afrique, la plaque Ibérie n'est qu'un élément parmi d'autres (plaque Apulie, bloc Corso-Sarde, mesetas d'Afrique du Nord, ...) de la zone frontière héritée des mouvements relatifs entre le Gondwana et la Laurasia. L'axe d'accrétion actuel est indiqué par un trait double avec les principales failles transformantes. Les tracés pointillés indiquent d'anciennes frontières de plaques (Groenland, Ibérie, ...), de sous-plaques (Spitzberg (dite aussi Svalbard), Europe sud-occidentale...), ou de blocs (Jan Mayen, Corse-Sarde, ...). La ligne épaisse autour des continents ou des blocs continentaux indique la position de la flexure continentale ("hinge line", c'est-à-dire, la limite —en première approximation— du continent non déformé). La trame souligne les chaînes mésozoïques et cénozoïques. S.A.S. : Zone de suture Sud Anyuy, ancienne frontière présumée entre la Sibérie et l'Alaska.

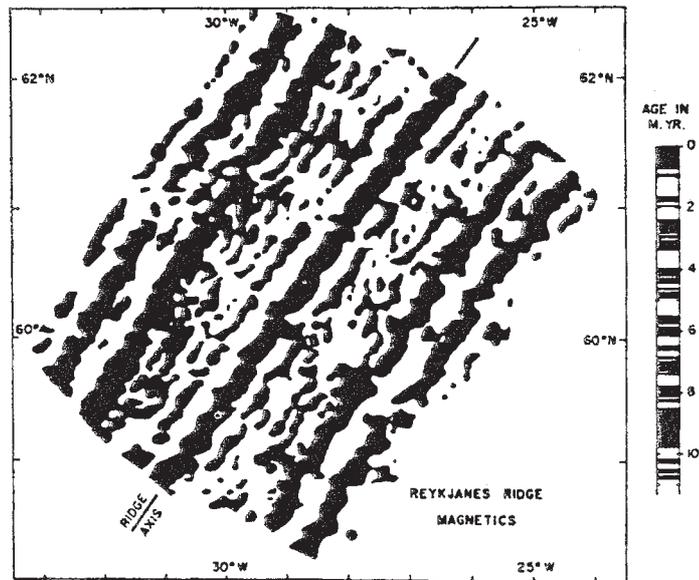


Figure I-3 : Anomalies magnétiques sur la dorsale Reykjanes [Vine, 1966]. Les anomalies positives sont en noir. Des figures comme celle-ci avaient frappé les esprits des chercheurs de l'époque : la symétrie de ces anomalies, de deux côtés de la dorsale, est remarquable.

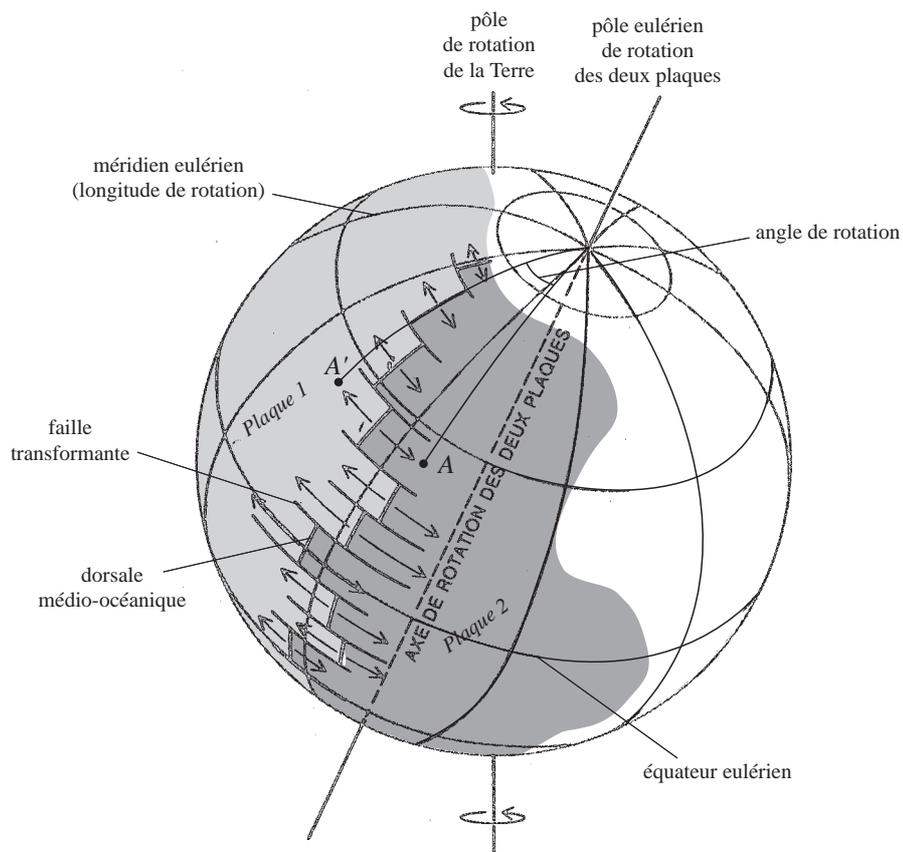


Figure I-4 : Application du théorème d'Euler au mouvement relatif de deux plaques (dessin inspiré de Morgan [1968] et de Bullard [1979]). Les failles transformantes se trouvent sur des petits cercles centrés sur le pôle de rotation.

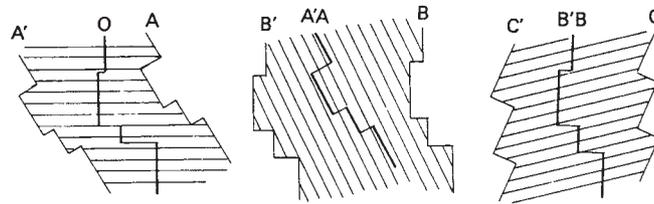
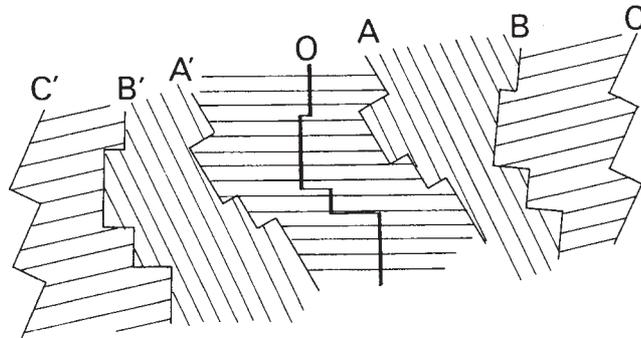


Figure I-5 : Les pôles de rotation totaux et les pôles intermédiaires [figure de Roest, 1987].

Les pôles de rotation totaux sont ceux qui superposent directement les isochrones homologues AA', BB' ou CC'. Ils ne représentent pas le vrai mouvement relatif de cette plaque dans le temps, car celui-ci subit des modifications lors des phases de réorganisation cinématique.

Un pôle intermédiaire décrit le mouvement relatif entre le stade actuel (O) et le stade A, un autre entre les stades A et B, et un troisième qui trace le mouvement entre les temps B et C.

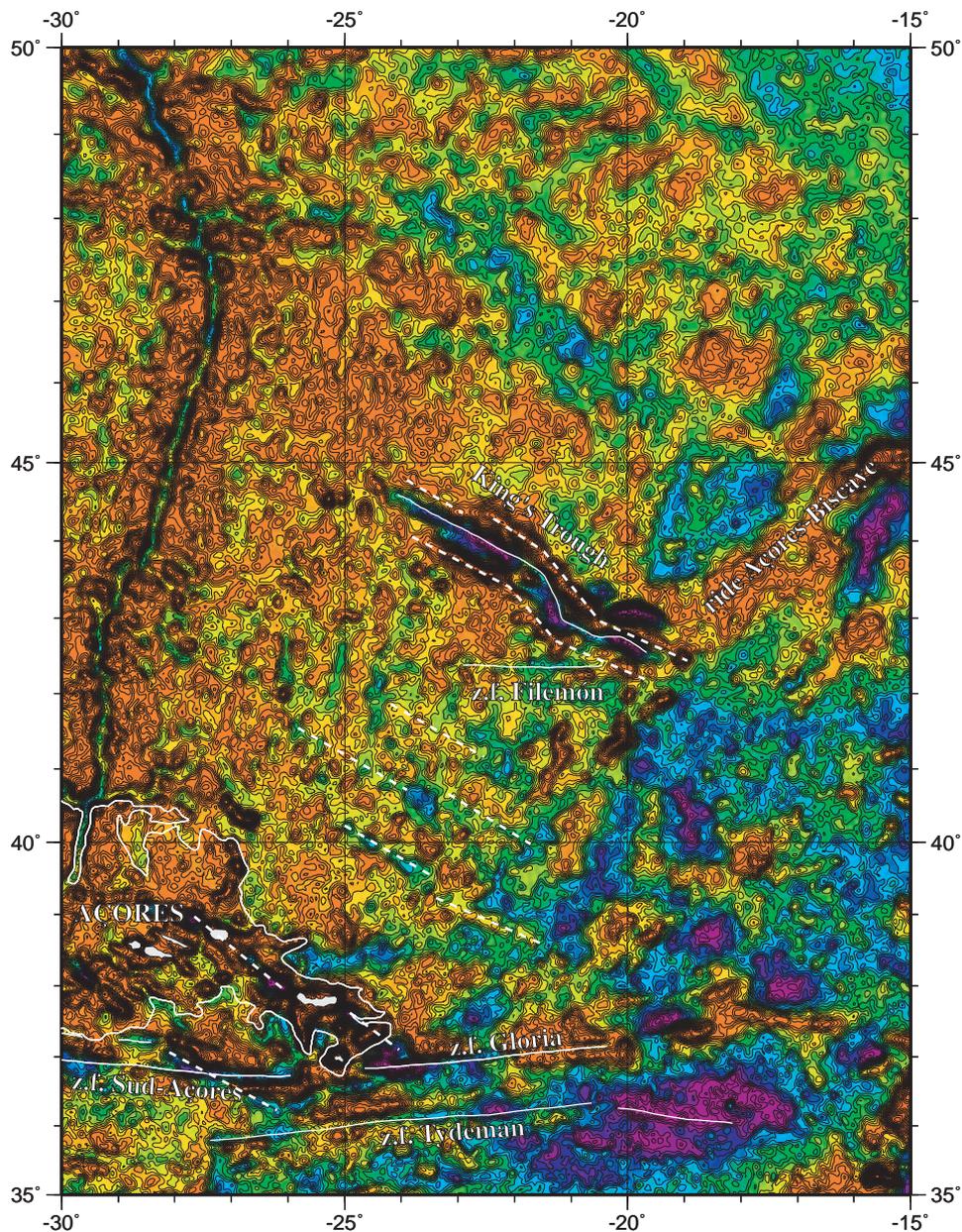


Figure I-6 : Les directions structurales à l'ouest de la péninsule Ibérique.

Cette carte réalisée à partir des données altimétriques de Sandwell [comm. pers.] permet de mettre en évidence les principales structures à l'ouest de l'Ibérie. Le plateau des Açores est délimité par l'isobathe des 2000 mètres (contour blanc). Disposée de manière dissymétrique par rapport à la dorsale médio-atlantique, la branche orientale de ce plateau est orientée NE-SW. Elle présente un minimum altimétrique central avec la même orientation. King's Trough présente aussi cette orientation. En trait continu, les zones de fracture (Filemón, Gloria, Tydeman) sont plutôt orientées E-W.

Les données altimétriques, magnétiques et bathymétriques montrent que la plaque ibérique est affectée par un réseau de structures NW-SE (tiretés blancs) qui ne correspondent pas avec la direction presque E-W d'ouverture océanique. Ces directions NW-SE, parallèles aux Açores et King's Trough, apparaissent sur une série d'alignements intermédiaires entre ces deux structures ainsi qu'au sud des Açores.

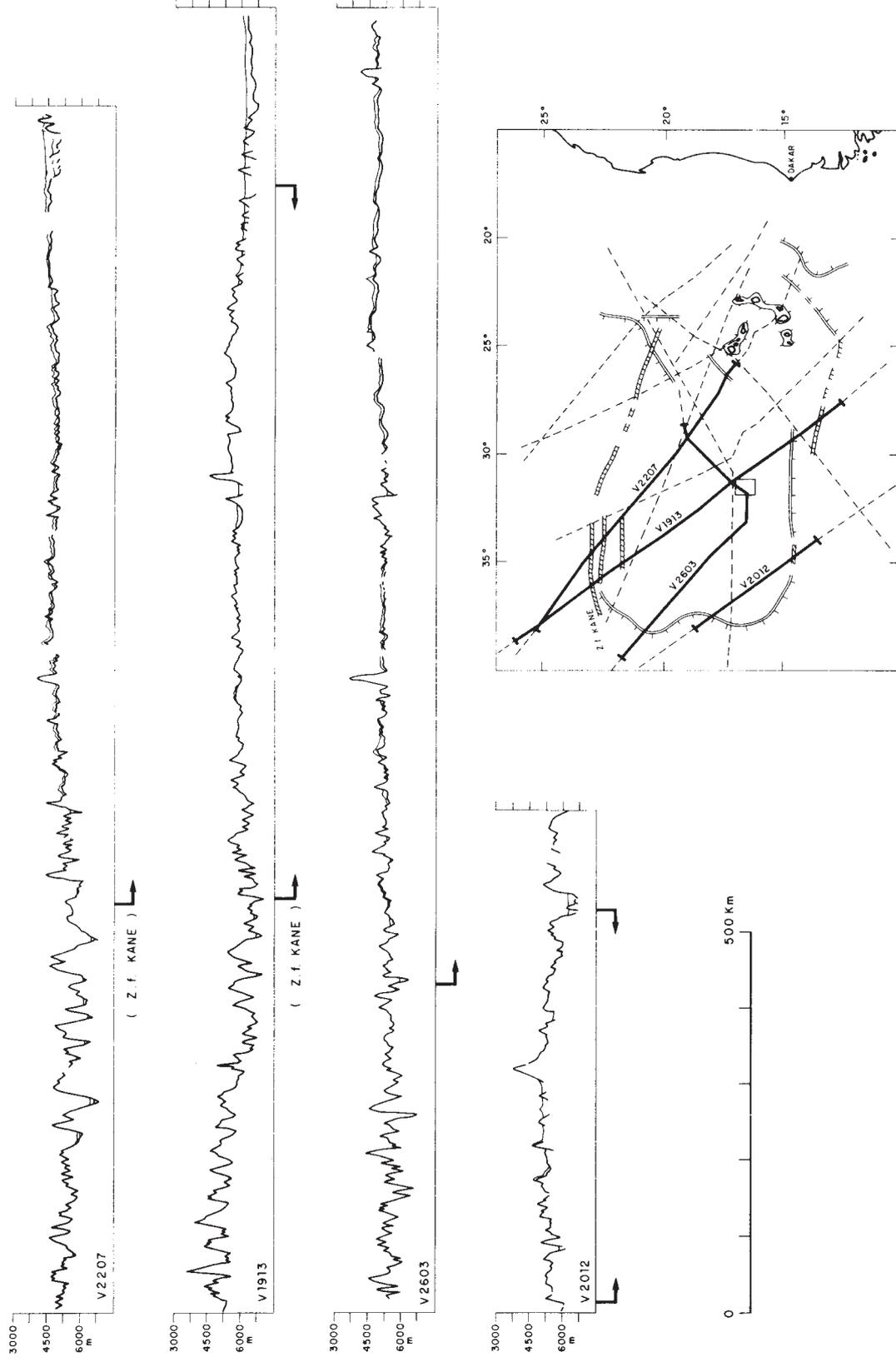


Figure I-7 : Le bombement anormal du socle océanique de l'archipel du Cap Vert (d'après Olivet et al. [1984]).
 Une série de profils sismiques montrent l'existence d'une zone, délimitée par les flèches, où le socle océanique apparaît surélevé et le relief atténué. Sur la carte, le double trait délimite approximativement la zone surélevée.

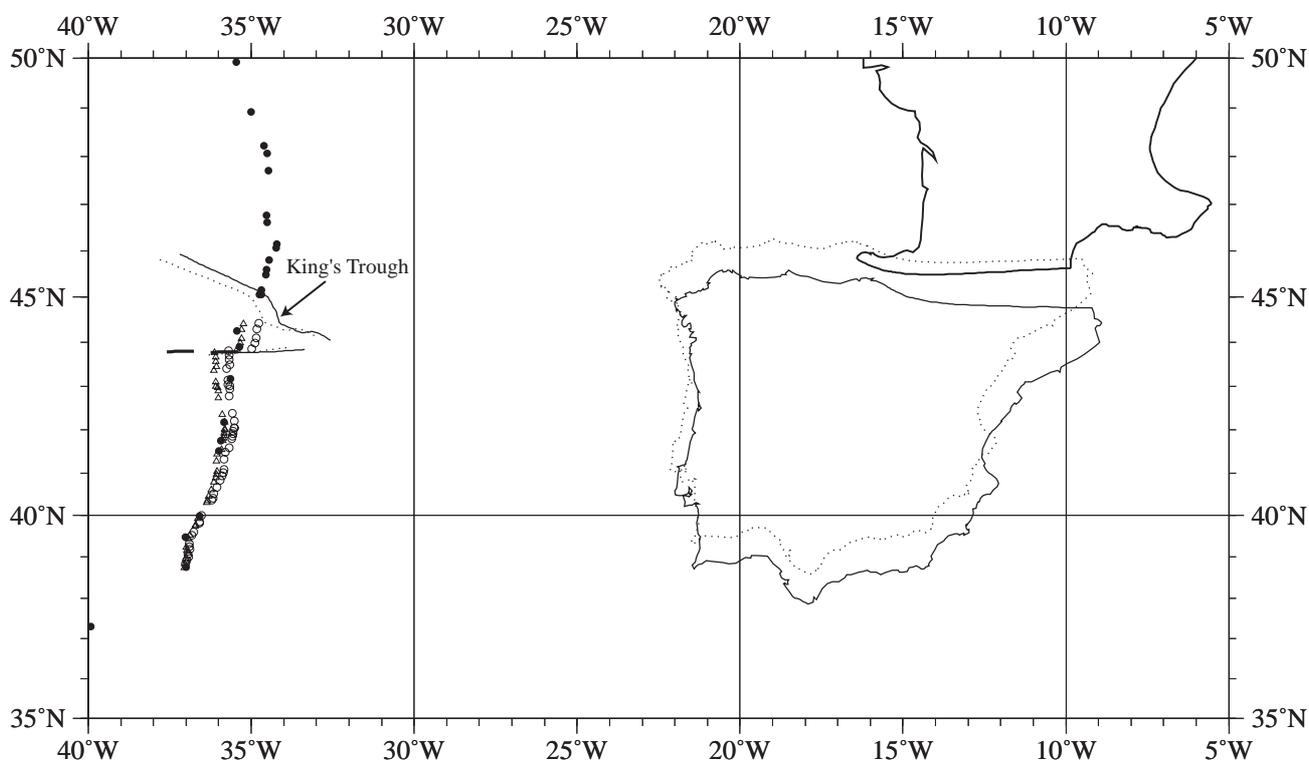


Figure I-8 : Le problème de la précision sur la position de la plaque Ibérie.

Les anomalies magnétiques repérées par des cercles noirs, ainsi que la zone de fracture en trait épais, appartiennent à l'Amérique du Nord. Du côté ibérique, les traits fins continus et les cercles ont été déplacés selon le pôle de rotation : $77,99^{\circ}\text{N } 115,07^{\circ}\text{E } -11,42^{\circ}$; les traits en pointillés et les triangles répondent aux paramètres de rotation $63,23^{\circ}\text{N } 131,88^{\circ}\text{E } -10,55^{\circ}$.

L'Europe sud-occidentale est représentée comme repère avec les paramètres de rotation $59,71^{\circ}\text{N } 141,40^{\circ}\text{E } -10,21^{\circ}$. Cette figure montre deux cas extrêmes de reconstitution de la plaque Ibérie à l'époque de l'anomalie C21 dans un référentiel où l'Amérique du Nord reste fixe. La différence dans la position de l'Ibérie au voisinage des Pyrénées orientales entre ces deux solutions est de 120 km environ (indépendamment de la position de l'Europe). Entre ces deux solutions tout un éventail de possibilités est plausible. On remarquera que cette incertitude de positionnement est malgré tout limitée dans le sens N-S par l'existence de deux segments de zones de fracture homologues, situé au sud de King's Trough, qui doivent se superposer après reconstitution. Pour des périodes plus anciennes comme les anomalies C30 et C32, la position de l'Ibérie n'est plus contrainte par aucune zone de fracture océanique. Seuls le rapport avec les plaques environnantes et la cohérence avec les données géologiques permettent d'estimer la validité d'une solution. Il apparaît ainsi clair que plus on est éloigné de la zone d'accrétion qui contraint la reconstitution, plus les effets des variations que l'on admet lors de l'ajustement, sont importants : non seulement les quantités de mouvements diffèrent considérablement mais aussi la nature des mouvements (distension versus compression).

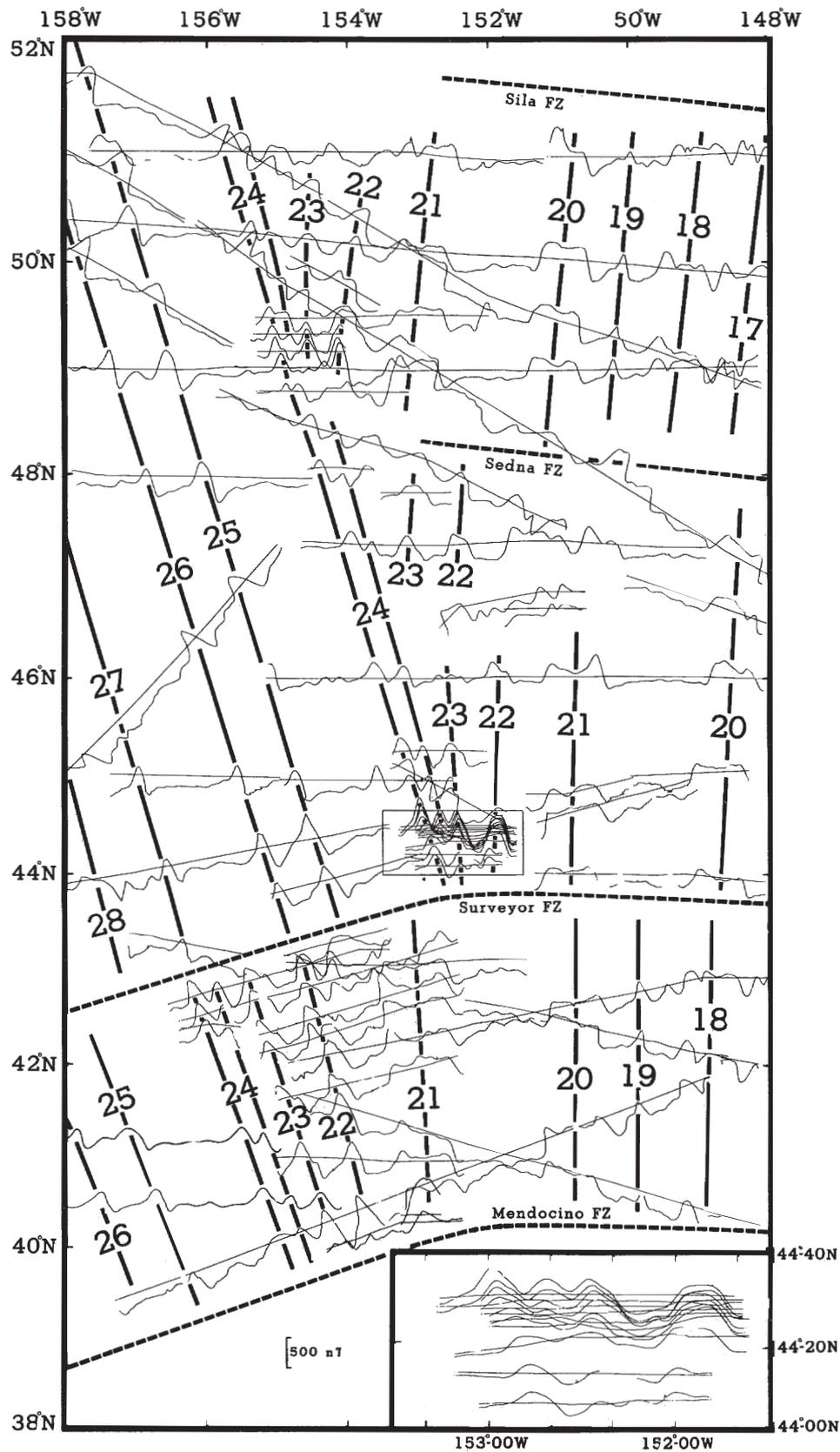


Figure I-9a : Une réorganisation cinématique visible par le changement dans l'orientation des zones de fracture et de l'axe d'expansion océanique [figure de Caress et al., 1988].

Les profils des anomalies magnétiques sont représentés perpendiculairement aux routes de navigation avec les valeurs positives (polarité normale) vers le Nord. La région autour de 44°N et 153°W qui apparaît encadrée dans la figure principale est agrandie en bas à droite. Cette figure montre comme entre les anomalies C24 et C21 se produit un changement dans l'orientation de la dorsale (reflétée par la modification de l'orientation des anomalies magnétiques) ainsi que de la direction d'expansion océanique (reflétée par la modification de l'orientation des zones de fracture). Ces changements ont lieu entre les anomalies C24 et C23 au nord de la zone de fracture Surveyor, et entre les anomalies C22 et C21 au sud de cette zone de fracture.

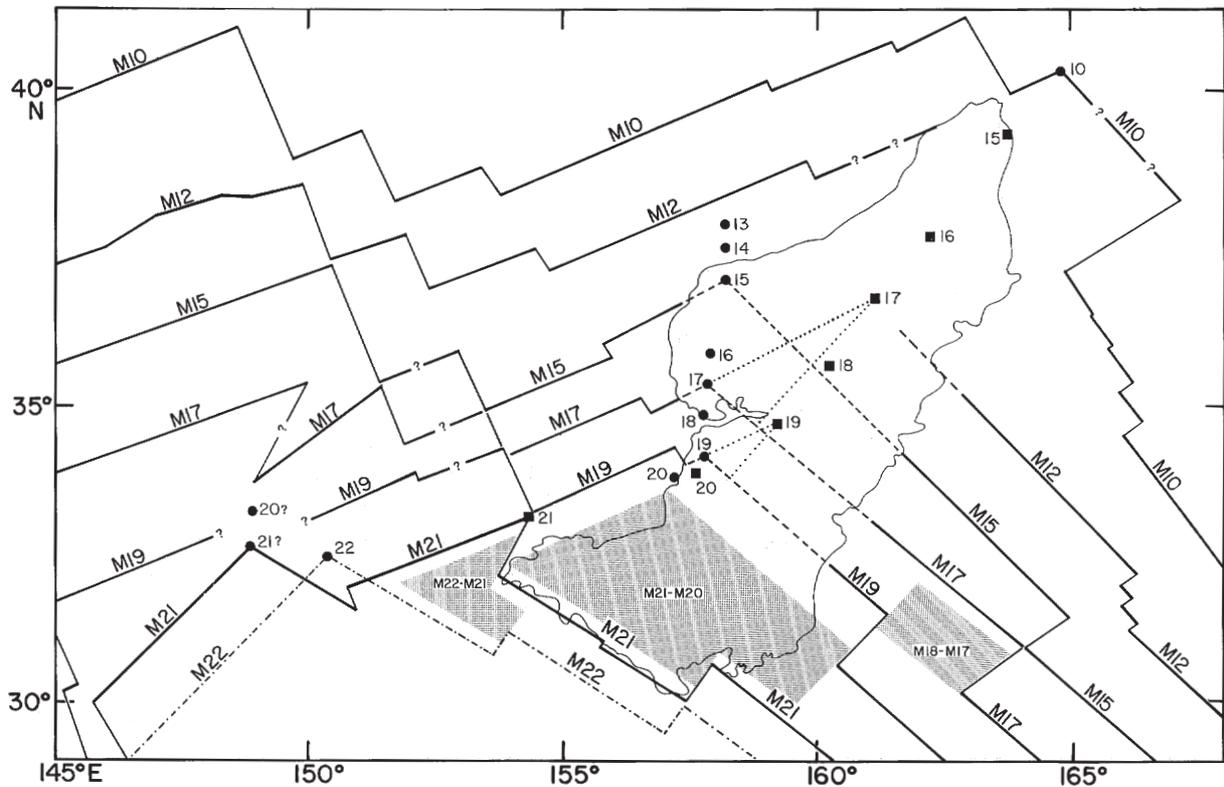


Figure I-9b : Les sauts dans les trajectoires des points triples pendant les phases de réorganisation cinématique [illustration de Sager et al., 1988].

Cette figure montre, comme la précédente, les effets de deux réorganisations cinématiques (entre M21 et M19, et entre M12 et M10) dans l'orientation des axes d'expansion océanique. Elle montre aussi les sauts que, dans la trajectoire des points triples, produisent ces réorganisations.

L'isochrone M22 figure en tireté-pointillé. Les aires en grisé correspondent à des portions de la plaque Farallon capturées par la plaque Pacifique comme conséquence des sauts de la dorsale vers l'Est. Les traits épais continus représentent les anciens axes des dorsales ; les traits continus moins épais, les zones de fracture. Les cercles noirs montrent la position prédite du point triple dans l'hypothèse où celui-ci est du type dorsale—dorsale—dorsale. Les carrés noirs montrent la situation prédite de ce même point triple dans l'hypothèse dorsale—zone transformante—zone transformante. Dans un cas comme dans l'autre, bien que plus flagrant pour l'hypothèse dorsale—dorsale—dorsale, le point triple saute entre M22 ?-M20 et entre M13—M10.

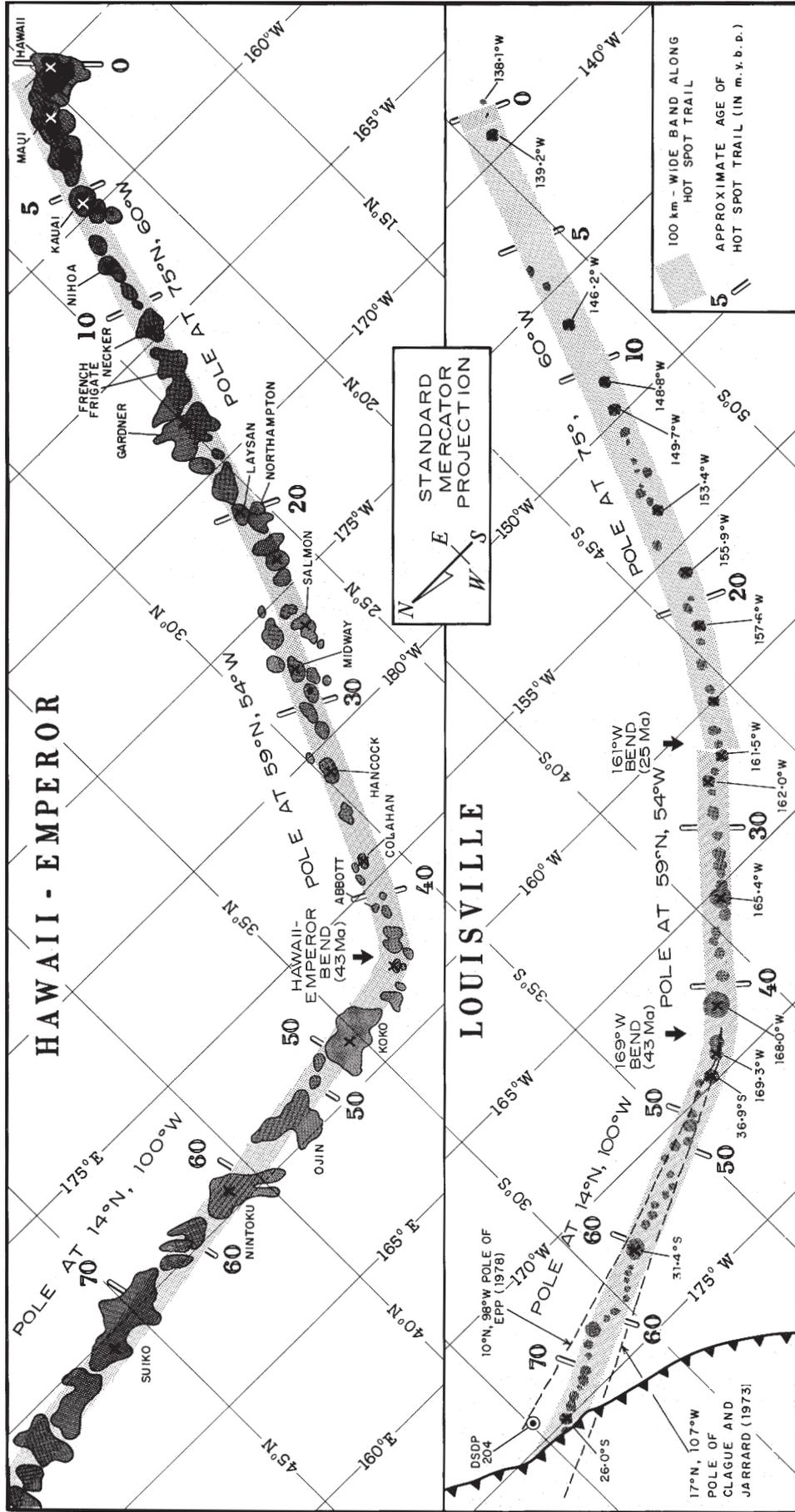


Figure I-9c : Les linéaments volcanique Hawaii—Emperor et Louisville [Lonsdale, 1988].
 Cette figure montre le changement d'orientation qui a eu lieu vers l'anomalie C20 sur les linéaments volcaniques Emperor et Hawaii. Une variation de direction mineure semble exister sur le linéament Louisville vers l'anomalie C7. Ces linéaments sont la trace d'un point chaud supposé fixe sur la plaque qui se déplace en dessous. Ces changements reflètent donc la modification de la trajectoire de la plaque au-dessus d'un point chaud fixe.

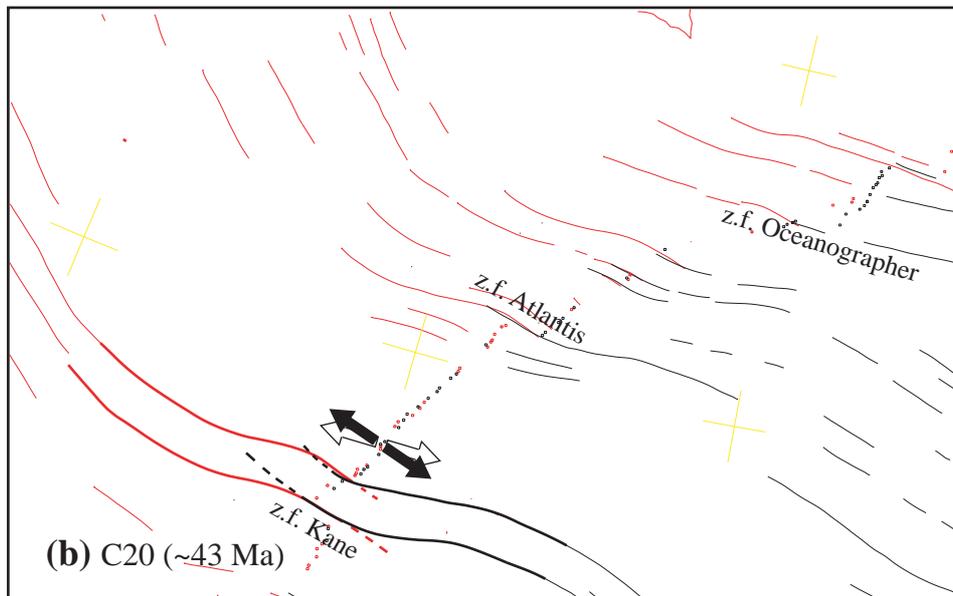
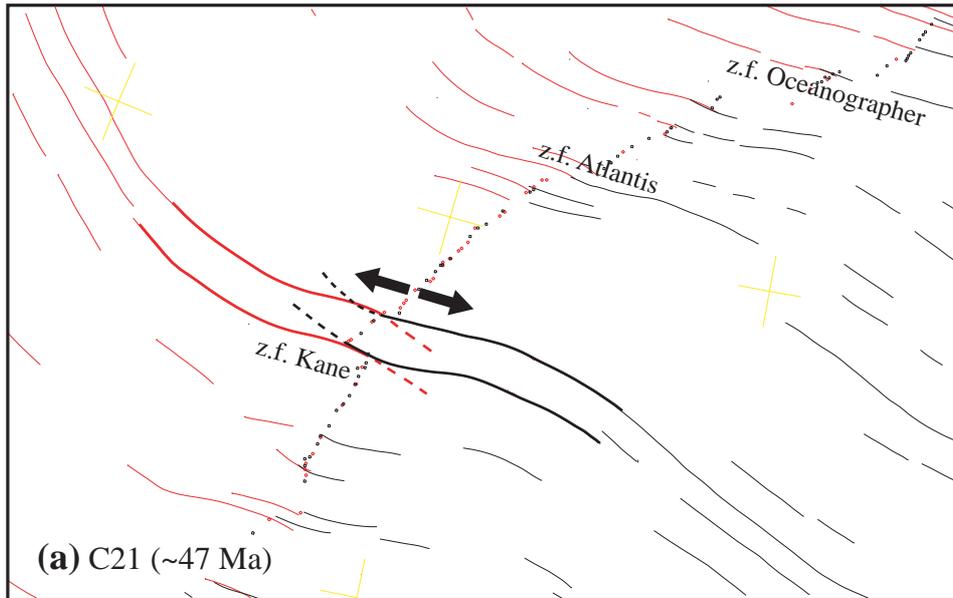


Figure I-10 : La réorganisation cinématique vers l'époque de l'anomalie C20 au voisinage de la zone de fracture Kane (Atlantique Central).

(a) agencement entre les plaques Amérique du Nord et Afrique à l'époque de l'anomalie C21 (~47 Ma). Les traits continus représentent les segments des zones de fracture sur la croûte océanique existante à cette époque (rouge pour l'Amérique du Nord, noir pour l'Afrique). Les flèches nègres indiquent l'orientation du mouvement de séparation entre les deux plaques. Les traits représentant les zones de fracture sont renforcés au voisinage de la zone de fracture Kane. Les traits discontinus indiquent la morphologie de la future zone de fracture Kane (et sa voisine au nord) sur la croûte océanique qui va se former dans les prochains millions d'années après l'anomalie C21. L'orientation des parties futures des zones de fracture examinées montrent que les mouvements relatifs vont changer d'orientation.

(b) agencement entre les plaques Amérique du Nord et Afrique à l'époque de l'anomalie C20 (~43 Ma). Cette illustration est à lire comme la précédente. Les flèches blanches indiquent le mouvement relatif à l'époque de l'anomalie C21. On observe qu'à cette époque, le changement d'orientation dans le mouvement relatif entre les deux plaques s'est déjà produit. Ce changement se produit alors dans une fourchette de temps égal ou inférieur aux 4 Ma qui séparent les deux anomalies étudiées.

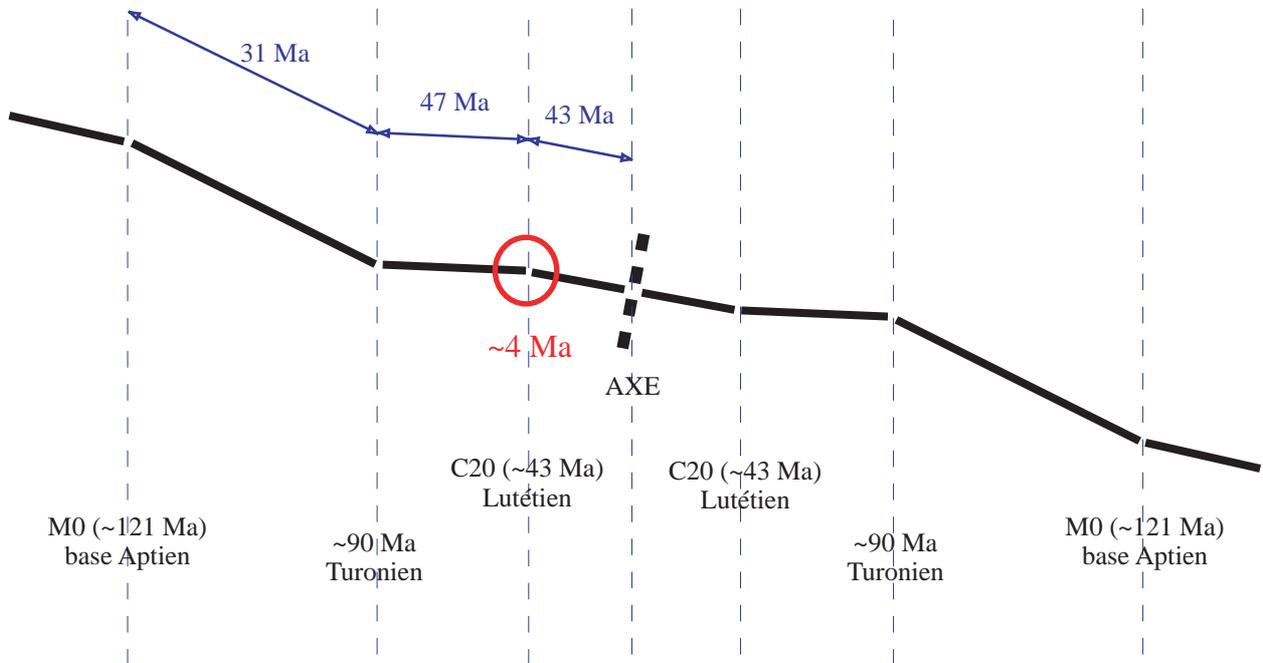


Figure I-11 : Schéma représentant le tracé des zones de fracture dans l'Atlantique Central.

La trajectoire des mouvements cinématiques, reflétée sur le plancher océanique par le tracé des zones de fracture, peut être schématisé par des périodes cinématiques à l'intérieur desquelles le mouvement est, en gros, constant. Ces périodes sont séparés par des phases de réorganisation cinématique (voir la figure I-10) pendant lesquels les mouvements relatifs changent de direction. Les périodes cinématiques ont une durée de plusieurs dizaines de millions d'années (entre 30 et 50 Ma) (en bleu). Les phases de réorganisation des mouvements cinématiques ont une durée très inférieure (d'un ordre ≤ 5 Ma, cercle en rouge).

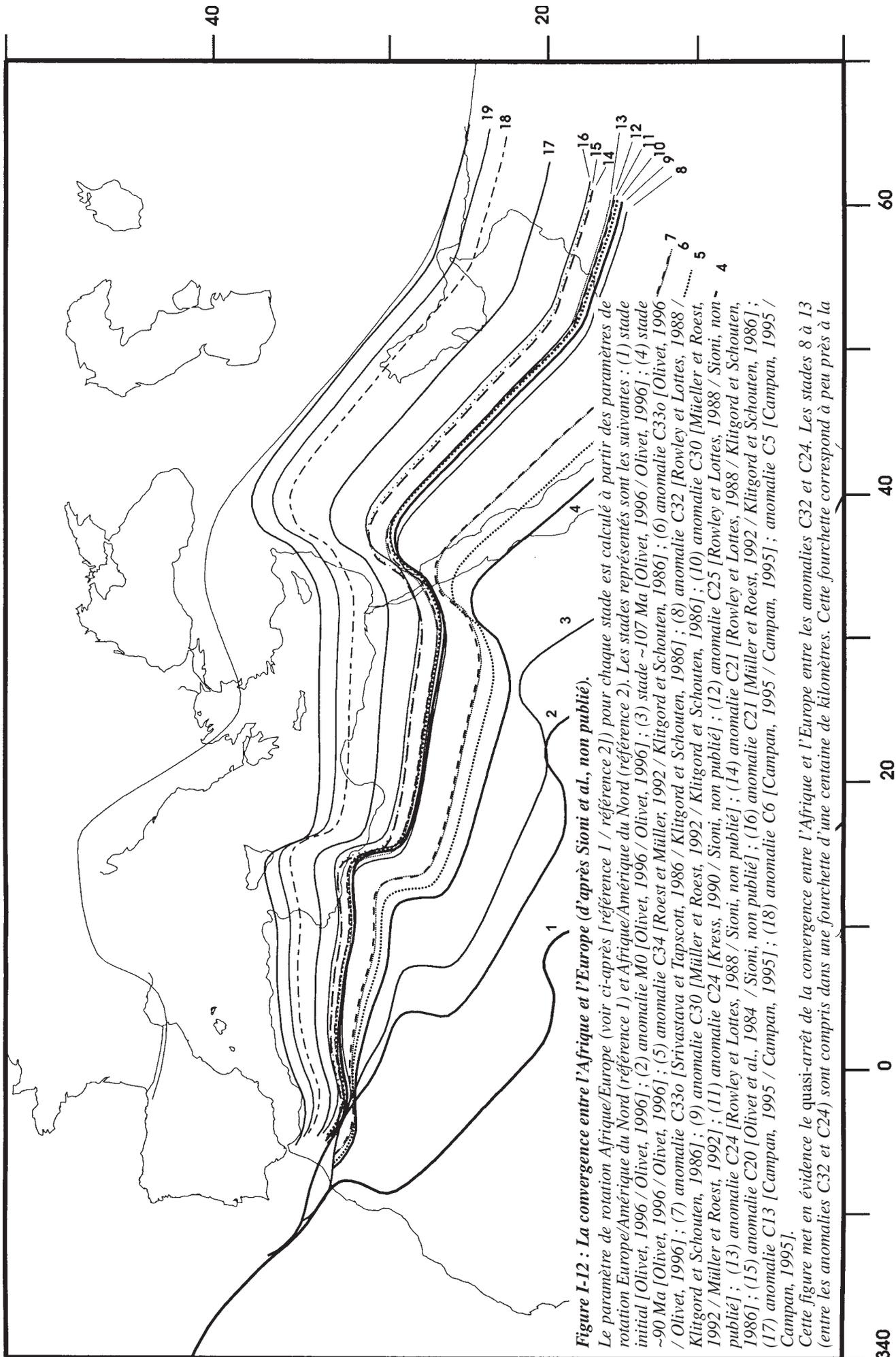


Figure I-12 : La convergence entre l'Afrique et l'Europe (d'après Sioni et al., non publié).

Le paramètre de rotation Afrique/Europe (voir ci-après [référence 1 / référence 2]) pour chaque stade est calculé à partir des paramètres de rotation Europe/Amérique du Nord (référence 1) et Afrique/Amérique du Nord (référence 2). Les stades représentés sont les suivantes : (1) stade initial [Olivet, 1996 / Olivet, 1996] ; (2) anomalie M0 [Olivet, 1996 / Olivet, 1996] ; (3) stade ~107 Ma [Olivet, 1996 / Olivet, 1996] ; (4) stade ~90 Ma [Olivet, 1996 / Olivet, 1996] ; (5) anomalie C34 [Roest et Müller, 1992 / Klitgord et Schouten, 1986] ; (6) anomalie C33o [Olivet, 1996 / Olivet, 1996] ; (7) anomalie C33o [Srivastava et Tapscott, 1986 / Klitgord et Schouten, 1986] ; (8) anomalie C32 [Rowley et Lottes, 1988 / Klitgord et Schouten, 1986] ; (9) anomalie C30 [Müller et Roest, 1992 / Klitgord et Schouten, 1986] ; (10) anomalie C30 [Mittler et Roest, 1992 / Müller et Roest, 1986] ; (11) anomalie C24 [Kress, 1990 / Sioni, non publié] ; (12) anomalie C25 [Rowley et Lottes, 1988 / Sioni, non publié] ; (13) anomalie C24 [Rowley et Lottes, 1988 / Sioni, non publié] ; (14) anomalie C21 [Rowley et Lottes, 1988 / Klitgord et Schouten, 1986] ; (15) anomalie C20 [Olivet et al., 1984 / Sioni, non publié] ; (16) anomalie C21 [Mittler et Roest, 1992 / Klitgord et Schouten, 1986] ; (17) anomalie C13 [Campan, 1995 / Campan, 1995] ; (18) anomalie C6 [Campan, 1995 / Campan, 1995] ; anomalie C5 [Campan, 1995 / Campan, 1995].

Cette figure met en évidence le quasi-arrêt de la convergence entre l'Afrique et l'Europe entre les anomalies C32 et C24. Les stades 8 à 13 (entre les anomalies C32 et C24) sont compris dans une fourchette d'une centaine de kilomètres. Cette fourchette correspond à peu près à la

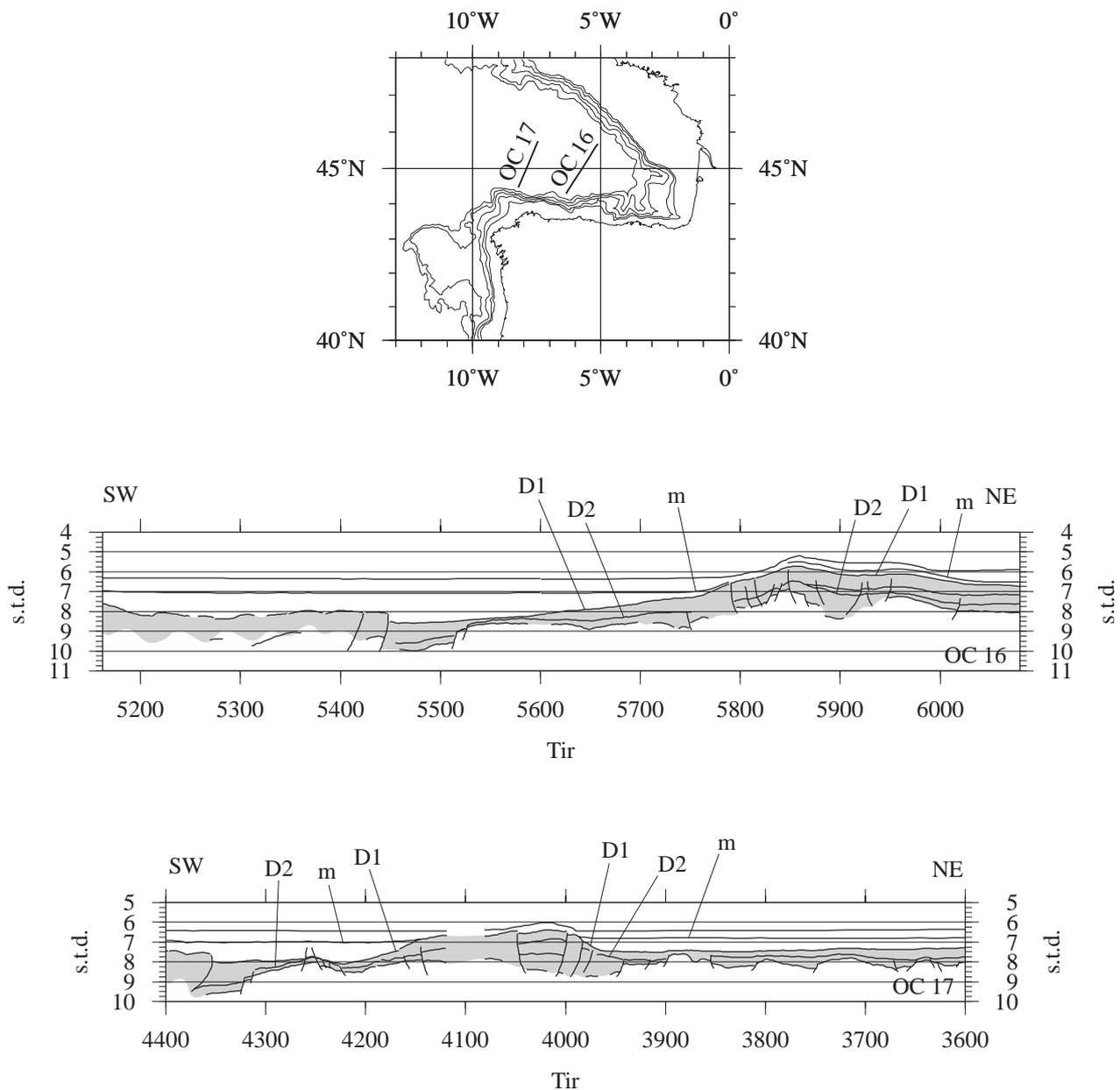


Figure I-13 : Les profils de sismique réflexion OC 16 et OC 17 à travers du golfe de Gascogne [d'après Fidalgo González, 1995].

La carte géographique montre la position des deux sections sismiques présentées. Pour les coupes sismiques, la profondeur est mesurée en secondes temps double (std), tandis que l'échelle horizontale est en points de tirs (100 tirs = 20 km). Un certain nombre de discordances, reflet des phénomènes tectoniques, ont été observées : **D2**, une discordance rapportée au hiatus entre le Maastrichtien et le Paléocène inférieur ; **D1**, la principale discordance entre l'Éocène moyen et l'Éocène supérieur ; **m**, discordance mineure d'âge miocène inférieur. Le grisé correspond à la couverture sédimentaire pré-éocène supérieur.

Ces profils montrent que les reliefs appelés dôme Gascogne (profil OC16) et mont Cantabria (profil OC17) sont en réalité d'anciens bassins sédimentaires inversés tectoniquement par l'orogénèse pyrénéenne. Cette orogénèse aurait débuté à la fin du Crétacé avec le début de la convergence entre l'Ibérie et l'Europe (D2), avec une phase paroxysmale entre l'Éocène moyen et l'Éocène supérieur (D1). Dans certaines régions du golfe de Gascogne (voir au nord-est du profil OC 16) des mouvements mineurs se poursuivent jusqu'au Miocène inférieur (m).

À gauche des profils (au sud du golfe de Gascogne), il est possible d'observer l'extrémité nord des matériaux sédimentaires fortement déformés à la base de la marge continentale septentrionale de la péninsule Ibérique. Il est très difficile de distinguer, à l'intérieur du front de déformation, des niveaux sédimentaires différenciés et le socle acoustique. Ce front de déformation a été considéré traditionnellement comme un prisme d'accrétion formé dans un contexte de début de subduction avortée.

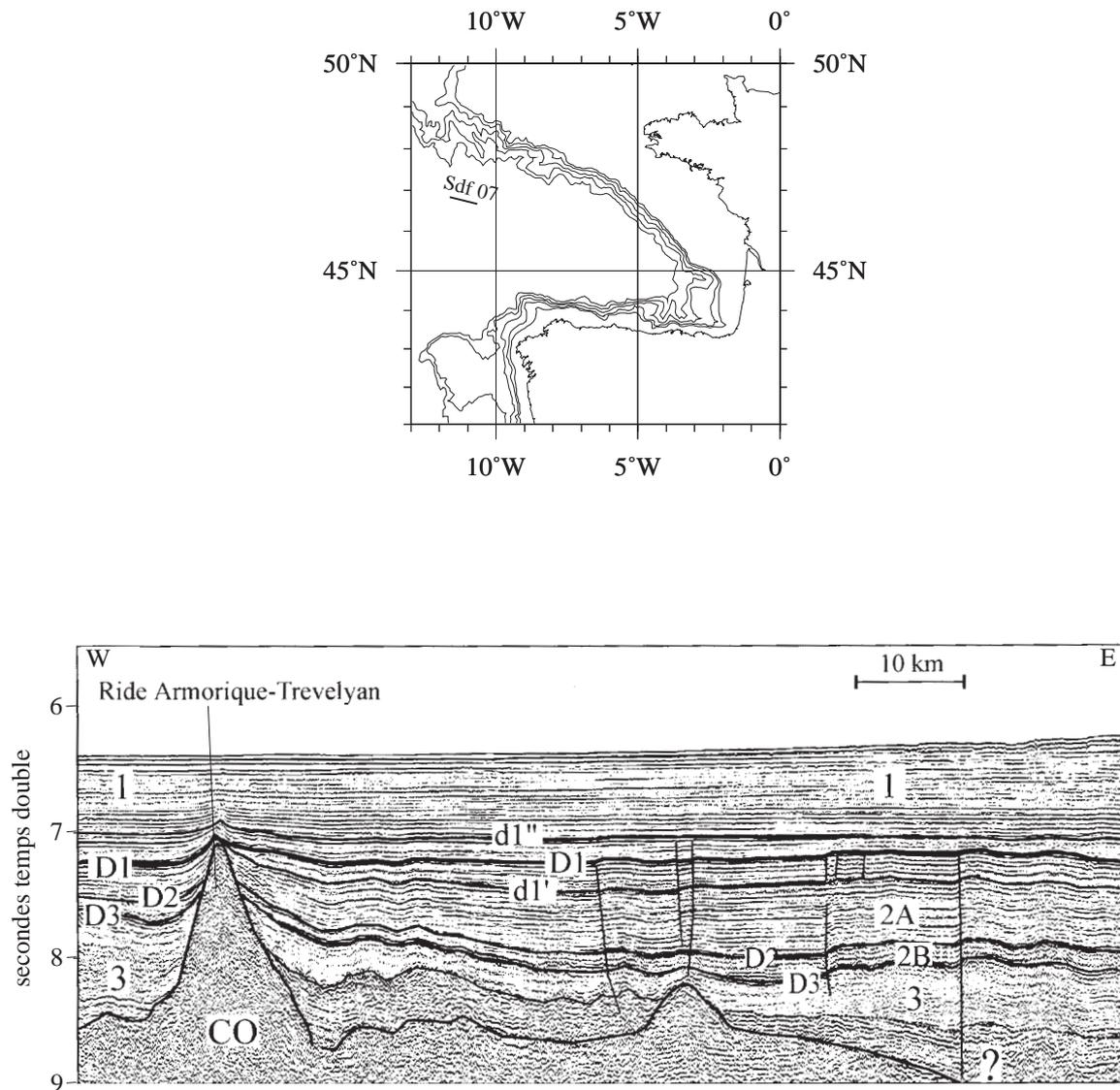


Figure I-14 : Image sismique de l'amplitude temporelle d'une phase compressive [d'après Thinon et al., 2001].

Cette figure montre l'amplitude temporelle différente des deux phases tectoniques pyrénéennes majeures visibles dans le golfe de Gascogne. La section sismique est une partie du profil Sedifan 07 (Sdf 07, position en trait noir sur la carte géographique).

Unité 1 = Quaternaire—Éocène, **D1** = principale discordance entre l'Éocène moyen et l'Éocène supérieur (selon les endroits, la position verticale de D1 varie entre **d1'** et **d1''**); unité 2A = Éocène à Paléocène/Crétacé terminal; **D2** = discordance rapportée au hiatus entre le Maastrichtien et le Paléocène inférieur; unité 2B = Crétacé terminal à Cénomaniens; unité 2 = Black Shales du Cénomaniens—Aptien (?); **D3** = discordance liée à la transgression cénomaniens; **CO** = croûte océanique.

La discordance D1 souligne la phase paroxymale de compression "éocène". Elle se situe à hauteur variable entre deux discordances de moindre amplitude (**d1'** et **d1''**) qui marquent le début et la fin de la phase compressive. La durée de cette phase de déformation est définie par le temps mesuré entre les surfaces **d1'** et **d1''** : ~0,3 secondes temps double (std).

La discordance D2 reflète la phase tectonique fini-crétacée. Elle se déroule sur un laps de temps beaucoup plus court.

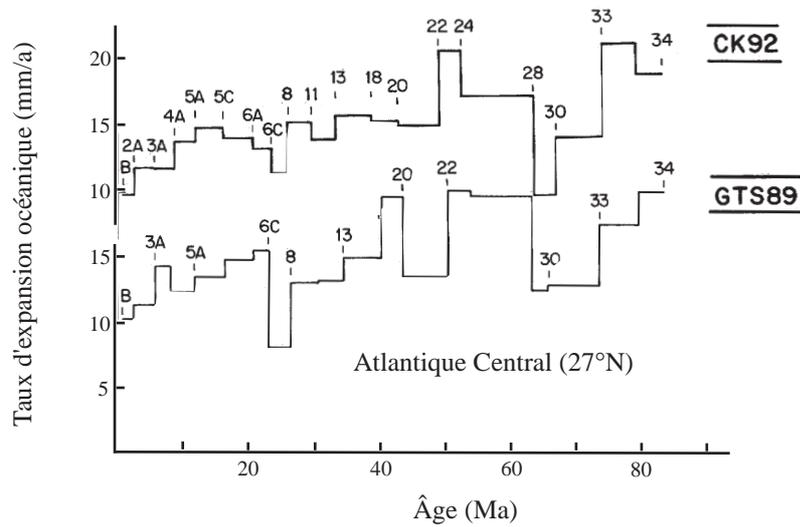
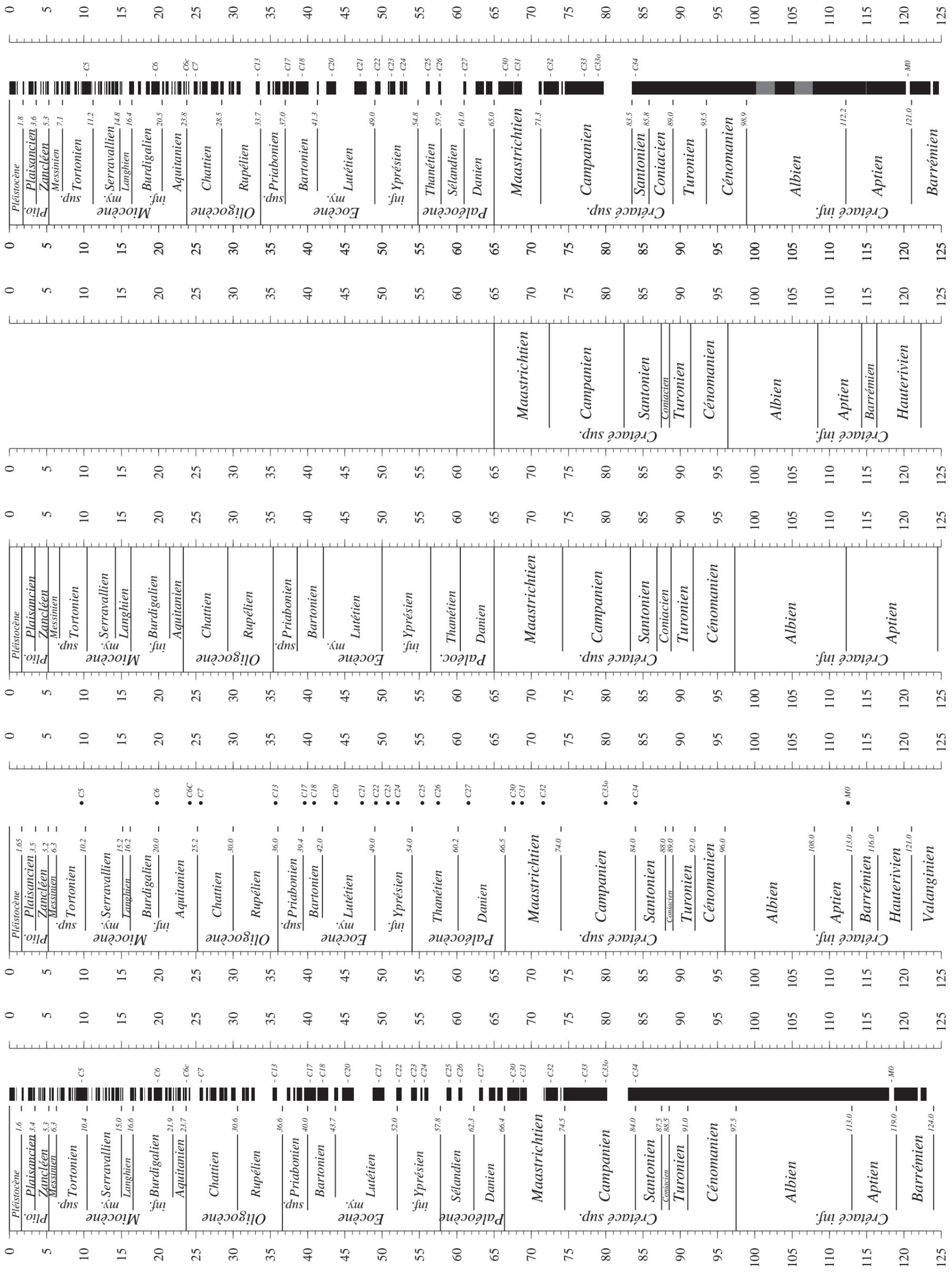


Figure I-15 : Fluctuation du demi-taux d'expansion océanique calculé selon deux échelles de temps différentes pour l'Atlantique Central (d'après Cande et Kent [1992]).

CK92 correspond à l'échelle de Cande et Kent [1992], GTS89 à celle de Harland et al. [1990]. L'échelle magnéto-stratigraphique de Cande et Kent [1992] a été modifiée postérieurement par ces auteurs [Cande et Kent, 1995]. C'est l'échelle chrono-magnétique de ces derniers, dans sa partie cénozoïque, qui est utilisé dans mon travail. Elle peut être comparée avec celle de Harland et al. [1990] dans la figure I-16e et I-16c respectivement.

Le taux d'expansion se calcule en fonction des paramètres de rotation qu'ajustent au mieux les isochrones magnétiques, et de l'âge de ces isochrones. Des différences dans les âges pris en compte peuvent produire, à elles seules, des variations dans le taux d'expansion comme celles qui sont observées dans cette figure.



a

b

c

d

e

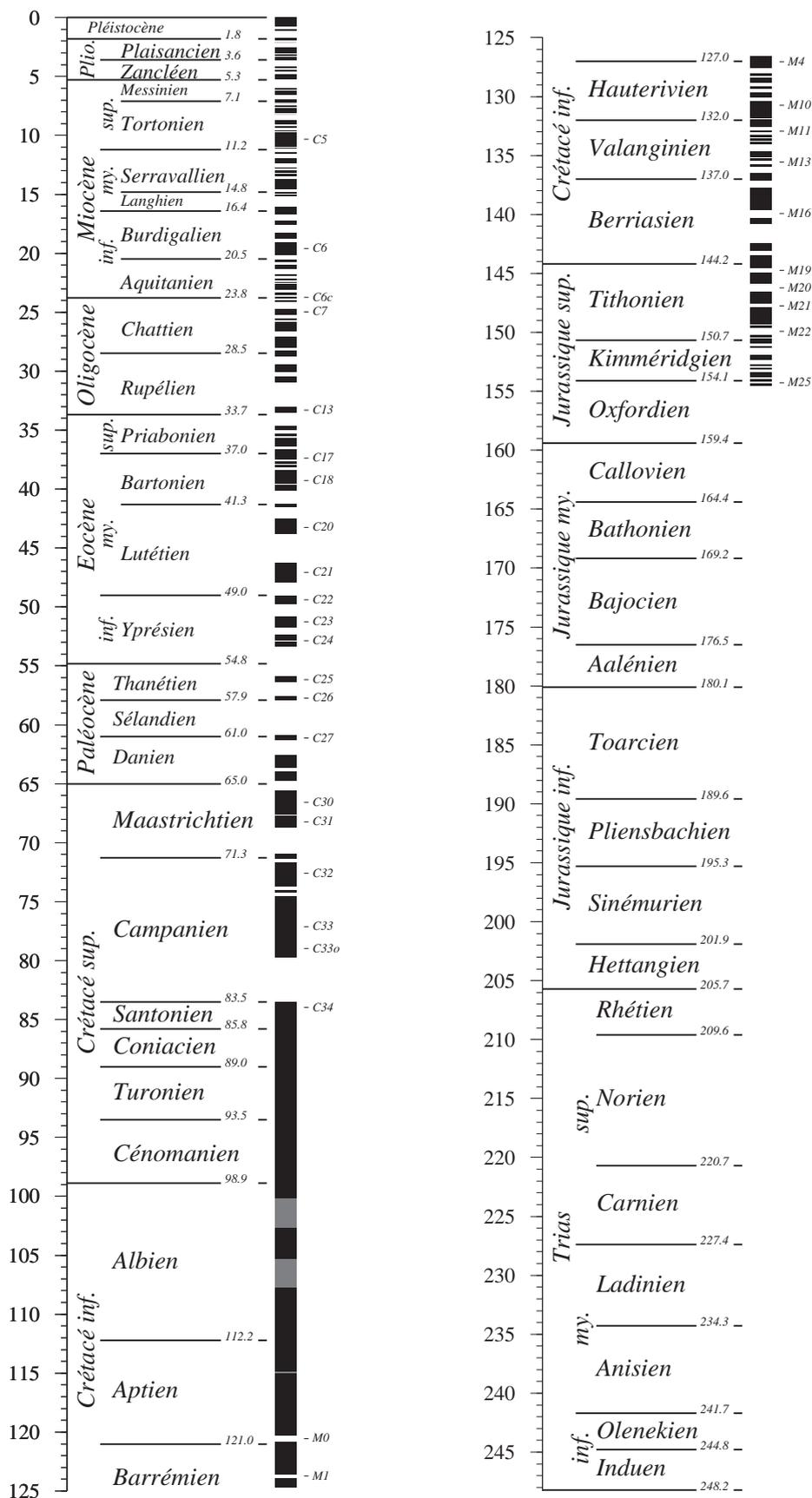


Figure I-17 : Échelle chronomagnétique et stratigraphique utilisée dans le présent travail.

Les sources compilées pour la réaliser sont : pour les inversions magnétiques, Gradstein et al. [1994] (Mésozoïque) et Cande et Kent [1995] (Cénozoïque) ; pour la partie stratigraphique, Gradstein et al. [1994] (Mésozoïque) et Berggren et al. [1995] (Cénozoïque).



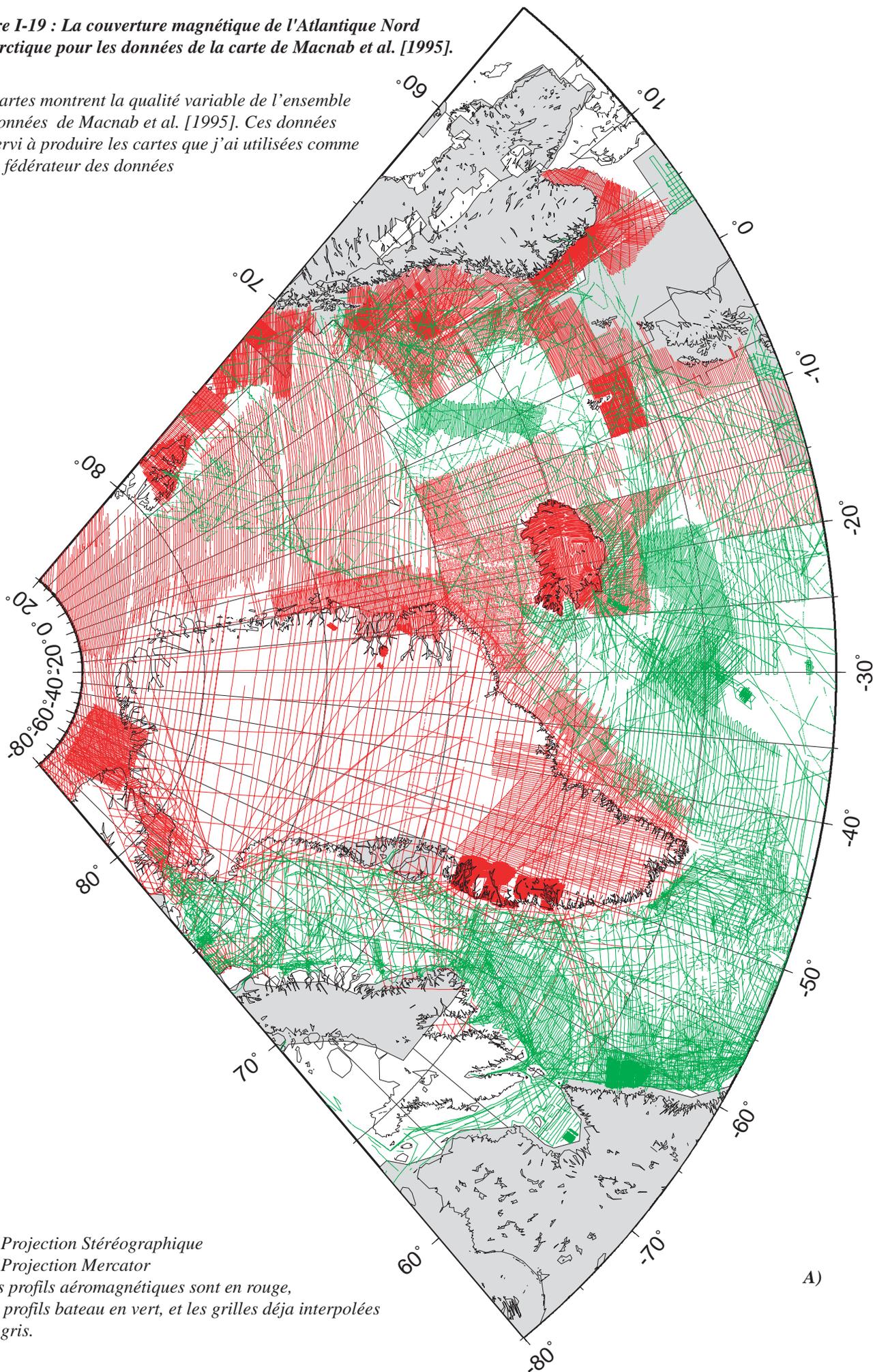
Figure I-18 : La couverture magnétique dans la mer du Labrador d'après Roest et Srivastava [1989a].

Les anomalies magnétiques sont projetées le long des profils d'acquisition. Les valeurs positives sont montrées en noir. L'interprétation adoptée par les auteurs de ces anomalies est aussi présentée. Des traits gris épais signalent une série des zones de fracture interprétées. Néanmoins, les données altimétriques mises à ma disposition ne permettent d'identifier que les zones de fracture Cartwright et Julianhaab. Le trait noir épais près des marges continentales marque la situation approximative de la transition océan—continent selon ces auteurs.

Cette figure montre l'hétérogénéité dans la qualité et l'espace des données magnétiques. Tandis que la marge du Labrador (au Sud-Ouest) est assez bien couverte, la marge homologue (au nord-est de la mer du Labrador) présente une couverture beaucoup plus éparse, avec une signature magnétique beaucoup moins forte, facteurs qui rendent difficile l'identification des anomalies magnétiques.

Figure I-19 : La couverture magnétique de l'Atlantique Nord et l'Arctique pour les données de la carte de Macnab et al. [1995].

Ces cartes montrent la qualité variable de l'ensemble des données de Macnab et al. [1995]. Ces données ont servi à produire les cartes que j'ai utilisées comme cadre fédérateur des données



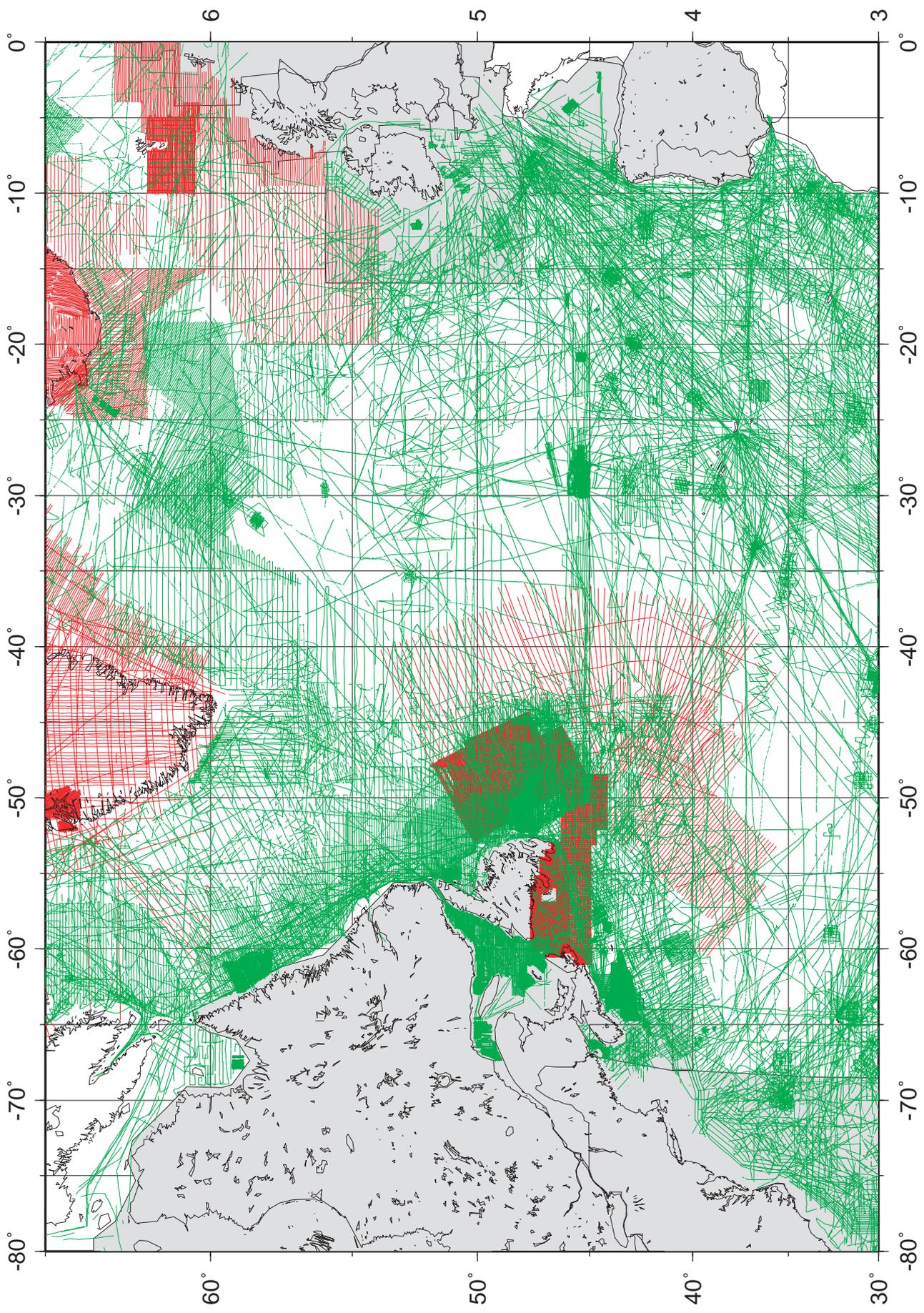


Figure I-19 (suite) : B

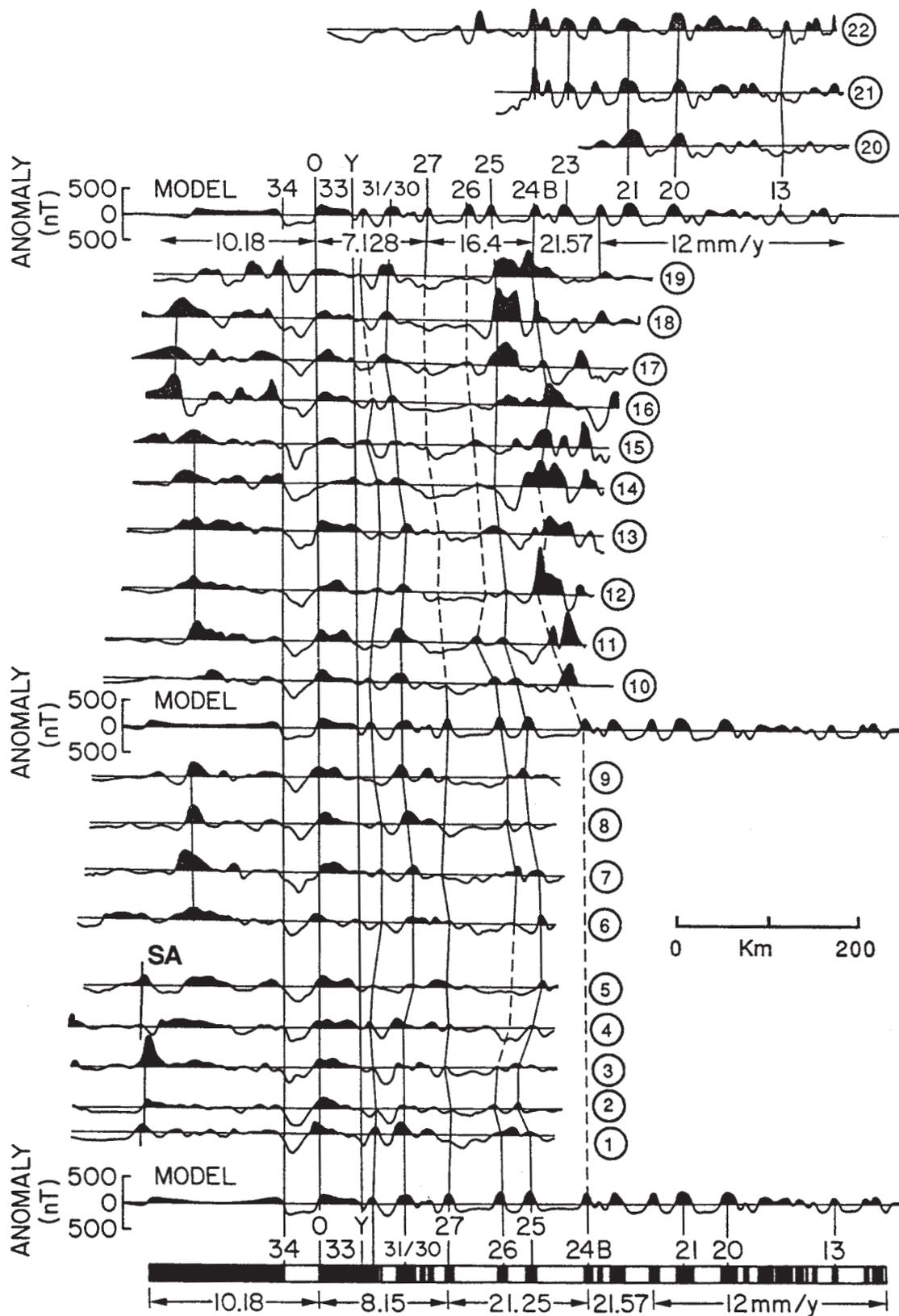


Figure I-20 : Exemple de la manière de pointer les anomalies magnétiques.

Cette figure montre la corrélation entre les anomalies observées (profils 1 à 22) et modélisées pour le NE de Terre-Neuve [Srivastava et al., 1988a]. Les profils sont alignés par rapport à l'anomalie C34. Les pics noirs correspondent aux valeurs positives (polarité normale). Les trois modèles sont calculés à partir des taux d'expansion océanique qui est fonction du pôle de rotation et de l'échelle de temps employé (dans ce cas [Kent et Gradstein, 1986] (voir figure I-16a)). Les limites orientale et occidentale de l'anomalie C33 sont nommées C33o (old) et C33y (young) respectivement. C24B correspond au plus ancien des deux pics de l'anomalie C24.

Cette figure montre que l'interprétation des anomalies présente toujours des aspects arbitraires concernant l'identification de l'anomalie et l'emplacement du pointage (sur les maxima, sur le gradient, etc.).

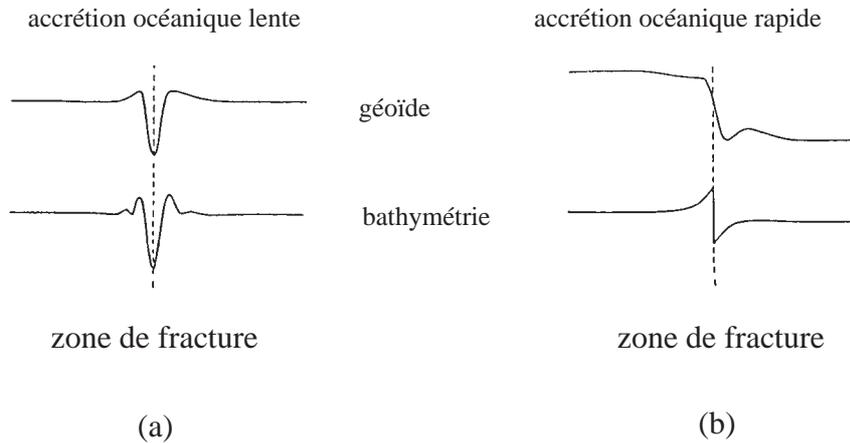


Figure I-21 : Comparaison de la signature bathymétrique et gravimétrique des zones de fracture selon qu'il s'agit d'un contexte de dorsale lente ou rapide [d'après Gahagan et al., 1988].

Dans un régime d'expansion océanique particulière, les zones de fracture sont caractérisées par une expression bathymétrique qui est reflétée par le géoïde et, en conséquence, par les données altimétriques. Une zone de fracture associée à un axe d'expansion lent (comme c'est le cas dans l'Atlantique Nord et dans l'Arctique) est caractérisée par une vallée aux flancs symétriques plus ou moins abrupts et donc par un signal altimétrique symétrique (a). Une zone de fracture associée à un axe rapide est caractérisée par une vallée altimétrique très asymétrique (b).

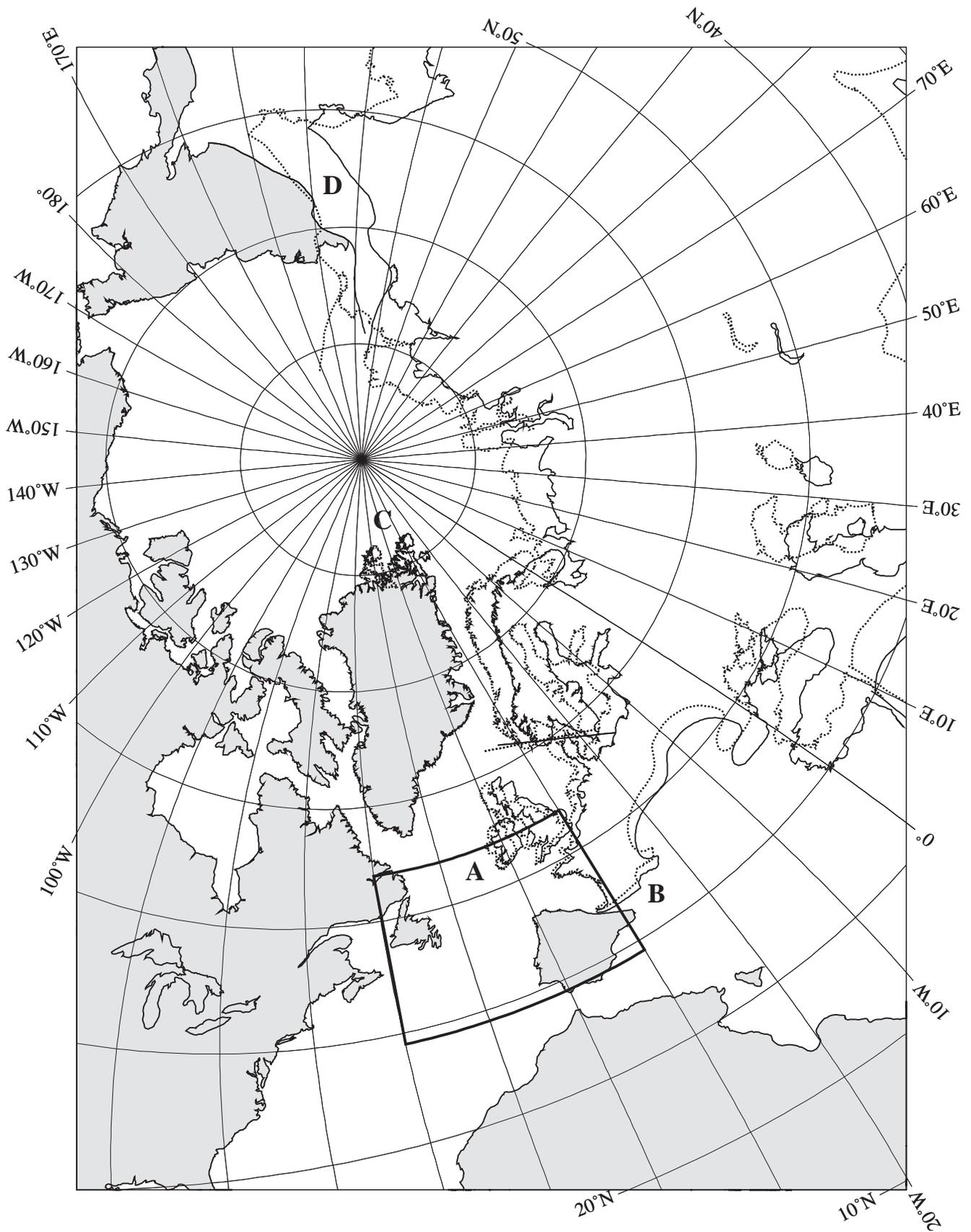


Figure I-22 : La “place” de l’Europe et la question de l’échelle de travail.

Les paramètres de rotation employés pour cette figure sont ceux de Srivastava et Tapscott [1986] et Srivastava et al. [1988b] pour la même anomalie M0. La reconstruction est fixée par rapport à l’Amérique du Nord. D’une publication à l’autre seulement les paramètres d’une plaque majeure (l’Europe) ont été modifiés. Le cadre noir représente les limites géographiques du travail de Srivastava et al. [1988b]. Si les différences sont minimales à l’intérieur du cadre, elles sont considérables à l’extérieur.

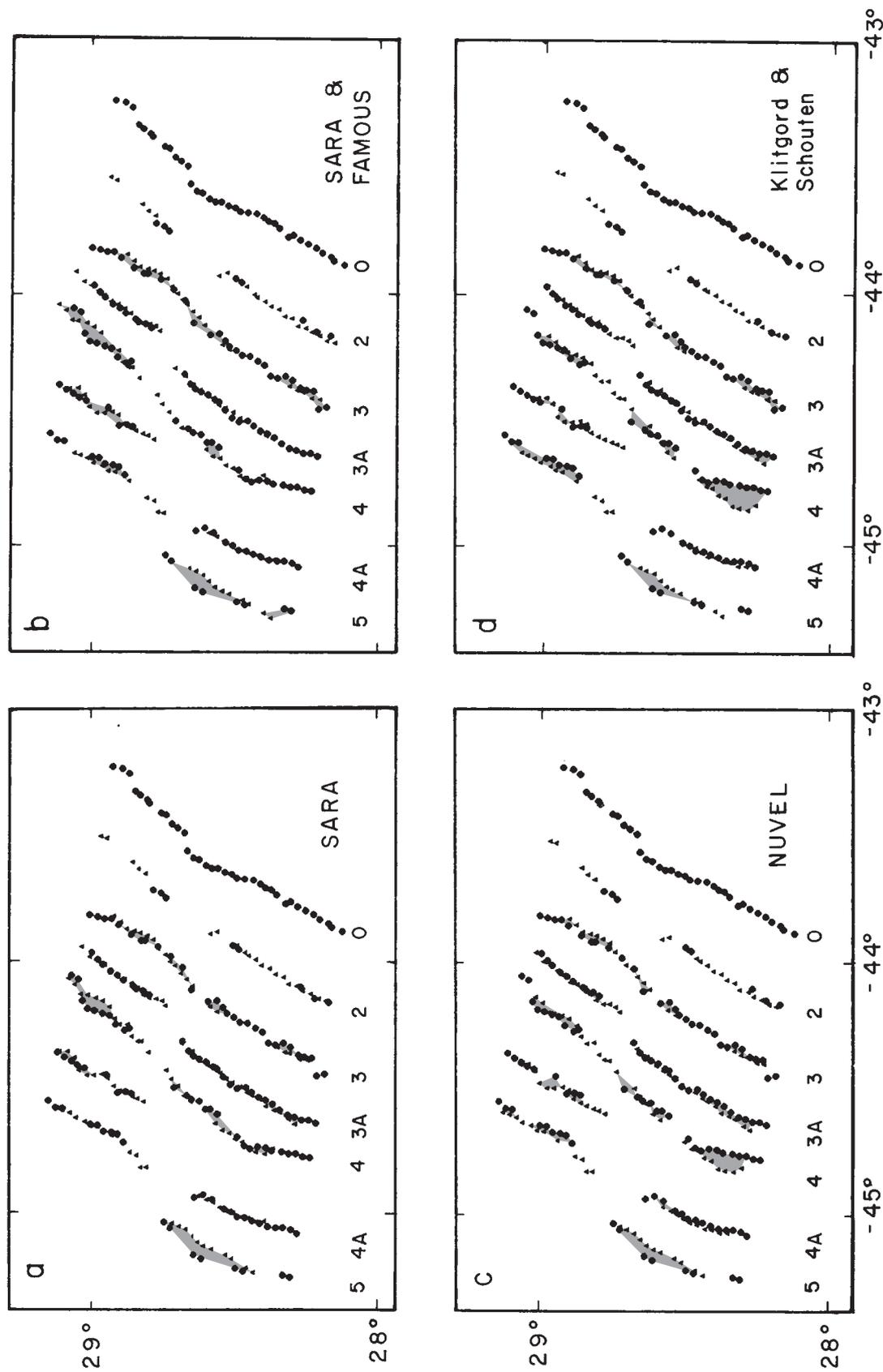


Figure I-23 : Discussion sur la précision de la superposition des anomalies magnétiques : exemple de la zone SARA entre les zones de fracture Atlantis et Kane [figure de Sloan et Patriat, 1992, modifiée].

Les anomalies magnétiques du flanc oriental (triangles) ont été superposées à celles du flanc occidental (cercles), qui sont considérées comme fixes, en utilisant une série de paramètres de rotation finis : (a) calculés utilisant les données magnétiques de la zone SARA [Sloan et Patriat, 1992] ; (b) calculés à partir de la combinaison des données magnétiques des zones SARA et FAMOUS [Sloan et Patriat, 1992] ; (c) calculés à partir du pôle NUVEL pour l'anomalie C2A [De Mets et al., 1990] ; (d) calculés à partir du pôle de Klitgord et Schouten [1986] pour l'anomalie C5. Pour (c) et (d) les angles de rotation ont été calculés par Sloan et Patriat [1992] pour chaque anomalie en conservant la latitude et longitude du pôle original. Klitgord et Schouten ont examiné de longs segments de frontière avec une densité de données magnétiques faible. Sloan et Patriat, au contraire, se sont centrés sur des régions de détail avec des levés magnétiques de haute résolution. Cette figure montre que même avec des données très précises, dans les meilleures conditions, des misfits du même ordre de grandeur persistent.

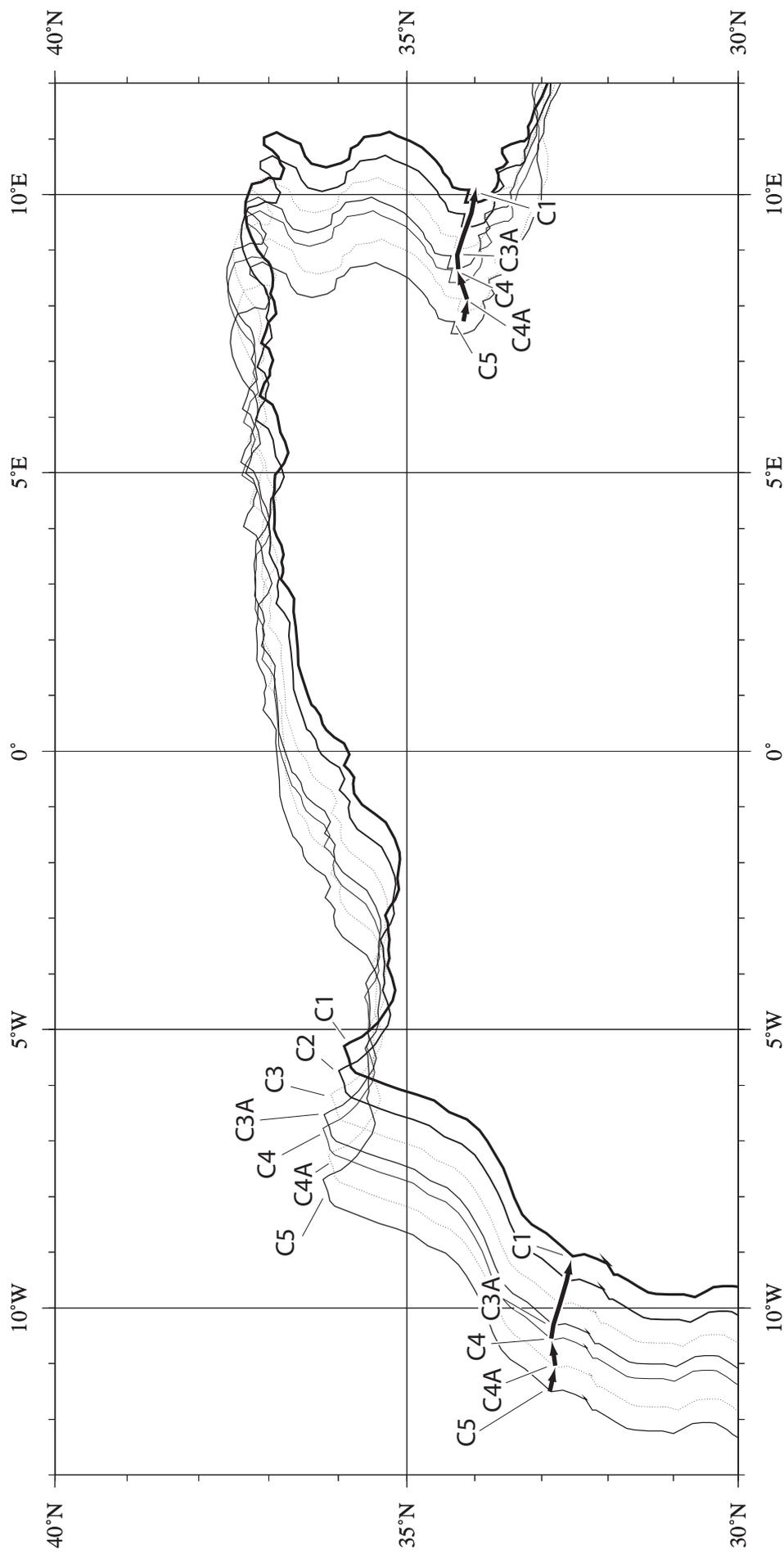


Figure I-24 : Séquence de mouvements de l'Afrique par rapport à l'Amérique du Nord entre les anomalies C5 (~10 Ma, Tortonien) et l'actuel (C1), d'après les paramètres de rotation calculés dans la zone SARA par Sloan et Patriat [1992]. Le mouvement relatif de l'Afrique est dans le Maghreb : WNW-ESE entre les anomalies C5 et C4A (~9 Ma) ; WSW-ENE entre les anomalies C4A et C4 (~8 Ma) ou C3A (~6,5 Ma) ; et puis à nouveau WNW-ESE entre les anomalies C4-C3A et l'actuel.

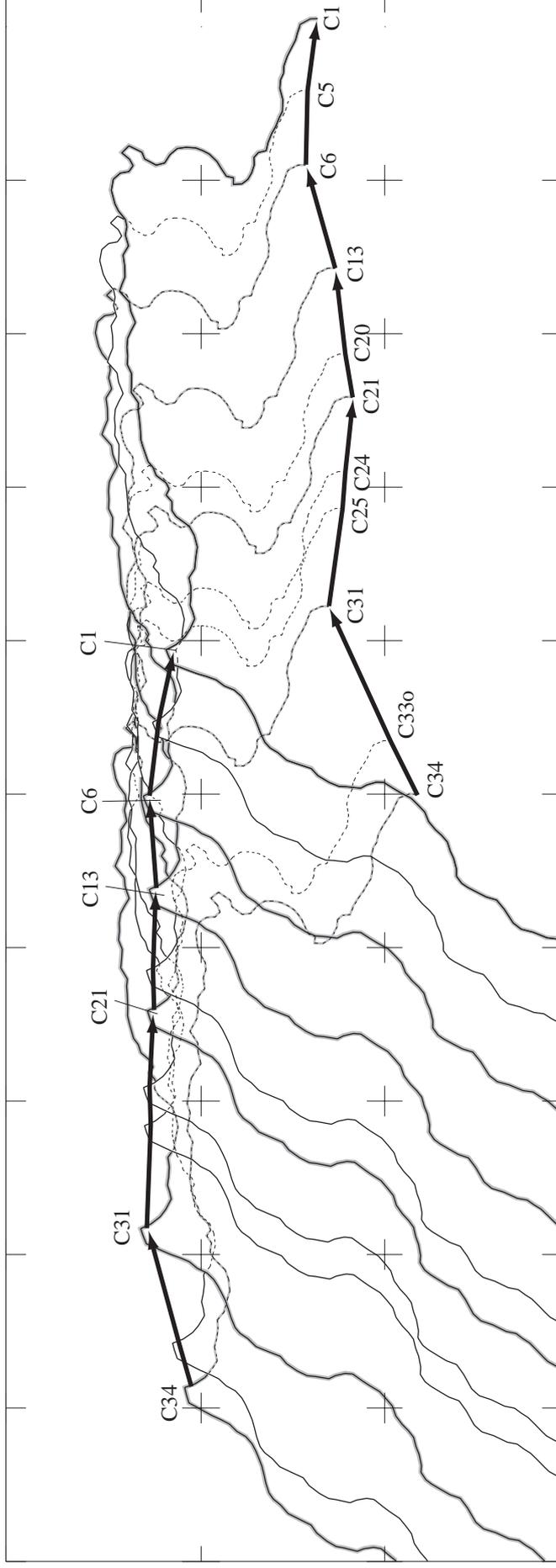


Figure I-25 : Le mouvement de l'Afrique par rapport à l'Amérique du Nord entre l'anomalie C34 (~84 Ma, fin du Santonien) et l'actuel (C1).

Cette figure montre les mouvements, tirés de mon modèle, de l'Afrique par rapport à l'Amérique du Nord. Elle montre l'existence de grandes périodes de temps pour lesquelles les directions de mouvement relatif restent stables. Le changement de direction le plus important a lieu vers l'anomalie C31 (~68 Ma, Maastrichtien), moment qui coïncide avec le quasi-arrêt de la convergence entre l'Afrique et l'Eurasie. D'autres variations ont lieu vers l'anomalie C21 (~47 Ma, Lutétien), C6 (~20 Ma, Burdigalien) et probablement C13 (~33 Ma, base de l'Oligocène). Entre l'anomalie C6 (~20 Ma) et l'actuel, la direction de séparation entre l'Afrique et l'Amérique du Nord reste stable. Le virage visible entre l'anomalie C4A et C4-C3A dans la figure I-24 n'est pas observé.

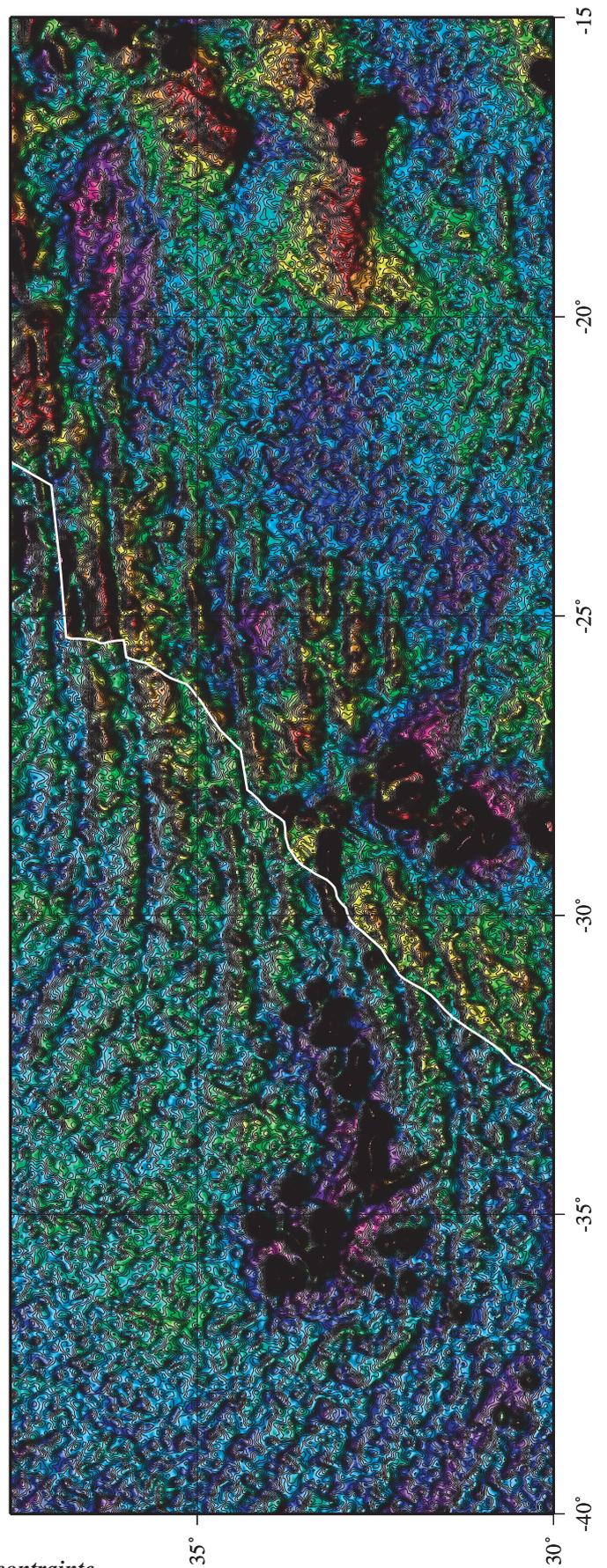
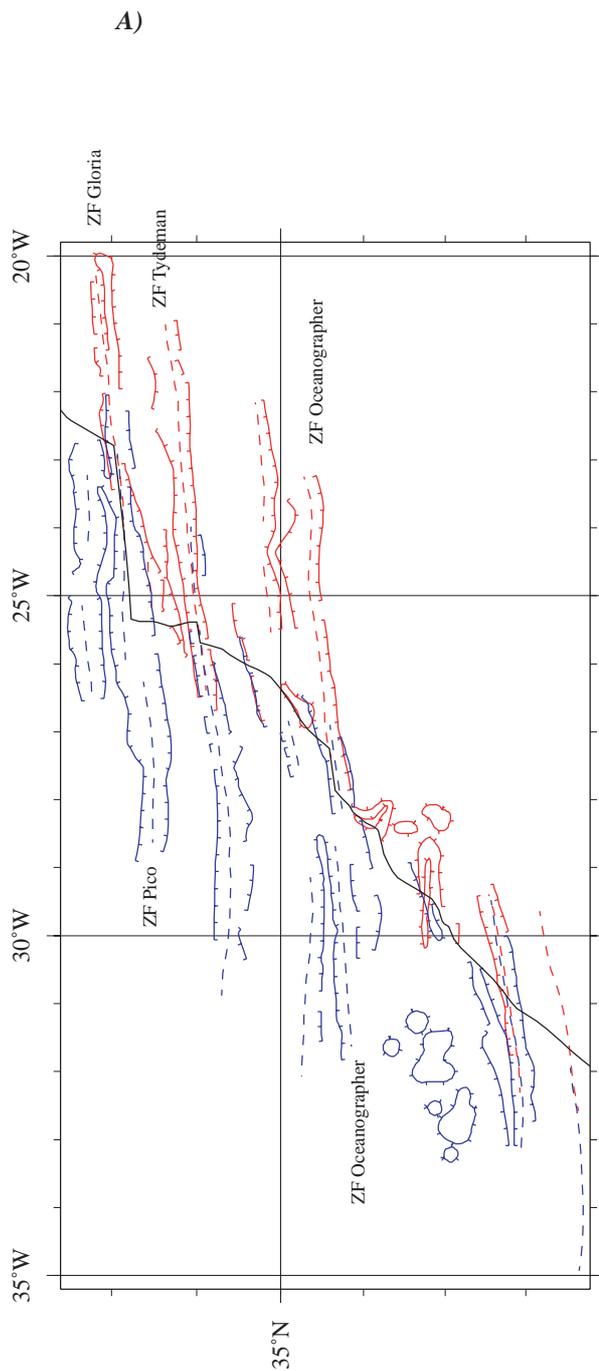


Figure I-26 : La précision des zones de fracture comme contrainte dans l'agencement cinématique : l'exemple de la reconstitution entre les plaques africaine et nord-américaine (réalisée en collaboration avec Daniel Aslanian).

Ces figures montrent en détail à quel point les zones de fracture déduites des données altimétriques permettent de contraindre une reconstitution cinématique. Au Nord, la zone de fracture Gloria correspond à une partie du tracé de la frontière de plaques entre l'Ibérie et l'Afrique. C'est une région qui a subi des phénomènes de déformation. Néanmoins, même au niveau des ces zones de fracture septentrionales (les zones de fracture Pico du côté américain, et Gloria du côté africain) l'ajustement est remarquable. A) Reconstitution à l'anomalie 25 ; B) Reconstitution à l'anomalie 13.

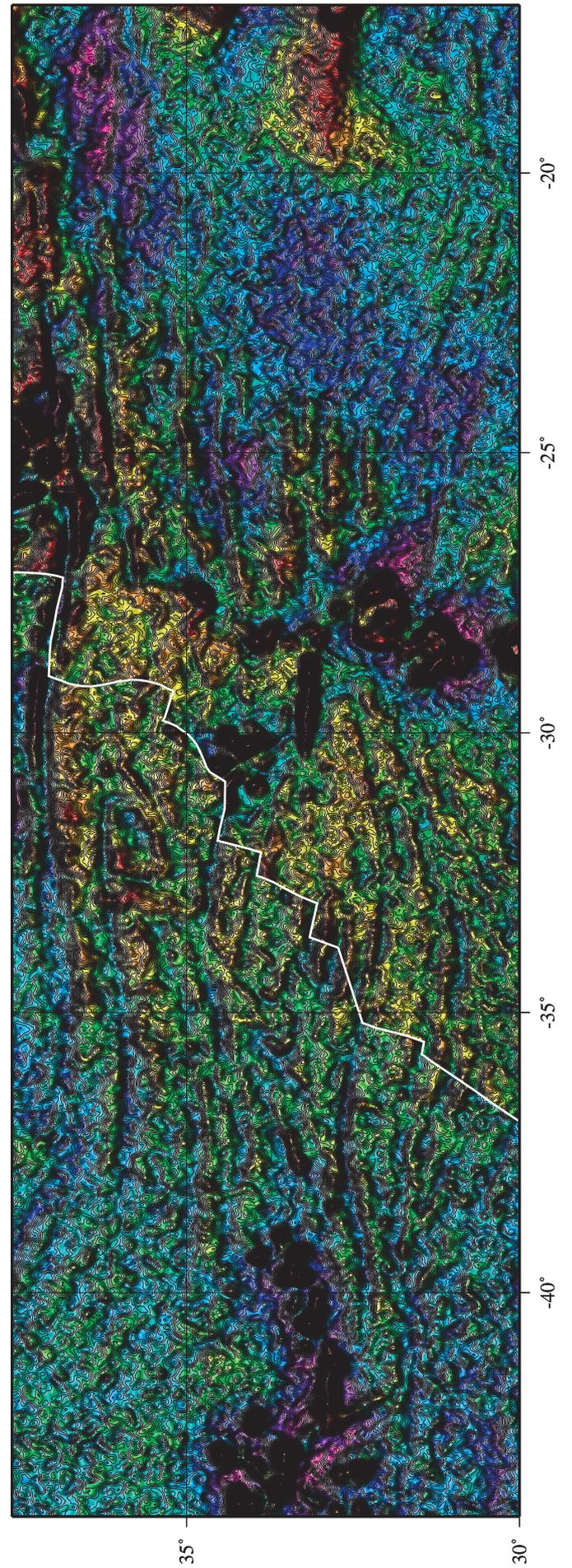
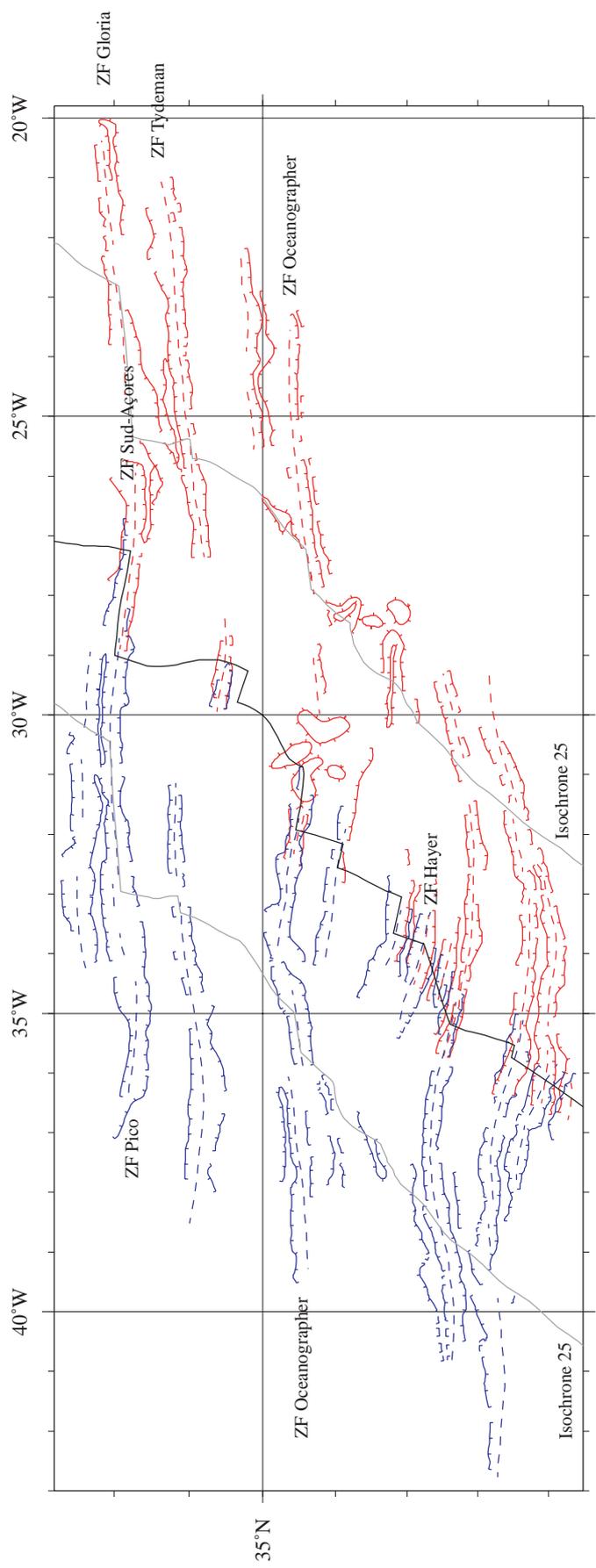


Figure I-26 (suite) : B) Reconstitution à l'anomalie C13

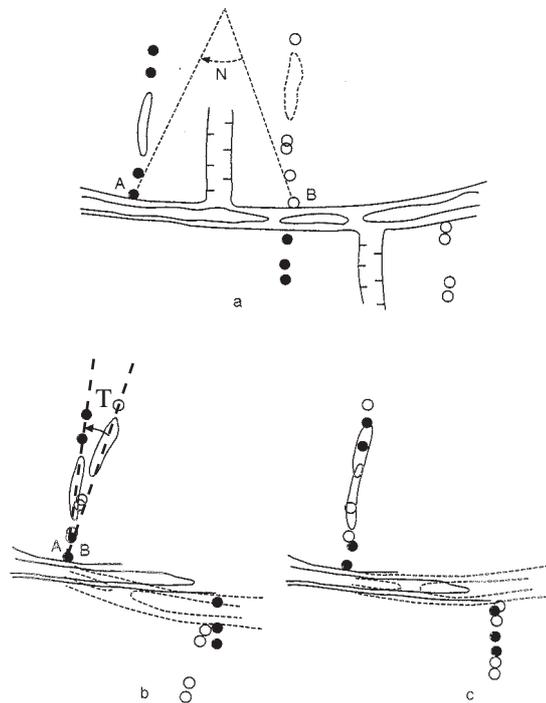


Figure I-27 : Méthode de reconstitution à partir des points homologues de Bonnin [1978].

Si on considère deux points A et B supposés de même âge, et qui appartiennent à deux plaques et deux structures géologiques homologues, on peut alors contraindre la rotation R à partir de ces deux points.

a— la rotation N amène B sur A le long du grand cercle passant par A et B ;

b— la rotation T dont le pôle se situe géographiquement en A, amène les contours en superposition. L'angle T est déterminé de façon visuelle en appréciant la superposition du magnétisme et/ou de toute structure homologue concernée ;

Chapitre II

—

PETIT « ABC » DU PROBLEME A TRAITER

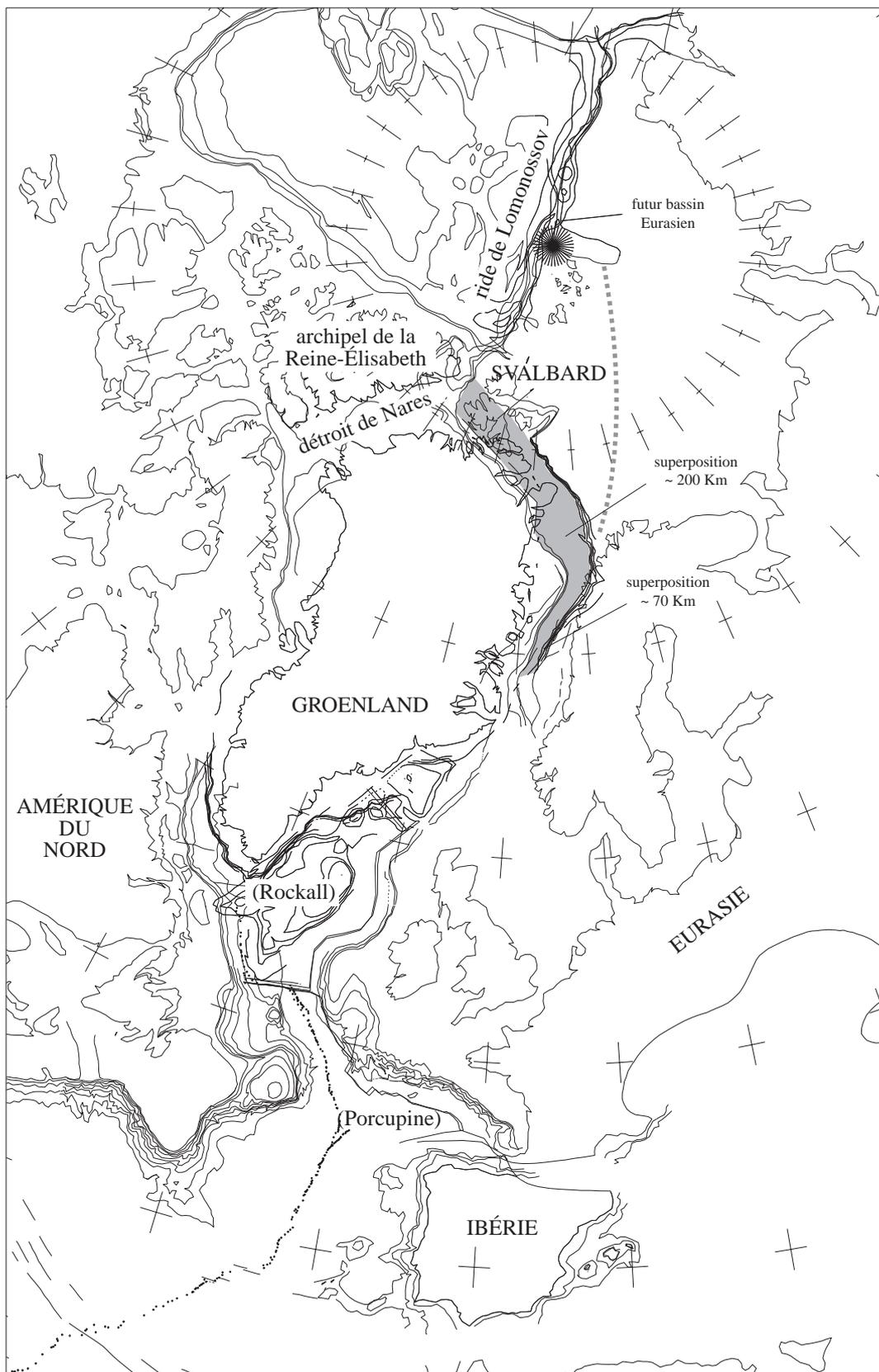


Figure II-1 : Le modèle de propagation du rifting de Vink [1982] appliqué au problème de la superposition entre l'archipel de Svalbard et le Groenland.

Cette illustration représente la reconstitution à l'anomalie C34 postulée par Srivastava et al. [1988b]. Je l'ai prise comme exemple des modèles qui utilisent les idées de Vink pour expliquer le problème géométrique qui apparaît entre l'archipel de Svalbard et le Groenland, car ce travail est un de ceux dont les calculs demandent un chevauchement des plus importants.

Si l'on accepte le modèle de propagation, les quantités de superposition continentale doivent augmenter progressivement vers le nord. Ceci est effectivement le cas si on ne regarde pas ce qui se passe dans l'Arctique (cette remarque est également valable pour les figures 7 et 8 de Vink [1982] - page 10683). Cependant contre toute prévision du modèle, la superposition des marges continentales n'augmente pas dans le bassin Eurasien, elle disparaît abruptement. Et ceci ne prend pas en compte la compression que subira postérieurement l'archipel de Svalbard.

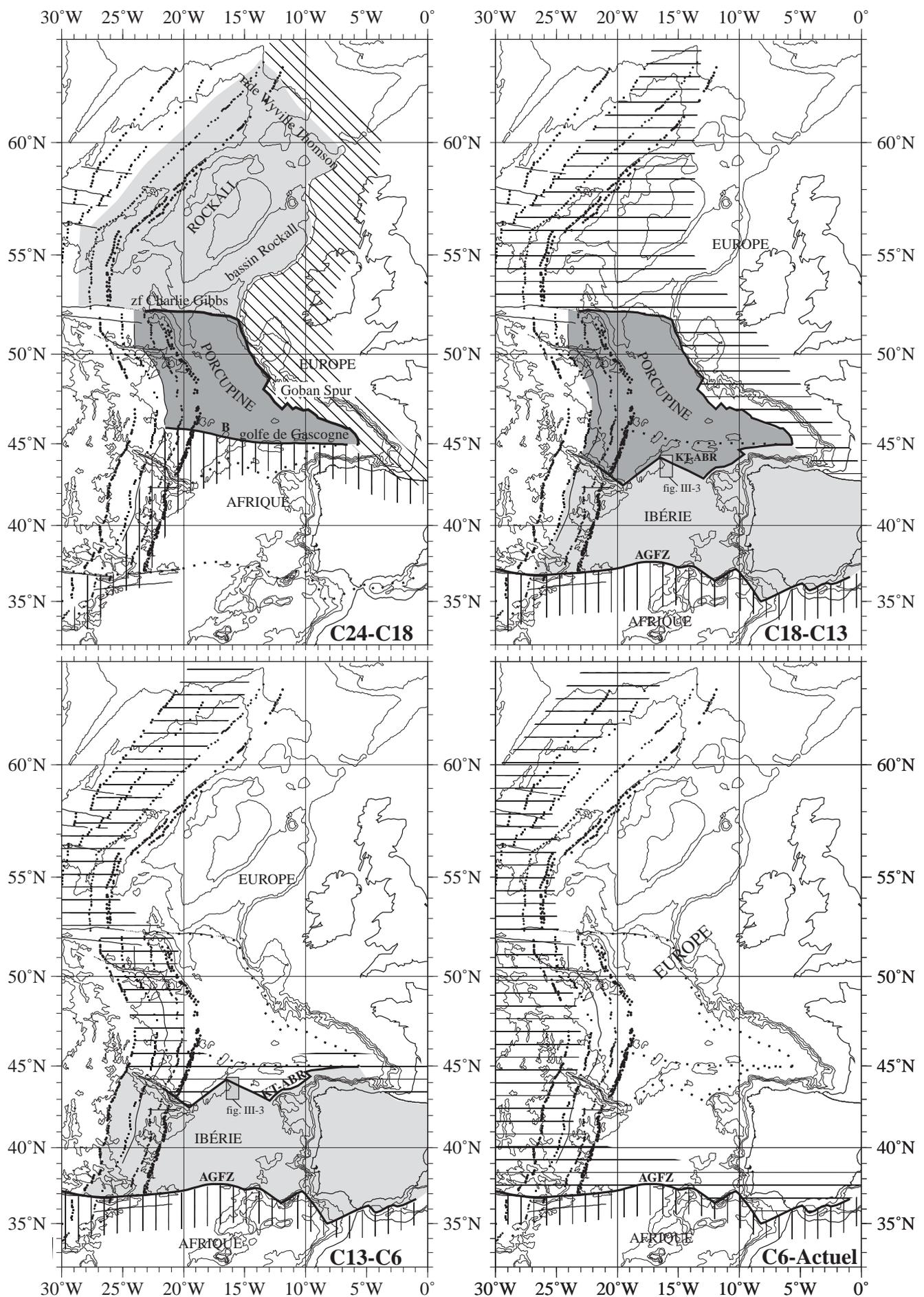


Figure II-2 : Le modèle de Srivastava et Tapscott [1986], Srivastava et al. [1988b, 1990a, b], Roest et Srivastava [1991] et Srivastava et Roest [1996] : le morcellement de l'extrémité sud du système Arctique—Atlantique Nord (entre l'Europe et l'Afrique) en différentes plaques dont les frontières changent d'emplacement dans le temps.

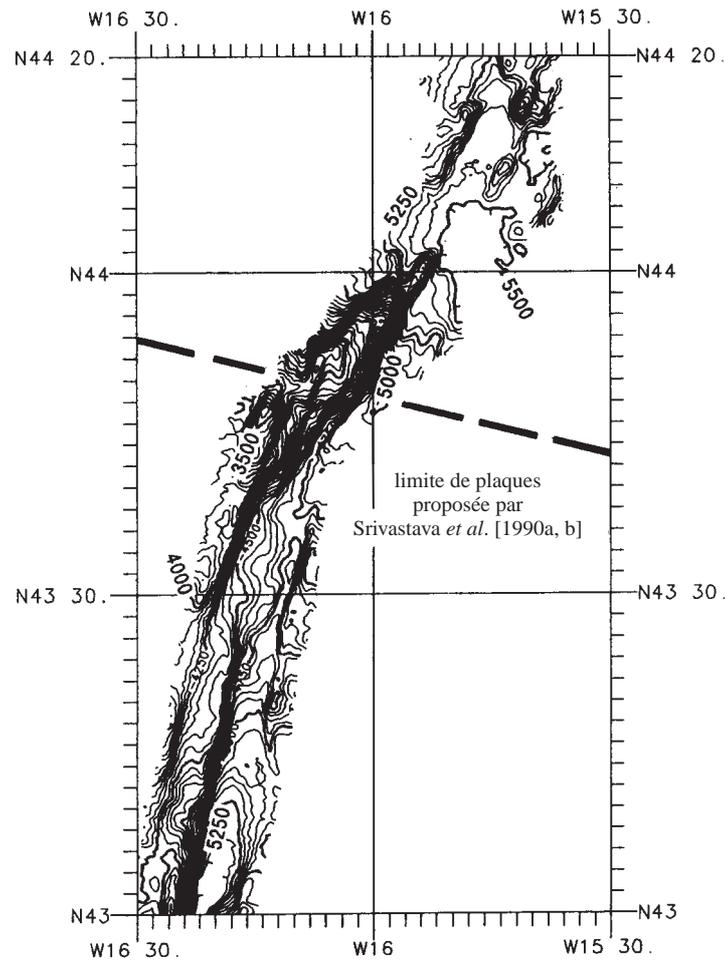


Figure II-3 : Profil bathymétrique EM12 obtenu le long de l'anomalie C33o au sud du point triple du golfe de Gascogne [Sibuet et al., 1993].

Localisation en figure II-2. Selon ces auteurs, ce profil "montre l'absence de structures transverses pouvant correspondre à la limite des plaques Ibérie et Europe proposée par Srivastava et al. [1990a, b] à la latitude 43°45'N.". Pour ces auteurs cette frontière, après King's Trough et la ride Açores-Biscaye, n'irait pas rejoindre la marge NW du banc Galice, comme postulé par Srivastava, mais suivrait les reliefs Atalante, Charcot et Biscaye dans le golfe de Gascogne pour finalement atteindre la fosse marginale nord-espagnole et les Pyrénées (voir figure II-2).

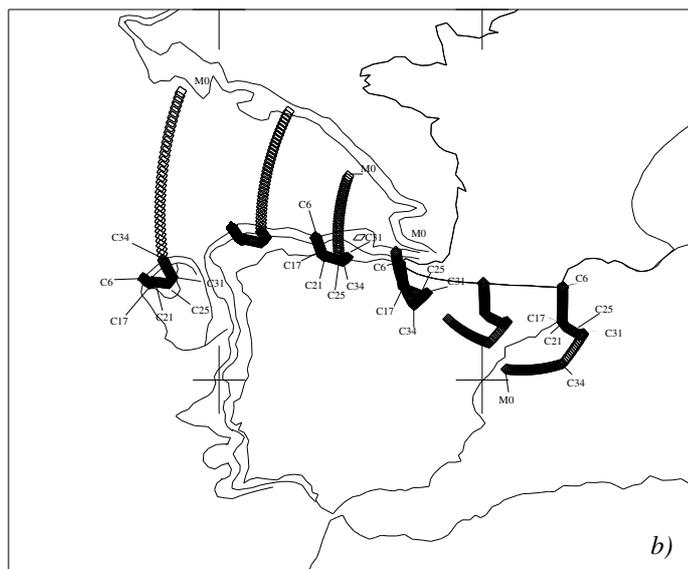
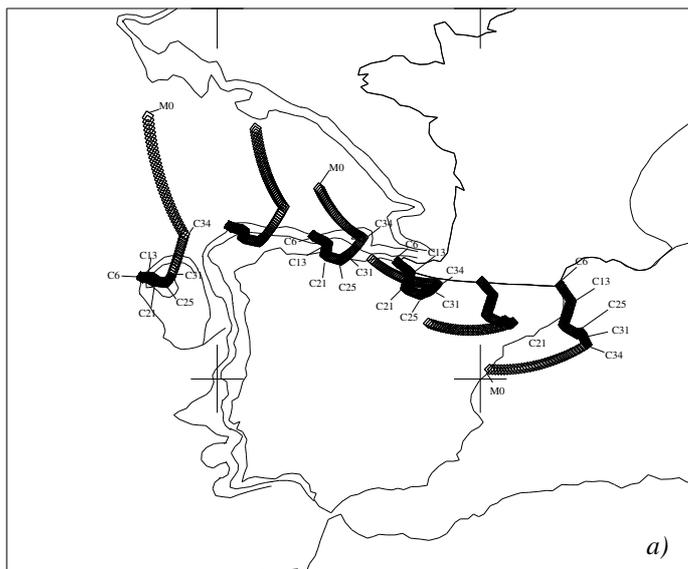


Figure II-4 : Trajectoires, dans le golfe de Gascogne et les Pyrénées, des mouvements suivis par la plaque Ibérie par rapport à l'Europe : (a) d'après le modèle de Srivastava et al. [1990b] ; (b) d'après Roest et Srivastava [1991].

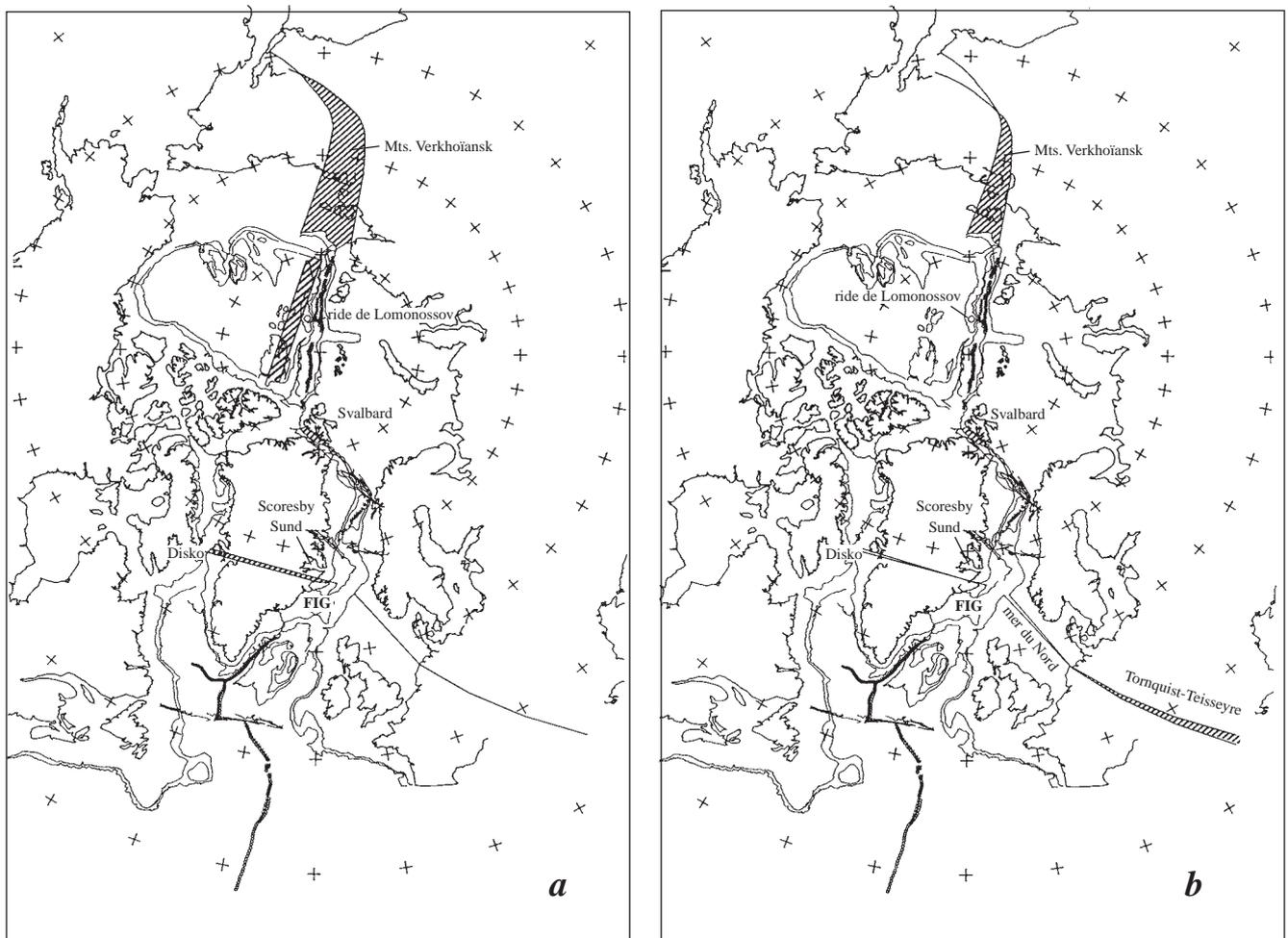


Figure II-5 : Reconstruction à l'anomalie C24 pour les deux modèles alternatifs de Kress [1990] : (a) l'Eurasie est rigide, l'Amérique du Nord et le Groenland ne sont pas rigides ; (b) l'Amérique du Nord est rigide, le Groenland et l'Eurasie ne sont pas rigides.

Les recouvrements sont représentés par des hachures.

Le modèle (a) présente une Europe rigide. L'Amérique du Nord et le Groenland ne le sont pas. La ride de Lomonossov a un mouvement différentiel par rapport à l'Amérique qui va être distensif (pour absorber le recouvrement montré par la figure dans l'océan Arctique). Le Groenland est aussi divisé en deux par une frontière de second ordre qui va de l'île Disko (à l'Ouest) à Scoresby Sund (à l'Est). Les mouvements sur cette frontière seront aussi distensifs, d'une cinquantaine de kilomètres entre le nord et le sud de Groenland. Ce modèle nécessite un recouvrement très important (350-400 km) sur la frontière sibérienne (monts Verkhoyansk).

Le modèle (b) conserve rigide la plaque américaine. En conséquence, il n'y a pas de mouvement différentiel dans l'Arctique. La coupure du Groenland est la même que pour le modèle (a), mais les mouvements impliqués sont de transpression (lacune de 30 km à l'Est, et décrochement de 120 km à l'Ouest). Une autre frontière de second ordre est introduite en Eurasie. Elle sépare l'Europe sud-occidentale par une discontinuité qui va de la mer du Nord jusqu'à la mer Noire selon une direction NW-SE. Les mouvements impliqués par ce modèle sont de compression dans la mer du Nord et de distension au sud-est de l'Europe. Ce modèle présente un recouvrement de 200 km dans la région des monts Verkhoyansk. Les deux modèles présentent un agencement similaire entre le Groenland et l'archipel de Svalbard (~60 km de recouvrement).

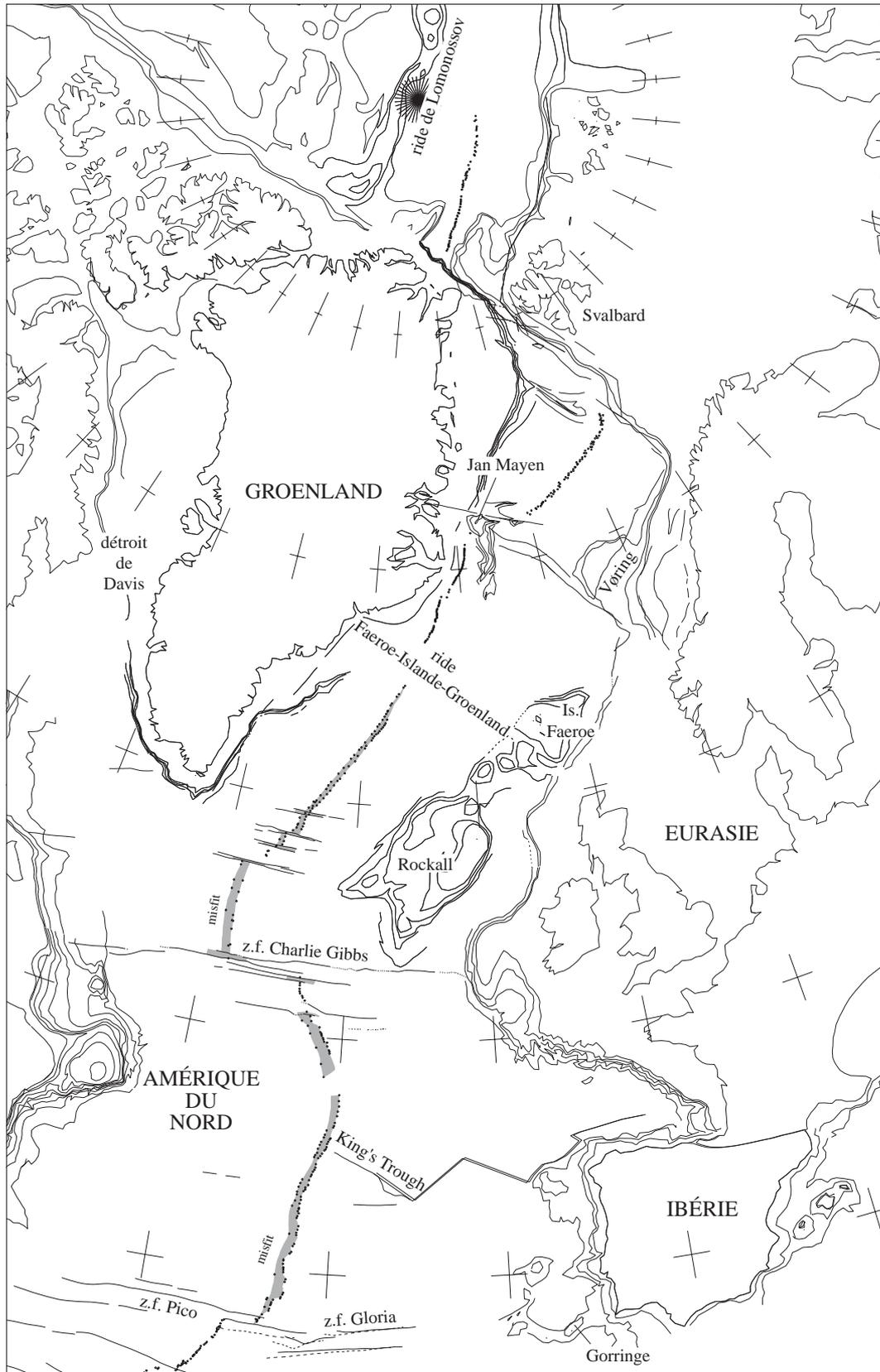


Figure II-6 : Cette figure utilise les paramètres de Rowley et Lottes [1988] pour l'anomalie C6. L'Amérique du Nord est fixe.

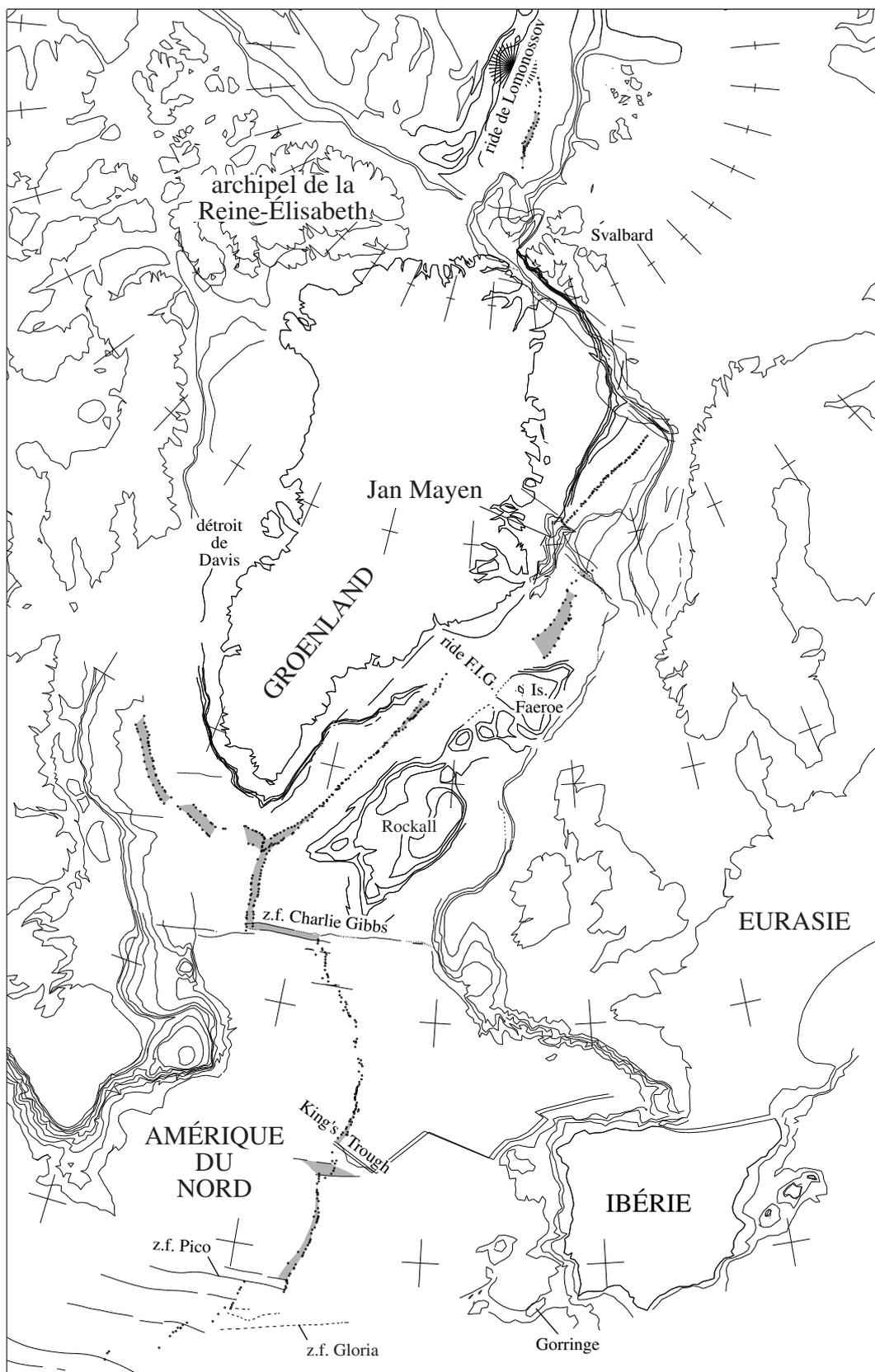


Figure II-7 : Modèle à "trois plaques" (Amérique du Nord, Groenland, Eurasie) pour l'anomalie C21 [Rowley et Lottes, 1988].
 L'Amérique du Nord est fixe. Les grisés indiquent les mauvais ajustements. "ride F.I.G." est la ride Faeroe-Islande-Groenland.

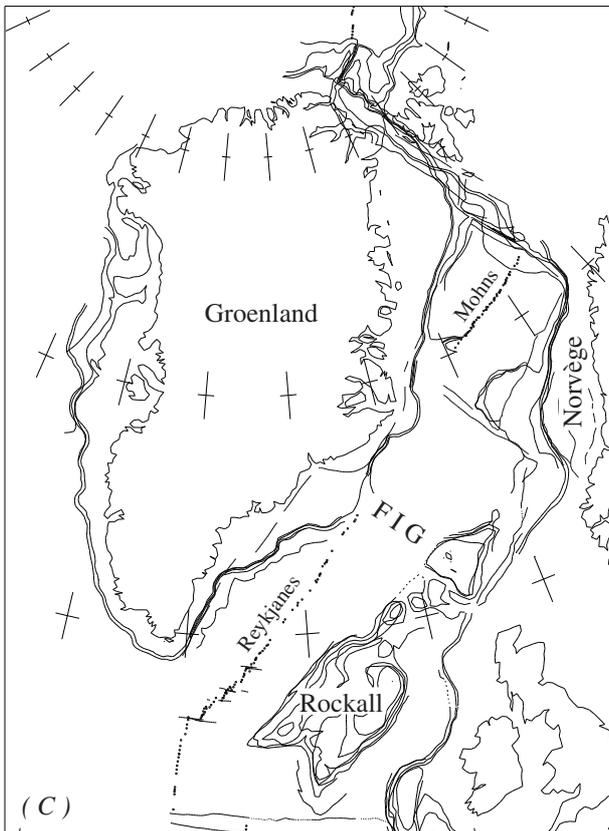
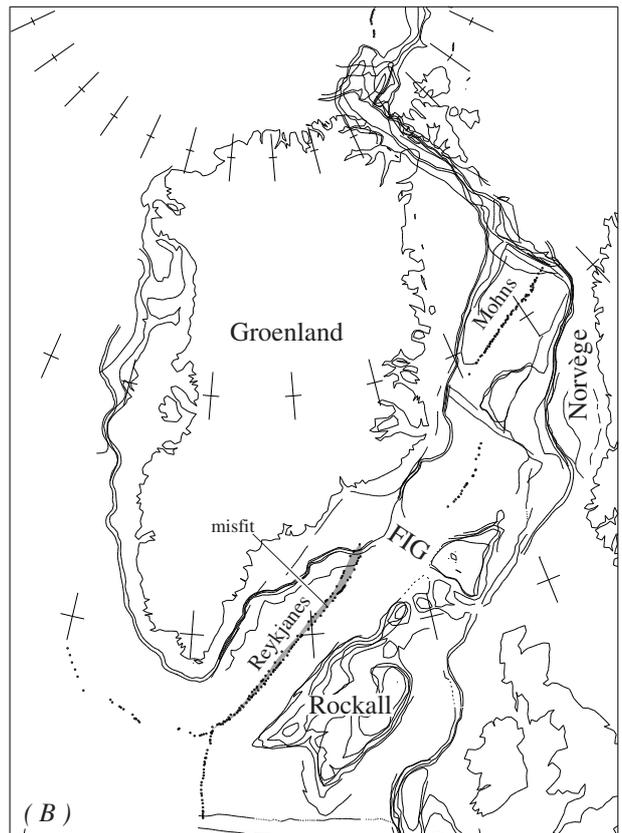
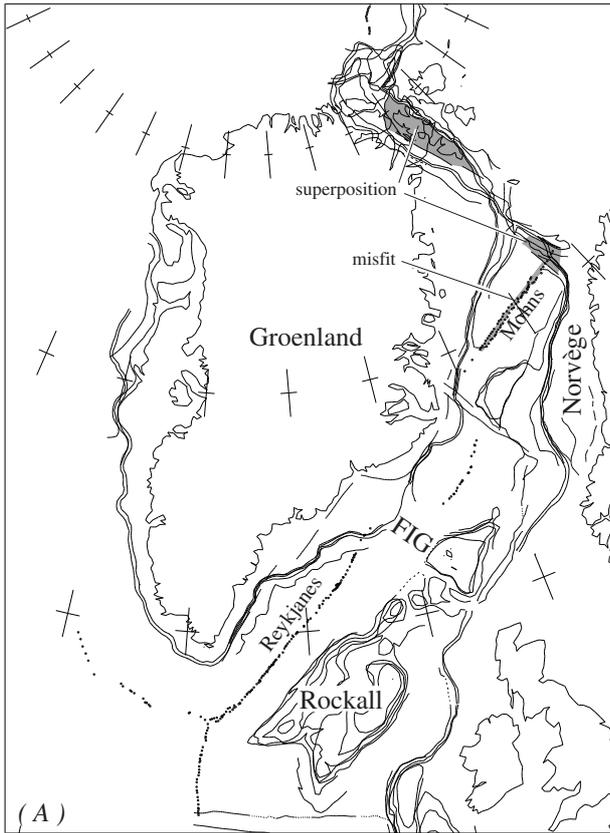


Figure II-8 : Le problème de l'existence d'une discontinuité, au niveau de la ride Faeroe-Islande-Groenland, divisant l'océan entre l'Europe et le Groenland en deux "bassins" : la mer de Norvège-Groenland et le bassin de Reykjanes.

Ces trois reconstitutions se centrent exclusivement sur les rapports entre le Groenland et l'Europe considérant cette dernière plaque comme fixe.

(A) produit un bon agencement au sud de la ride Faeroe-Islande-Groenland (FIG) à l'époque de l'anomalie C20.

(B) ajuste au mieux la mer de Norvège-Groenland.

La comparaison entre les deux montre qu'il n'est pas possible pour l'anomalie C20 d'utiliser un seul couple pôle de rotation—angle de rotation. Dans le cas de l'anomalie C13 (C), ceci était possible. Il y a donc une réorganisation entre ces deux anomalies magnétiques.

Paramètres de rotation (Groenland par rapport à l'Eurasie) : (A) 54,8°N 137,27°E 8,55° ; (B) 55,63°N 128,8°E 8,12° ; (C) 66,14°N 135,42°E 7,55°

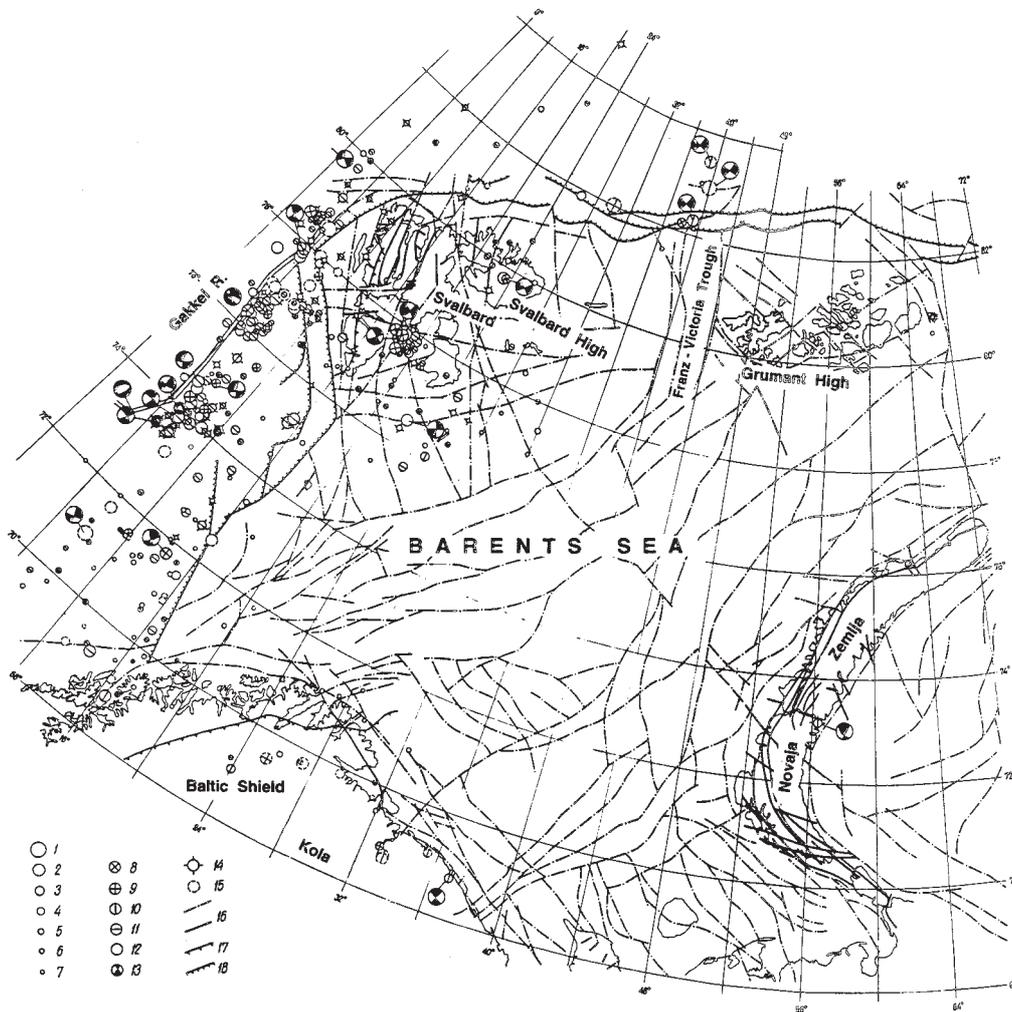


Figure II-9 : Distribution de séismes dans la mer de Barents [Assinovskaja, 1994].

Les séismes sont concentrés sur la marge continentale ainsi qu'à l'intérieur de l'archipel Svalbard. D'après cette figure, la plate-forme de la mer de Barents ne subit pas de secousses telluriques.

Le diamètre des cercles (1-7) indique la magnitude des séismes : (1) 5,8-5,5 ; (2) 5,4-5,2 ; (3) 5,1-4,8 ; (4) 4,6-4,4 ; (5) 4,3-3,9 ; (6) 3,8-3,5 ; (7) magnitude non déterminée.

Les symboles avec des cercles (8-12) montrent la profondeur des séismes : (8) 40-30 km ; (9) 30-20 km ; (10) 20-10 km ; (11) 10-0 km ; (12) profondeur non déterminée.

(13) Mécanisme au foyer. (14) Événements enregistrés par le réseau de sismomètres de la mer de Barents. (15) Événements antérieurs à 1956.

Les principaux traits structuraux sont représentés par : (16a) failles normales déduites des données géophysiques ; (16b) failles normales d'après les données géologiques ; (17) chevauchements ; (18) failles sur le talus continental [d'après Gramberg, 1988].

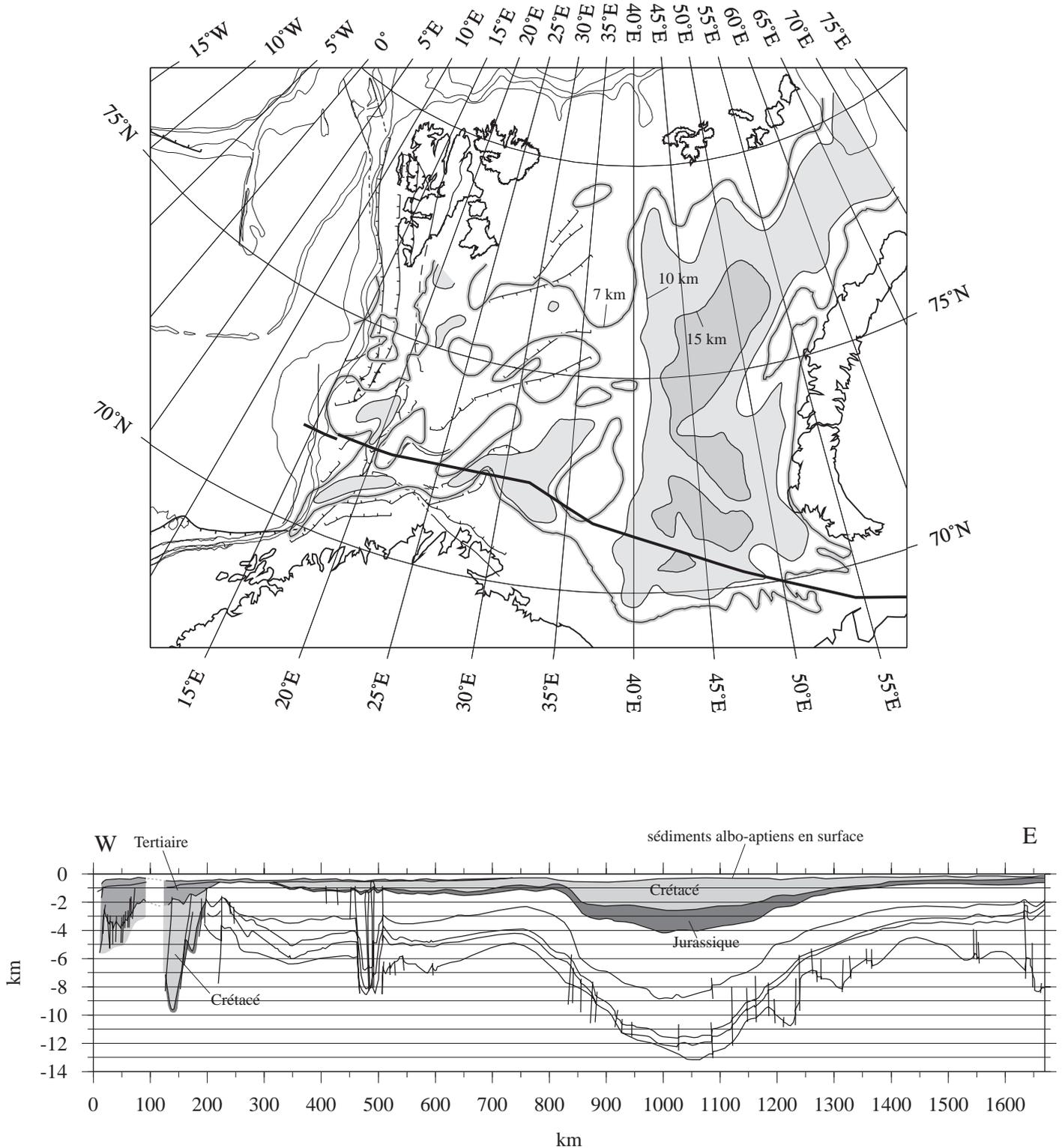


Figure II-10 : La tectonique de la mer de Barents [d'après Johansen et al., 1992].

La carte en haut montre la profondeur en kilomètres du socle magnétique calculé à partir des données magnétiques corrigées. Les isocourbes de 7, 10 et 15 km de profondeur ont été représentées. Le trait noir épais situe la position de la coupe sismique présentée dessous.

Cette illustration montre la différence, dans les épaisseurs sédimentaires, entre la partie orientale et occidentale de la mer de Barents. Les accumulations permo-triasiques sont très importantes dans l'ensemble de la mer de Barents. Les séries d'âge jurassique et crétacé inférieur sont beaucoup moins représentées. Il n'y a pas de dépôts post-albiens. Seul le bord ouest de la plate-forme de la mer de Barents présente d'importantes séries crétacées et tertiaires liées à l'ouverture de la mer de Norvège-Groenland. Rien n'indique l'existence d'une tectonique importante post-crétacé inférieur à l'intérieur de la mer de Barents.

Chapitre III

—

**LES CONTRAINTES GEOLOGIQUES
PRISES EN COMPTE**

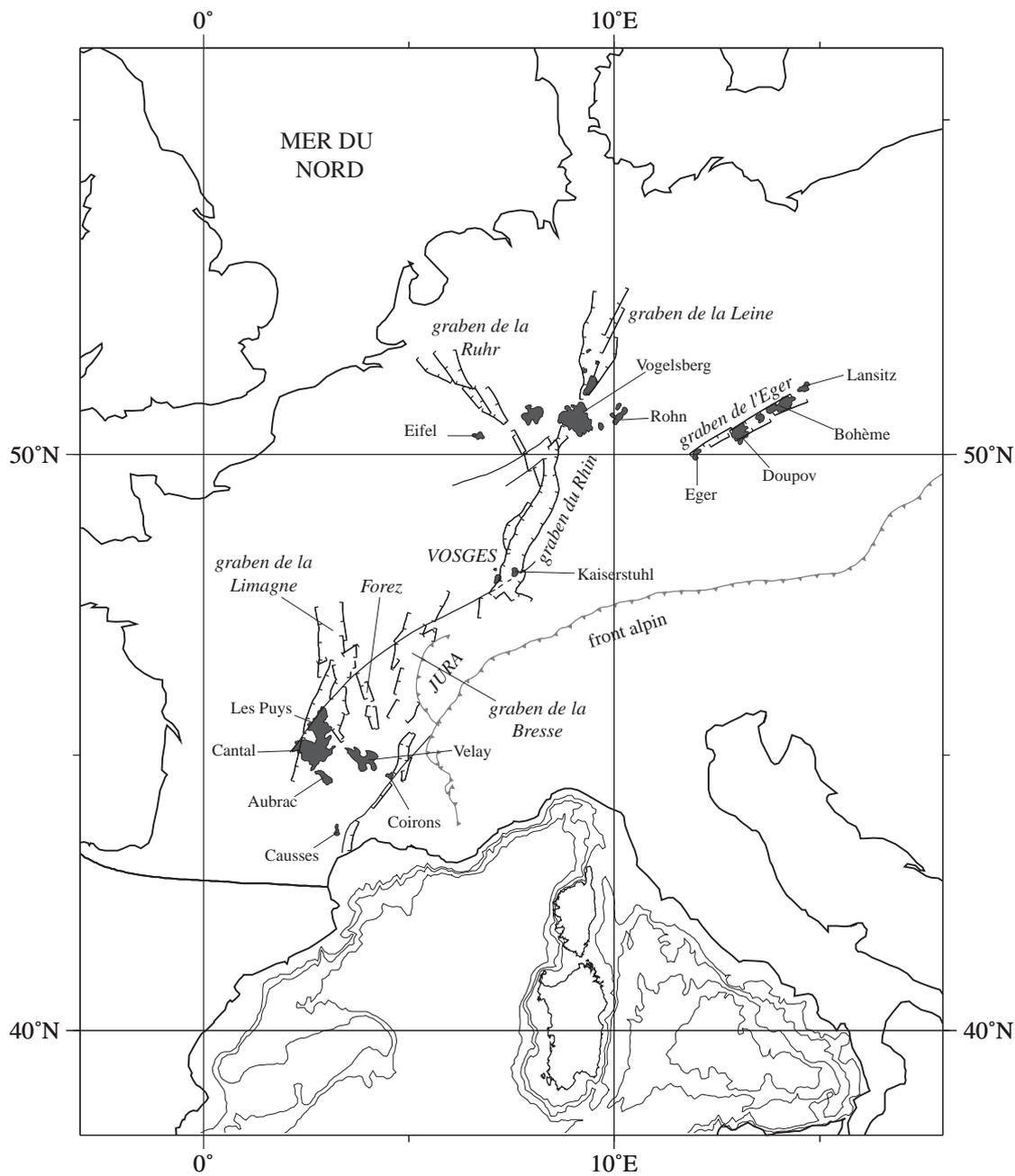


Figure III-2 : Les bassins oligocènes dans l'avant-pays européen et le volcanisme alcalin associé.

Cette figure montre comme ce système de cassures relie la mer du Nord, qui est une discontinuité géologique importante, à la Méditerranée, divisant ainsi l'Europe en deux. Les figurés sont ceux des cartes géologiques traditionnelles : failles normales, failles inverses ou chevauchements, failles de décrochement... Les surfaces grises correspondent aux affleurements de volcanisme alcalin néogène.

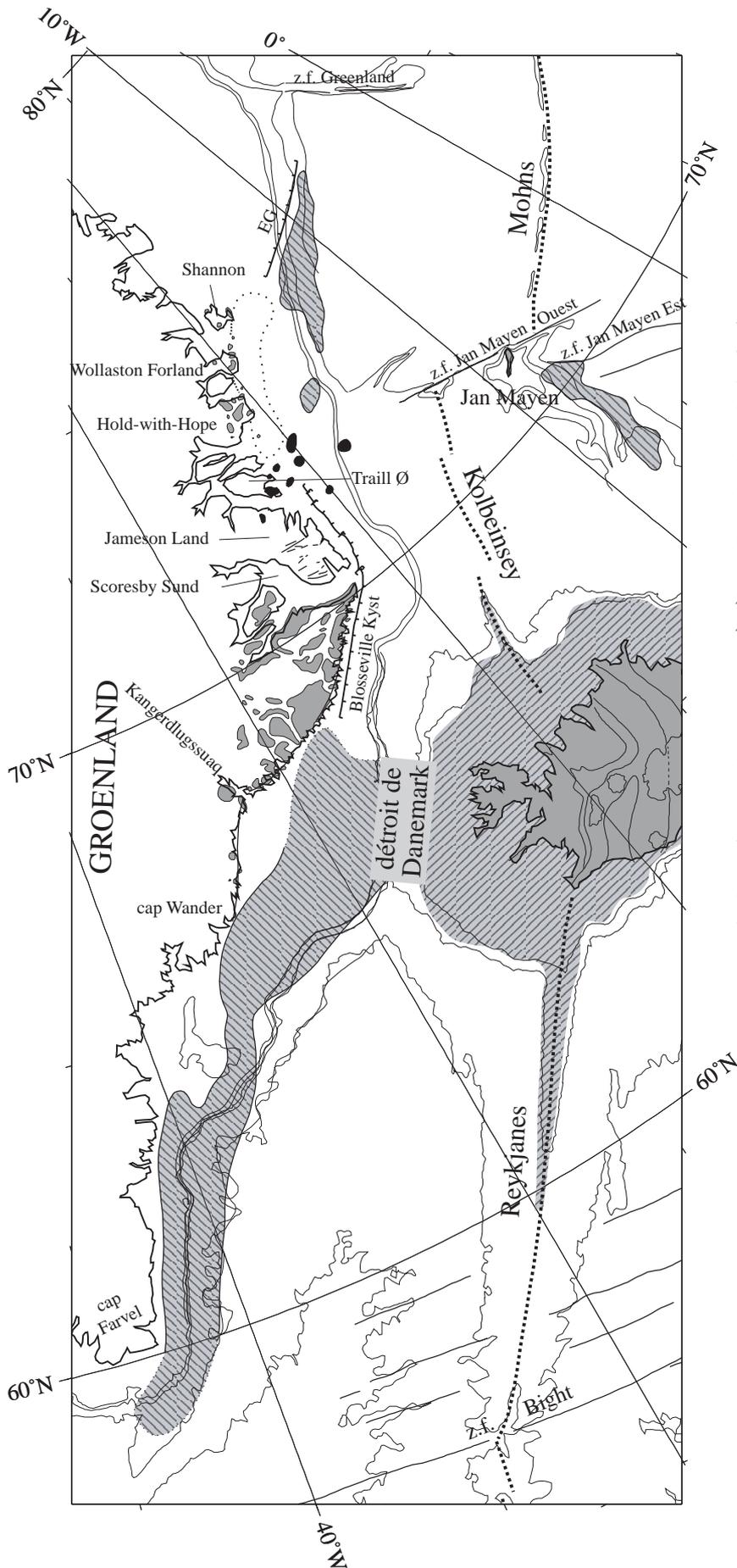


Figure III-3 : Toponymie de la marge orientale du Groenland.

Le gris contouré avec des hachures pentées vers la droite correspond aux séries formées par les "seaward deeping reflectors" (SDR). En gris hachuré vers la gauche et sans contour, j'ai représenté la ride Faeroe-Islande-Groenland, dont la partie au niveau du détroit de Danemark coïncide avec une zone à présence de réflecteurs SDR. En gris plus foncés apparaissent principalement les laves basaltiques d'âge paléocène-éocène, ainsi qu'au sud de Kangerdlugssuaq, quelques manifestations volcaniques secondaires d'âge éocène. Des dykes, entre Jameson Land et le cap Wander, sont dessinés avec des traits noirs. J'ai représenté en noir et au niveau de Traill Ø, des syénites et granites d'âge oligocène inférieur dont l'origine est liée à la séparation du bloc Jan Mayen par rapport au Groenland. Le symbole "faille normale" est censé représenter ici des escarpements du socle acoustique. La dorsale actuelle est représentée en pointillé gros et les zones de fracture en trait continu.

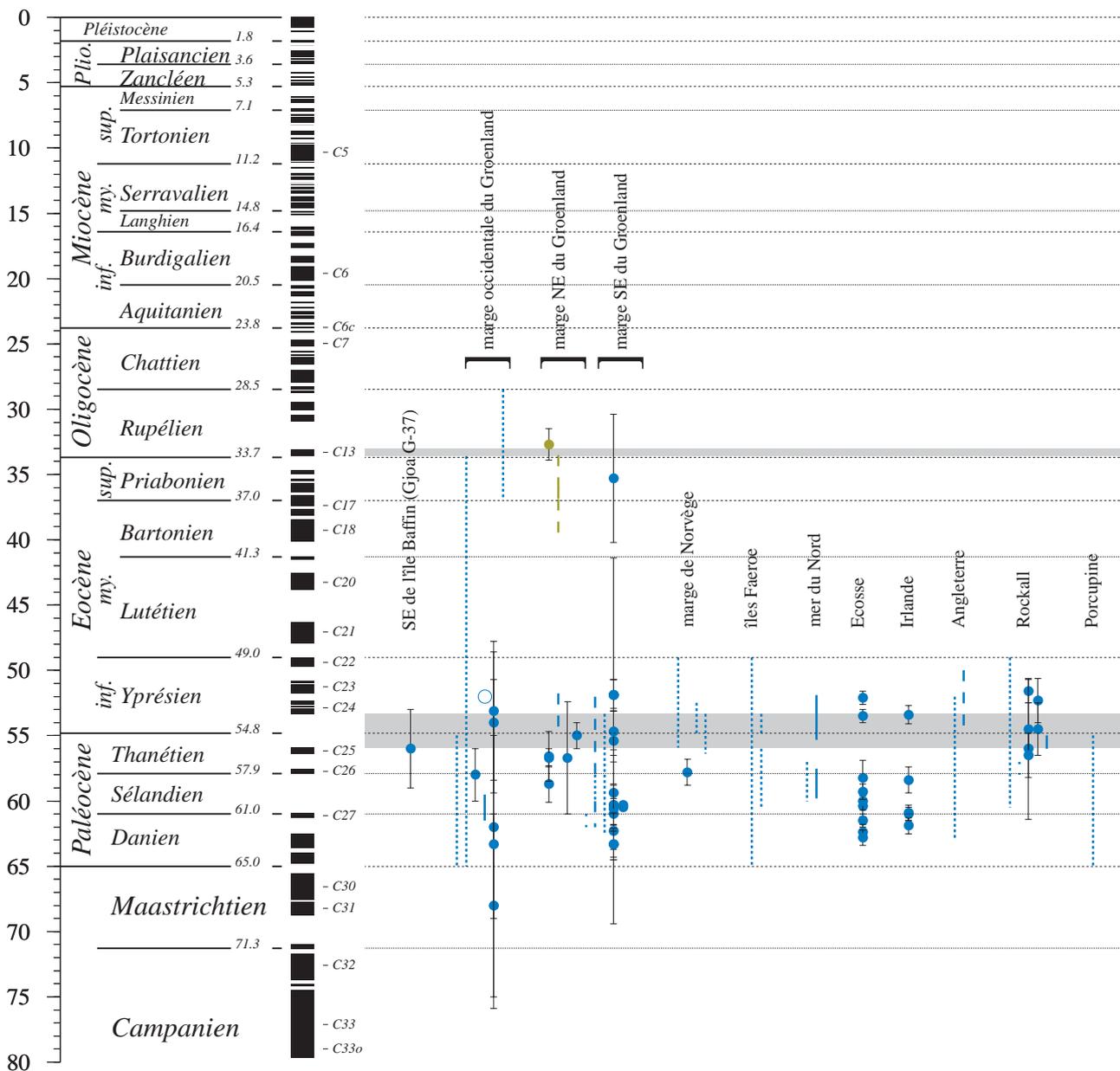


Figure III-5 : Tableau chronologique du volcanisme thuléen.

Les grisés horizontaux donnent indication des moments où se sont produites des réorganisations des mouvements des plaques visibles dans l'Atlantique Nord : vers 90 Ma (moment où l'Afrique commence sa convergence vers l'Europe) et vers le C13 (changement qui va conduire à la séparation du Groenland et de l'archipel Svalbard). Le grisé entre les C25 et C24 correspond au début de l'expansion océanique dans la mer de Norvège-Groenland. Ces repères se trouvent également sur les autres tableaux chronologiques.

En bleu, le volcanisme thuléen lié à l'ouverture de la mer de Norvège-Groenland ; en ocre le volcanisme alcalin de la marge Nord-Est groenlandaise (Traill Ø) lié à la séparation entre le bloc Jan Mayen et le Groenland. Les cercles pleins avec des fourchettes d'erreur correspondent à des âges radiométriques. Les traits continus à des âges issus de la micropaléontologie. Les différents pointillés à des âges mal contraints où dont la méthode de détermination n'est pas précisée dans la littérature.

Les références bibliographiques pour les différents tableaux se trouvent dans le texte.

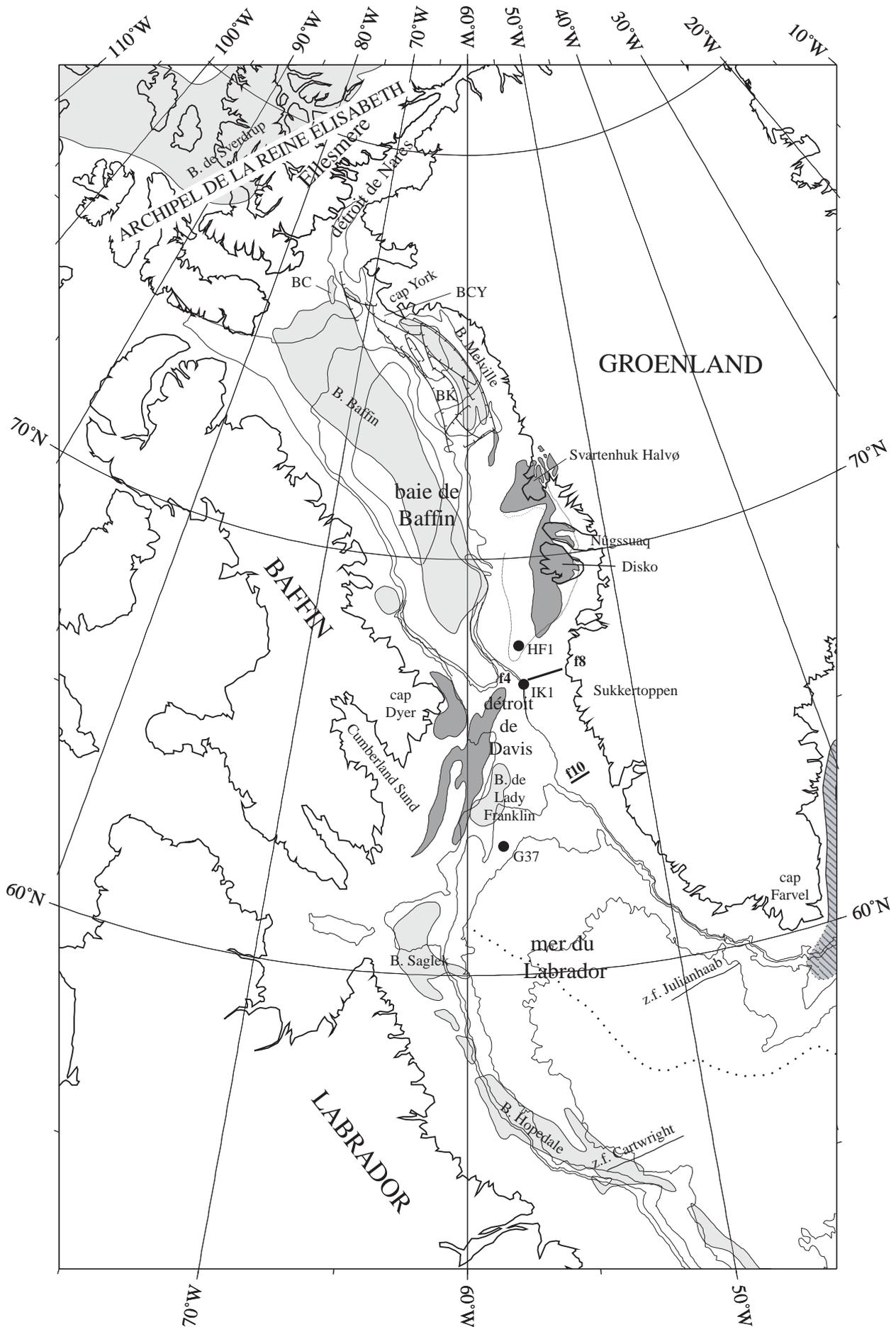


Figure III-6 : Toponymie de la mer du Labrador et la baie de Baffin

Cette figure présente les traits structuraux et volcaniques auxquels je me réfère. Le gris très clair contouré situe les bassins sédimentaires cités. Les cercles noirs correspondent à des forages, tandis que les traits noirs épais situent l'emplacement de quelques coupes sismiques dont j'en parle dans le texte.

BC : bassin Carey ; BCY : bassin Cap York ; BK : bassin Kivioq ; HF1 : forage Hellefisk-1 ; IK1 : forage Ikermiut-1 ; G37 : forage Gjoa G-37.

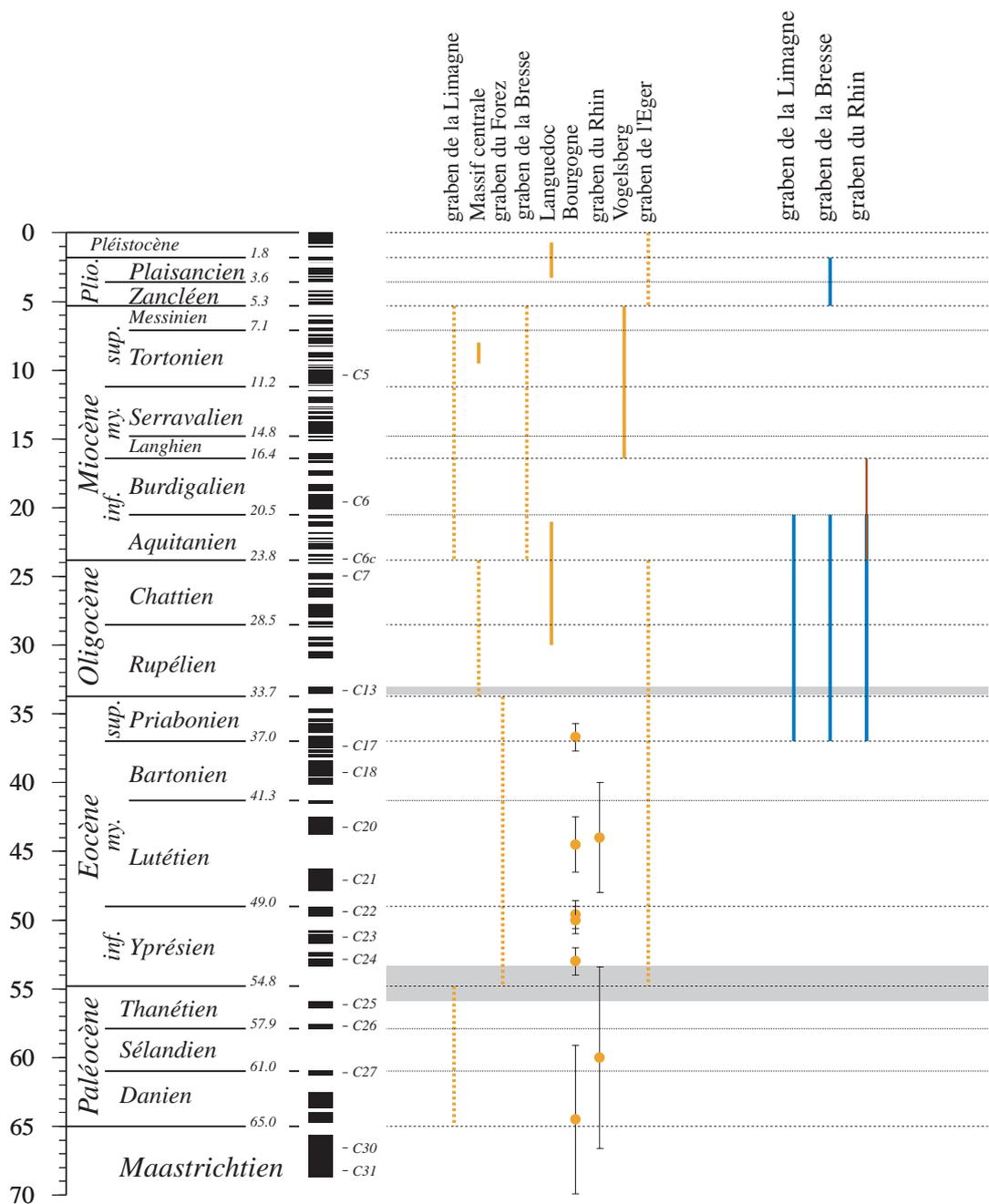


Figure III-7 : Tableau chronologique de la déformation tectonique au niveau du rift néogène intraeuropéen

Le volcanisme associé au rift est représenté en couleur orange. Les cercles pleins avec des fourchettes d'erreur correspondent à des âges radiométriques. Les différents pointillés orange indiquent des âges mal contraints où dont la méthode de détermination n'est pas précisée dans la littérature. Les traits continus indiquent les phénomènes mieux contraints (ou les manifestations pour lesquels on ose aventurer un âge plus "catégorique"). En traits bleus épais je note la distension. Les traits marrons fins représentent l'érosion.

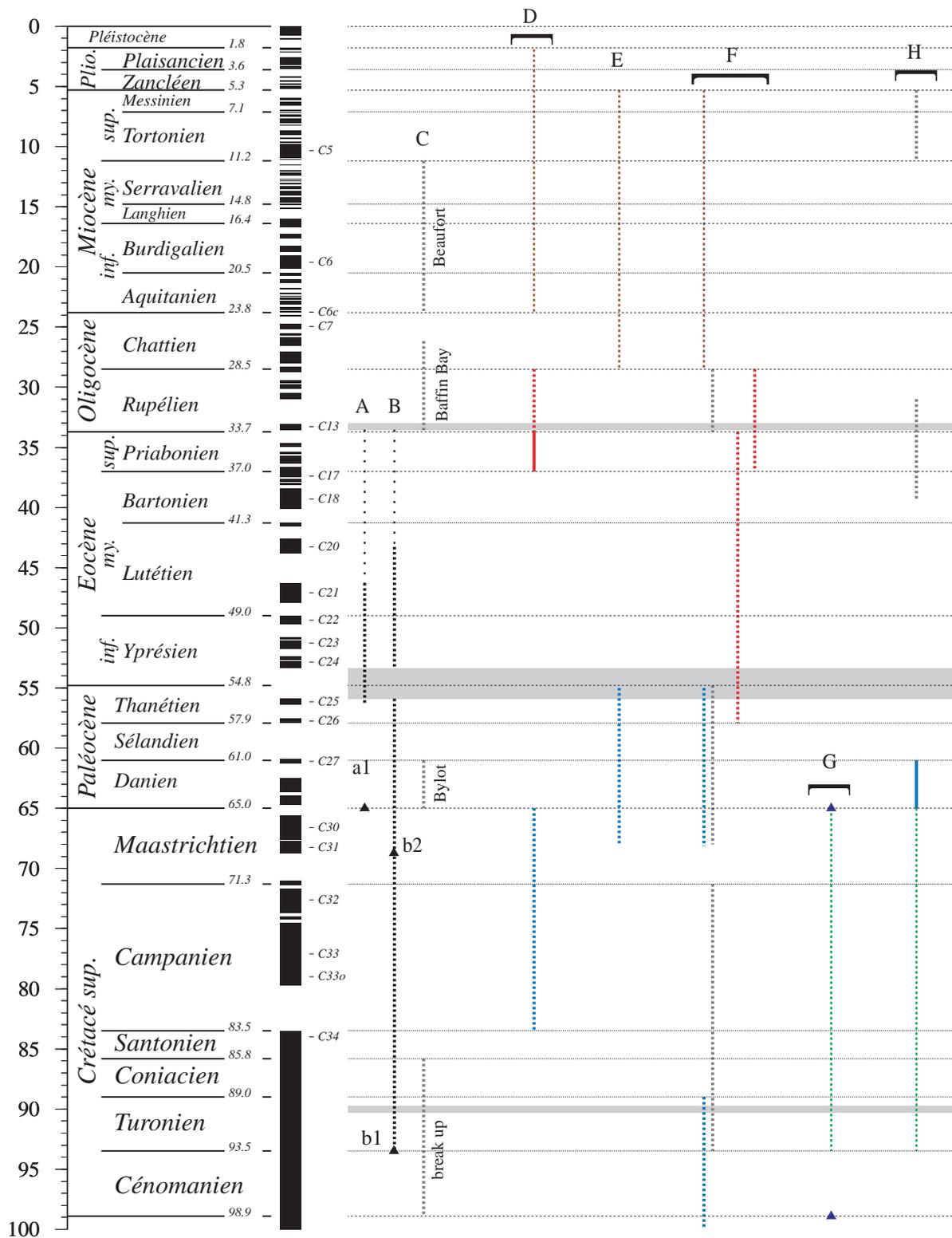


Figure III-8 : Tableau chronologique de la déformation tectonique dès l'archipel de la Reine Élisabeth jusqu'à la mer du Labrador.

(A) période pour laquelle Roest et Srivastava [1989] postulent l'existence d'une accréation océanique en baie de Bauffin ; (B) même pour la mer de Labrador. Ces auteurs défendent un modèle où l'accréation se propage de sud vers le nord. Celle-ci débiterait plus tôt au sud de la mer de Labrador (b1) qu'au nord (b2) et plutôt encore qu'en baie de Bauffin (a1). (C) principales discordances selon le travail classique de McWhae [1981]. (D) Tectonique du bassin Sverdrup (localisation en figure III-2) au niveau de l'archipel de la Reine-Élisabeth. (E) données à terre dans la région de la mer de Labrador. (F) et (G) concernent la marge orientale et occidentale respectivement de la baie de Bauffin, (H) la mer de Labrador.

Les traits continus correspondent aux phénomènes mieux contraints (ou aux manifestations pour lesquels on ose aventurer un âge plus "catégorique"). Les pointillés représentent des faits secondaires ou, le cas souvent, mal contraint chronologiquement. Les triangles correspondent à des estimations de début ou fin des certains événements.

Les traits rouges épais se rattachent à des inversions tectoniques. En bleu épais je note la distension. Finalement, les traits marron épais correspondent au soulèvement lato sensu, le gris épais à des hiatus sédimentaires et le vert à la subsidence.

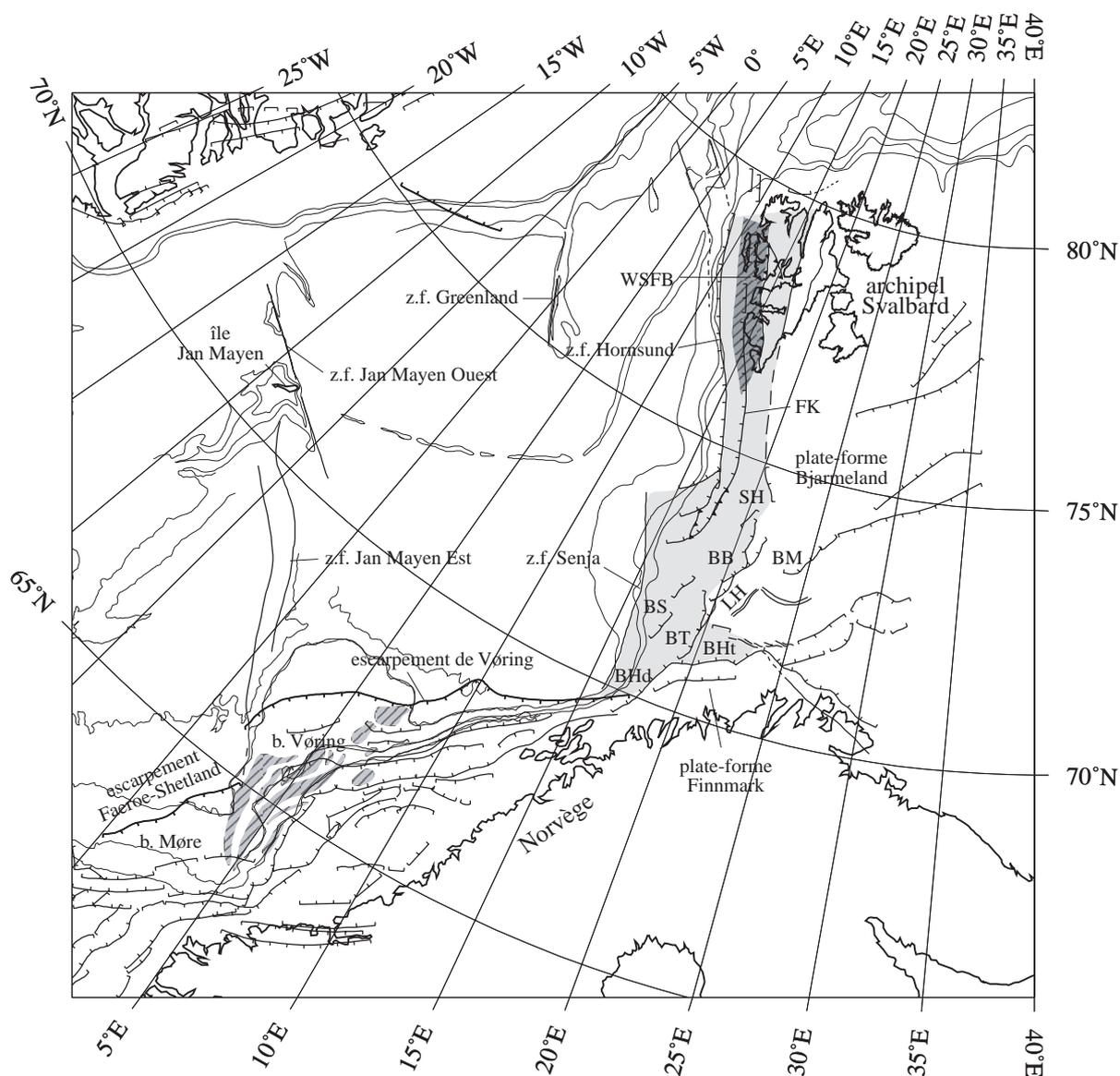


Figure III-9 : La déformation tertiaire sur la marge continentale de la Norvège et de l'archipel de Svalbard.

BB : bassin Bjørnøya ; BC : bassin central de Svalbard ; BHd : bassin Harstad ; BHt : bassin Hammerfest ; BM : dôme Svalis et bassin Maud ; BS : bassin Sørvestnager ; BT : bassin Trømsø ; FK : système de failles Knølegga ; LH : haut Loppa ; SH : haut Stappen ; WSFB : West Spitsbergen Fold-thrust Belt.

Sur la marge ouest de la mer de Barents, la déformation tertiaire de faible intensité est représentée de manière approximative par un grisé clair sans contour. Sur l'archipel de Svalbard, un grisé plus foncé avec des hachures indique l'orogène tertiaire.

À l'intérieur des bassins Vøring et Møre, le grisé avec des hachures délimite la présence de structures compressives d'après Skogseid et Eldholm [1987], Grunnaleite et Gabrielsen [1995] et Bjørnseth et al. [1997].

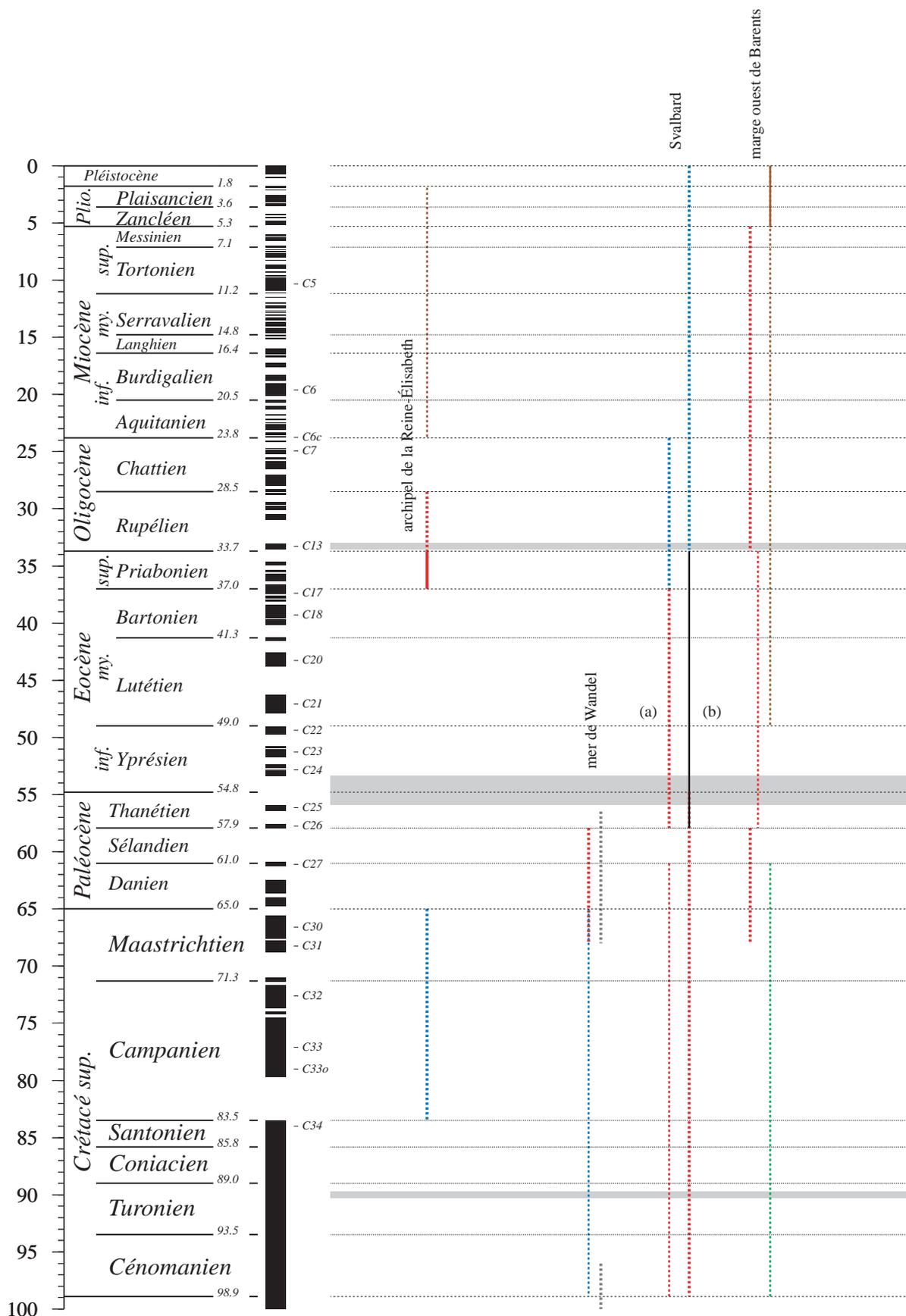


Figure III-10 : Tableau chronologique de la déformation tectonique dans la mer de Barents (particulièrement dans sa marge ouest) et au niveau de l'archipel de Svalbard.

Les traits continus correspondent aux phénomènes mieux contraints (ou aux manifestations pour lesquels on ose aventurer un âge plus "catégorique"). Les pointillés représentent des faits secondaires ou, le cas souvent, mal contraint chronologiquement. Les tiretés indiquent des phénomènes mineurs bien précis dans le temps.

Les traits rouges épais se rattachent à des inversions tectoniques, les rouges fins à la transpression. En bleu épais, il est noté les phénomènes de rifting, en bleu fin, la transtension. Le trait noir (Svalbard) marquerait une possible période de décrochement. Les traits marron correspondent au soulèvement lato sensu, le marron fin à l'érosion, les gris épais à des hiatus dans la série sédimentaire et les verts à la subsidence.

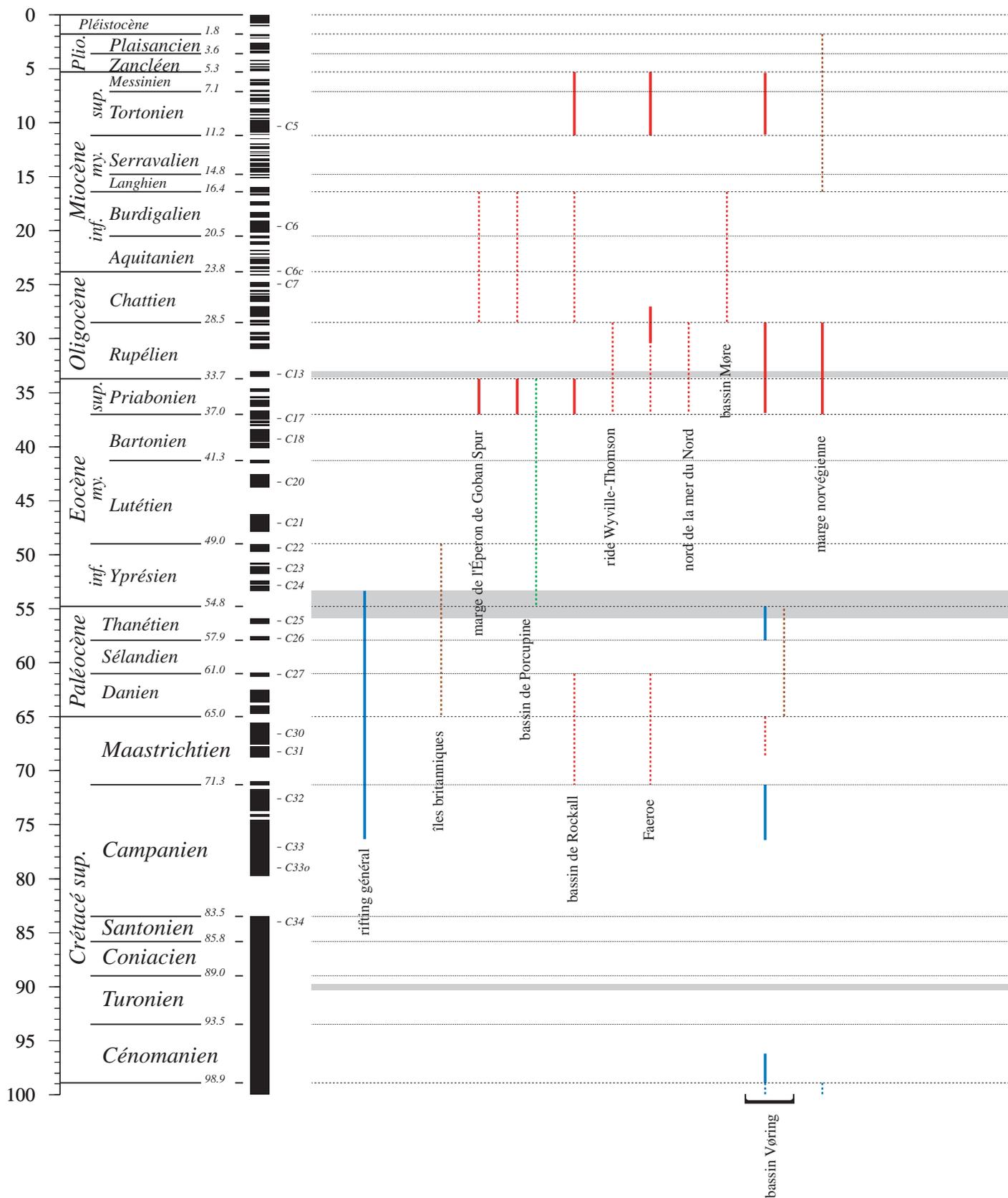


Figure III-11 : Tableau chronologique de la déformation tectonique dans la marge continentale entre le banc Porcupine (ouest de l'Irlande) et les îles Lofoten (nord de la Norvège).

Les traits continus correspondent aux phénomènes mieux contraints (ou aux manifestations pour lesquels on ose aventurer un âge plus "catégorique"). Les pointillés représentent des faits secondaires ou, le cas souvent, mal contraint chronologiquement. Les tiretés indiquent des phénomènes mineurs bien précis dans le temps.

Les traits rouges épais se rattachent à des inversions tectoniques, les traits rouges fins à la transpression. En bleu épais je note la distension. Finalement, les traits marron correspondent au soulèvement lato sensu, et le vert à la subsidence.

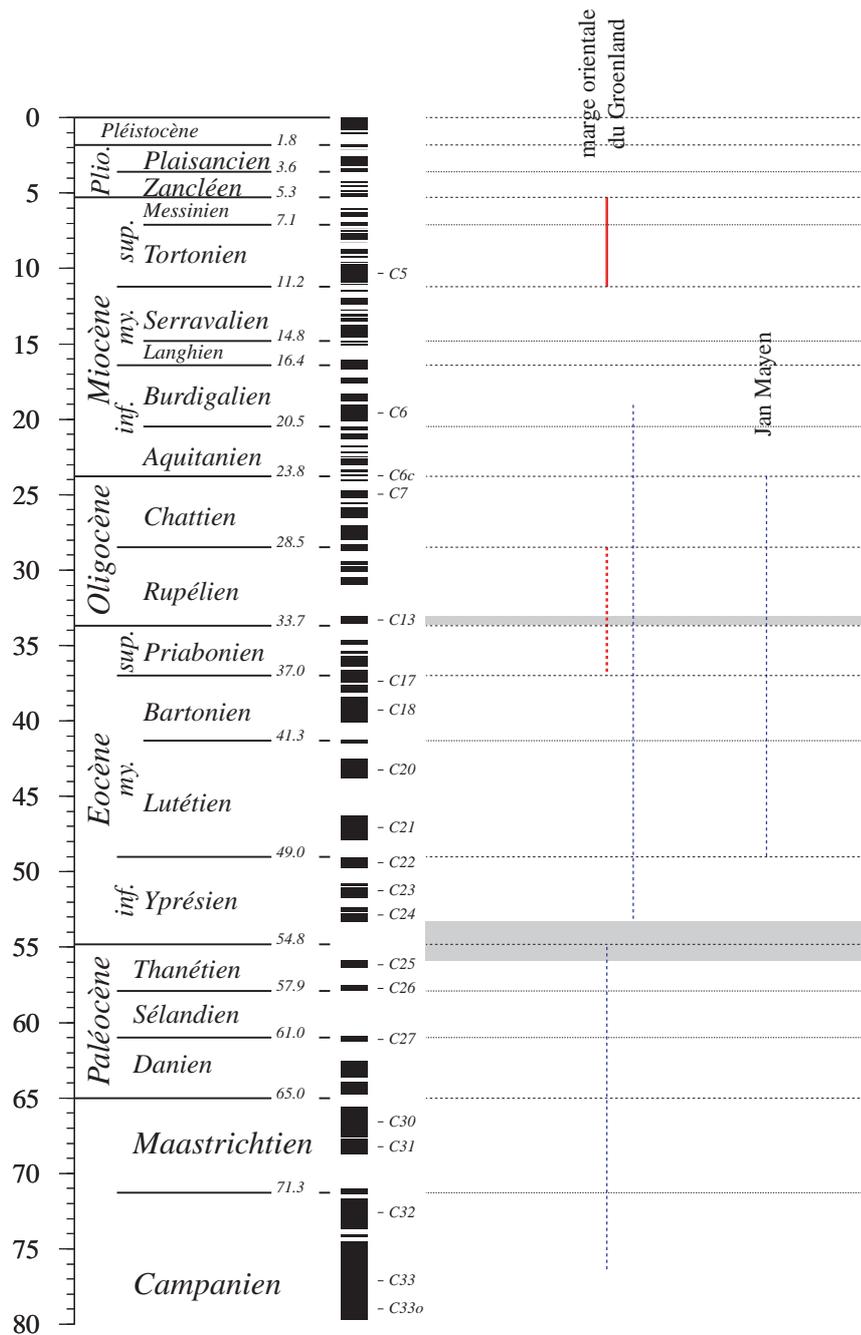


Figure III-12 : Tableau chronologique de la déformation tectonique dans la marge orientale du Groenland.

Les traits continus correspondent aux phénomènes mieux contraints (ou aux manifestations pour lesquels on ose aventurer une âge plus "catégorique"). Les pointillés représentent des faits secondaires ou, le cas souvent, mal contraint chronologiquement.

Les traits rouges épais se rattachent à des inversions tectoniques. En bleue, il est noté la distension.

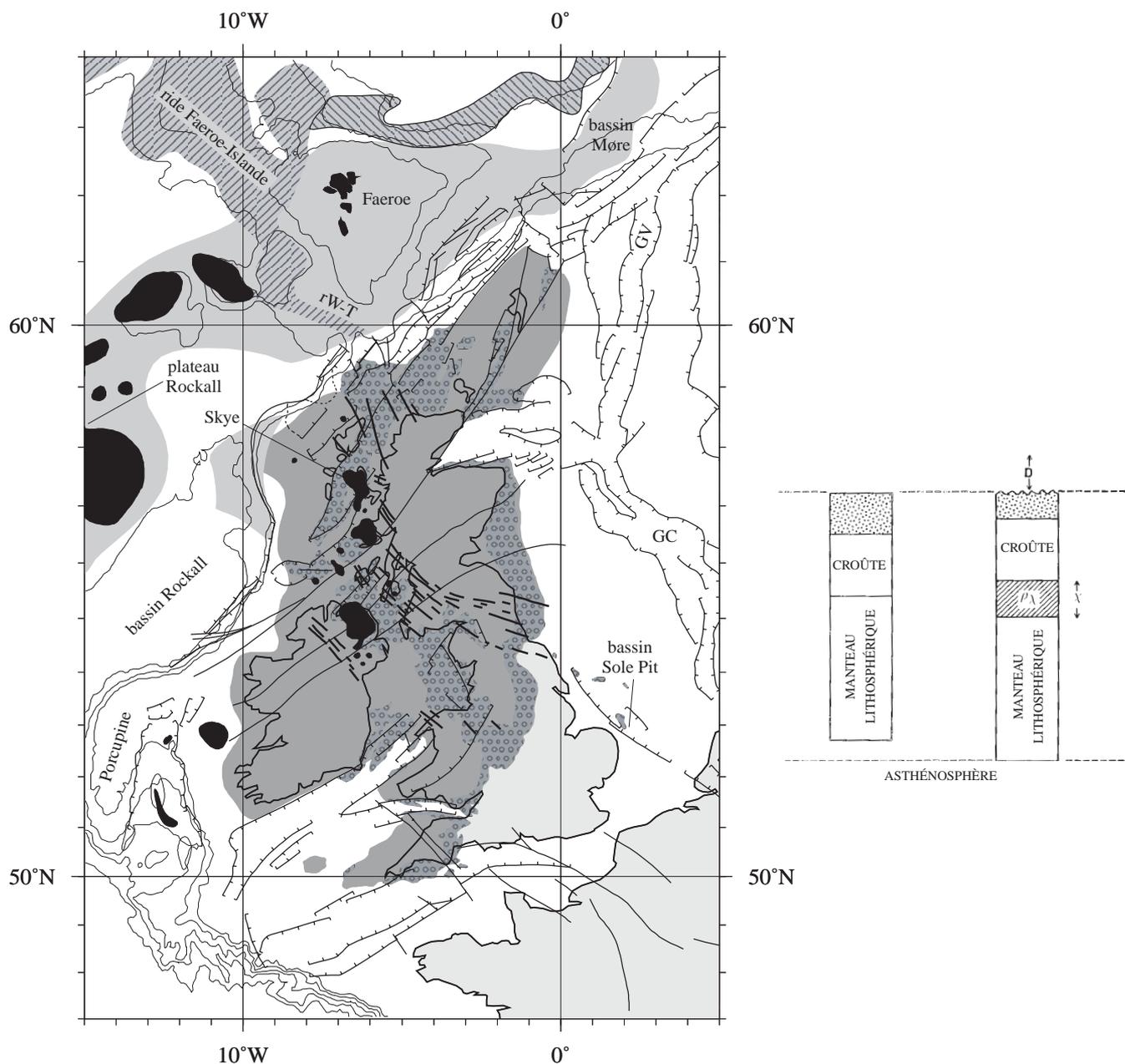


Figure III-13 : Le soulèvement de la région autour des îles Britanniques : relation avec le magmatisme thuléen.

GV : graben Viking ; GC : Graben central ; BM : bassin Møre ; rW-T : ride Wyville-Thomson.

Cette figure montre la plate-forme continentale anglo-irlandaise. Une série de trames représentent le volcanisme existant dans cette région. Au Nord-Ouest, un gris très clair, sans hachures ni contours, représente de manière approximative la distribution des coulées basaltiques. Le gris contouré avec des hachures pentées vers la droite correspond aux séries formées par les "seaward deeping reflectors" (SDR). En gris hachuré vers la gauche et sans contour, j'ai représenté une partie de la ride Faeroe-Islande-Groenland. En noir, j'ai dessiné les intrusions volcaniques thuléennes. Les traits noirs sur les îles Britanniques correspondent à des dykes. Les contours fins sans grisé au niveau du bassin Porcupine représentent des centres volcaniques secondaires.

Sur les îles Britanniques [d'après Brodie et White, 1995], le gris foncé sans contour délimite l'étendue des affleurements en surface des roches paléozoïques ou plus anciennes. Le gris avec des petits cercles montre les zones où le Permo-Trias apparaît en surface. Ces régions ont été exhumées au Tertiaire. Brodie et White [1995] suggèrent que ce soulèvement est conséquence d'un sous-placage magmatique régional dont les traces en surface sont les intrusions volcaniques et les dykes existant dans cette région. Le sous-placage devrait produire le soulèvement en surface pour maintenir l'équilibre isostatique (voir schéma).

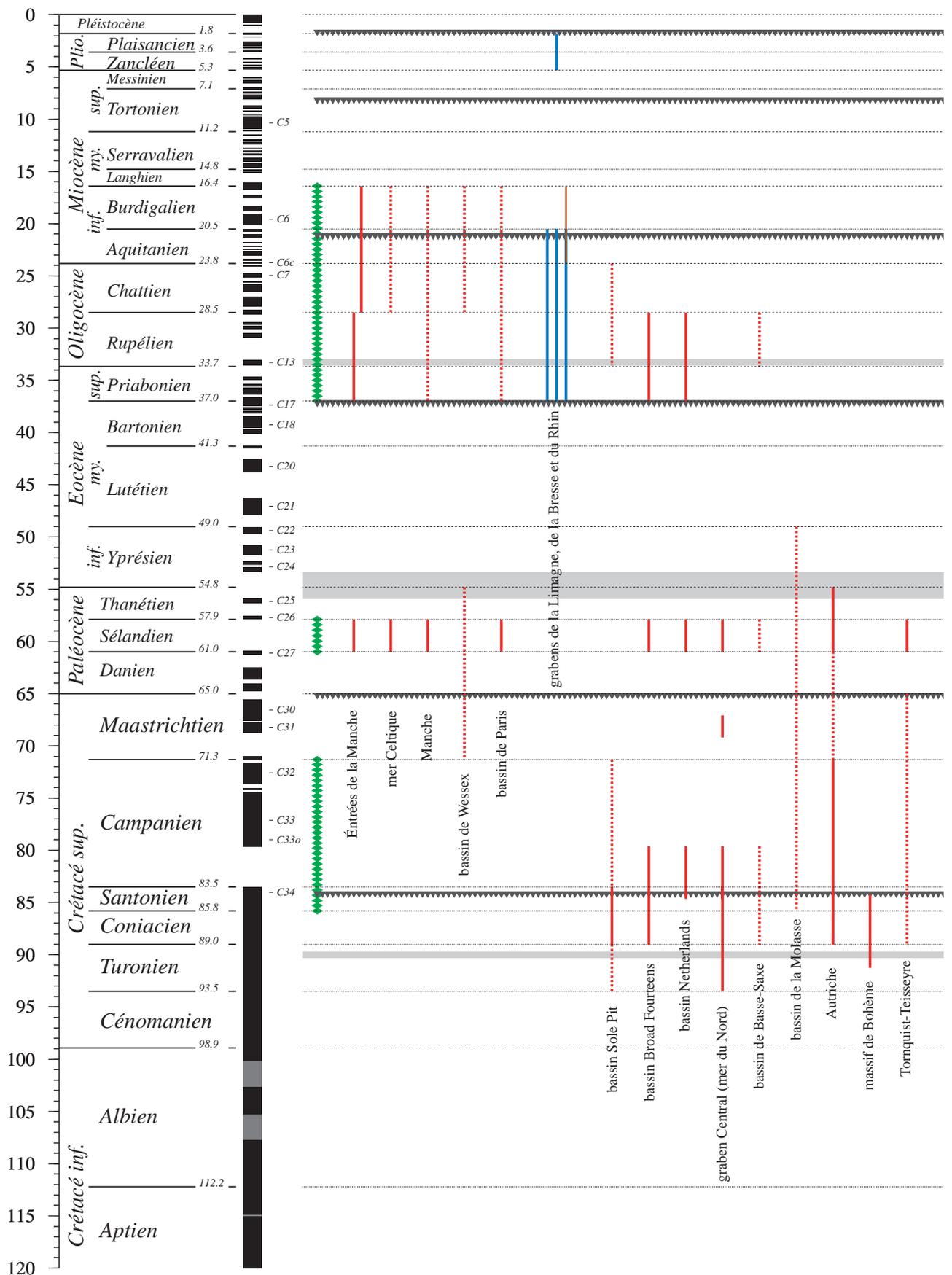


Figure III-14 : Tableau chronologique de la déformation intraplaque dans l'avant-pays européen.

Les traits continus représentent les inversions tectoniques mieux contraintes. En pointillés, celles qui sont secondaires ou mal contraint chronologiquement. Les segments verticaux de couleur verte correspondent aux phases de déformation de Ziegler [1987d]. Les lignes horizontales noirs signalent les événements tectoniques ponctuels de Guiraud et Bosworth, 1997].

La comparaison de cette figure avec les figures III-15 à III-18 montre quelques points remarquables :

a) la déformation intraplaque à l'intérieur du continent européen se produit au Crétacé supérieur—Paléocène moyen et entre l'Éocène supérieur et le Miocène séparés par une période de calme tectonique à l'Éocène inférieur et moyen.

b) La déformation intraplaque dans l'avant-pays européen semble avoir aussi une distribution temporelle particulière. Pendant le Crétacé supérieur elle est concentrée à l'est des grabens oligocènes, entre la mer du Nord et le linéament Tornquist-Teisseyre. À partir de l'Éocène supérieur, elle se présente plutôt dans la moitié occidentale, particulièrement autour des îles britanniques et la Manche.

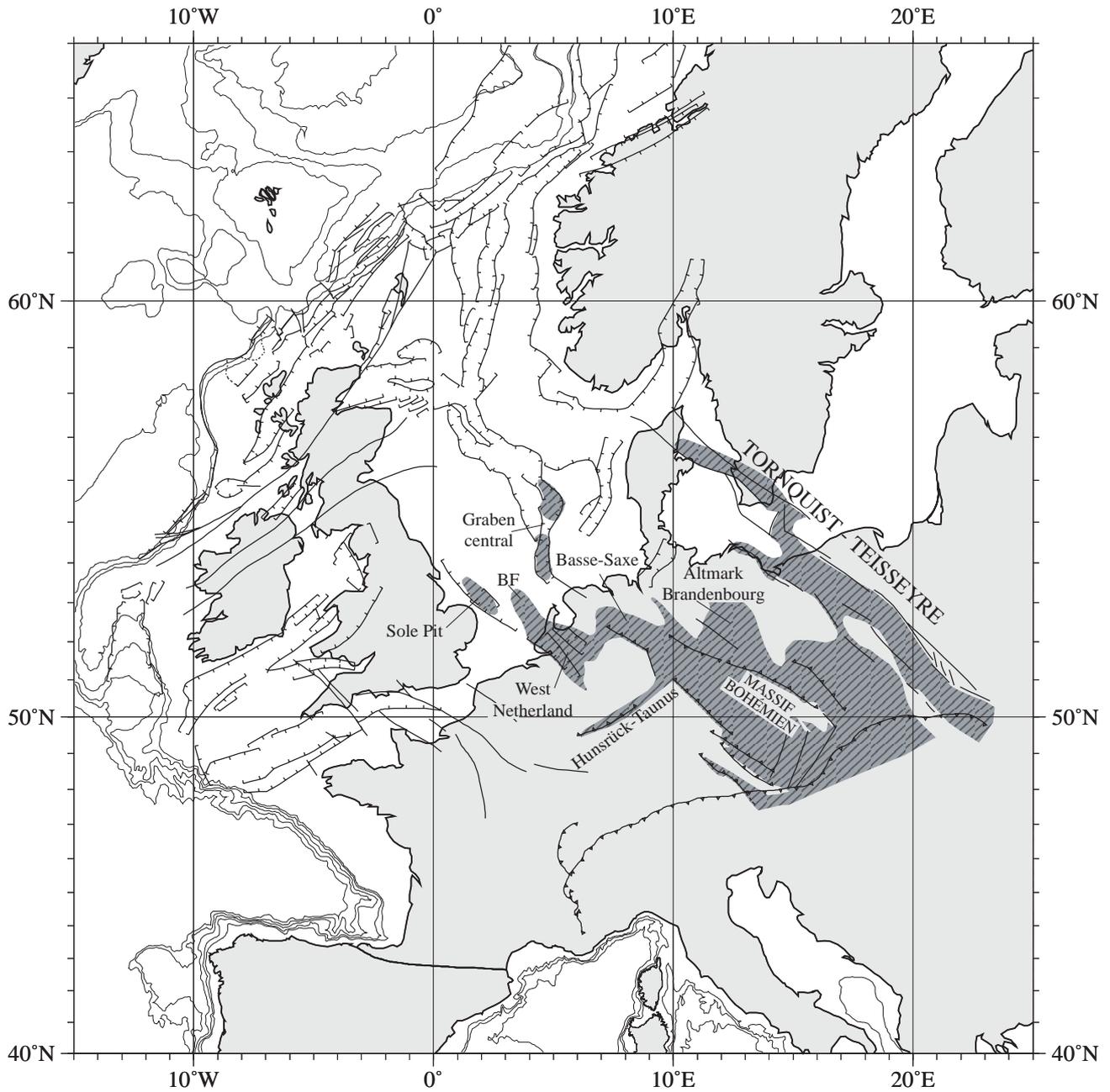


Figure III-15 : Etendue de la phase de déformation “sub-hercynienne” (Turonien supérieur—Campanien) dans l’avant-pays européen d’après Ziegler [1987d].

BF : bassin Broad Fourteens

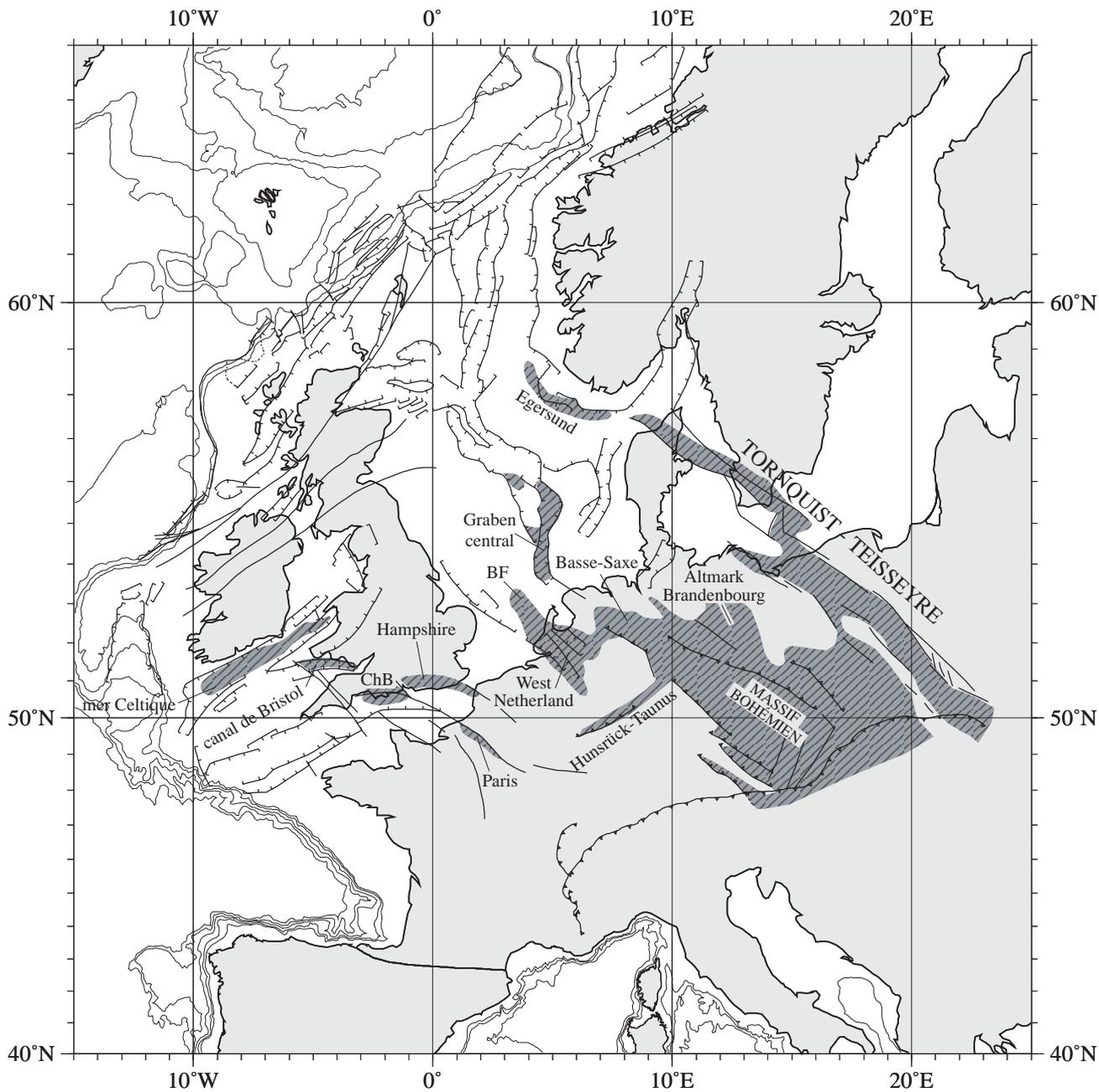


Figure III-16 : Etendue de la phase de déformation “laramienne” (Paléocène moyen) dans l’avant-pays européen d’après Ziegler [1987d].

BF : bassin Broad Fourteens ; ChB : bassin Channel

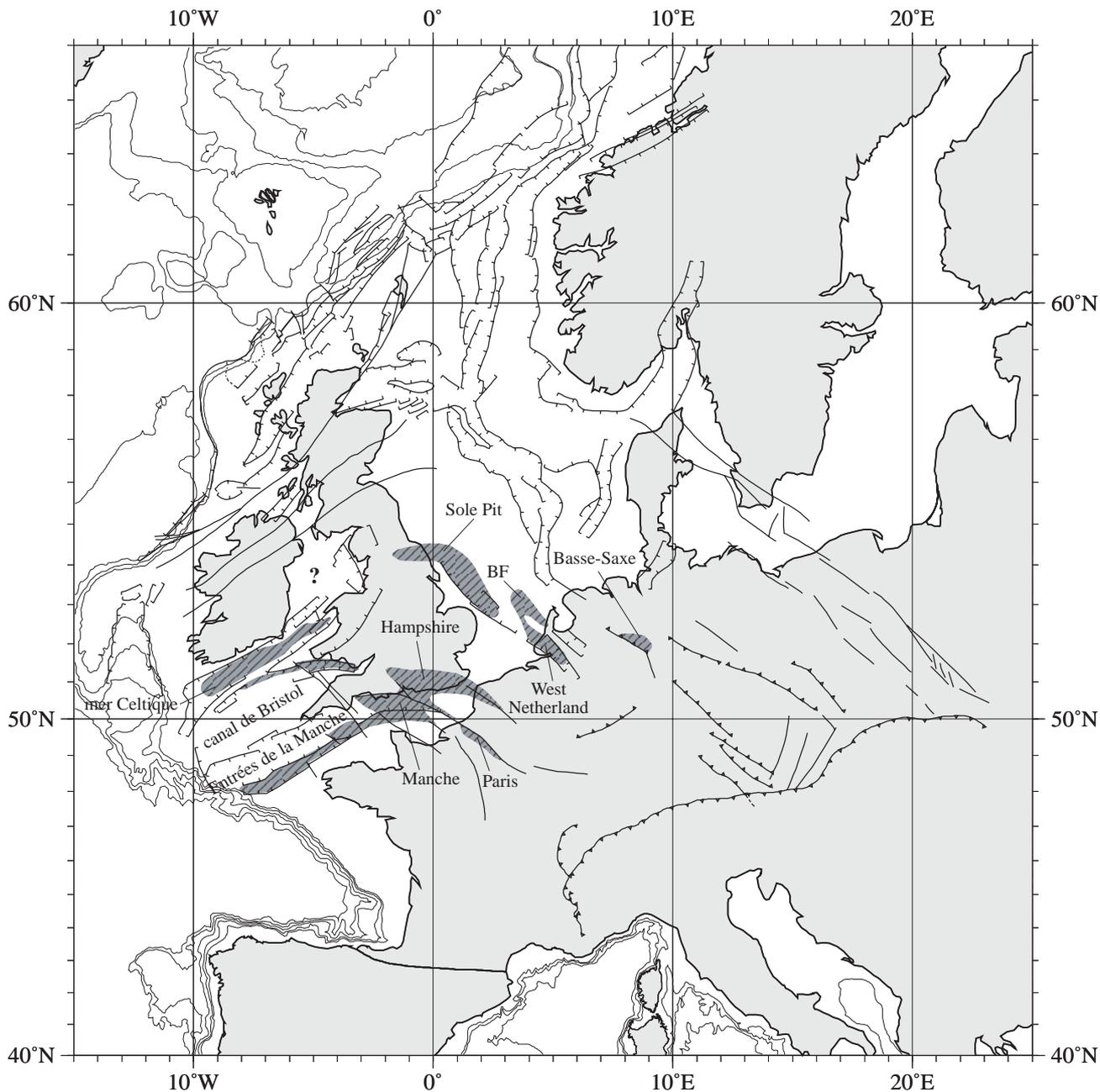


Figure III-17 : Etendue de la phase de déformation “éo-oligocène” dans l’avant-pays européen d’après Ziegler [1987d].

BF : bassin Broad Fourteens.

J’ai placé un “?” au niveau du bassin Manx-Furness (dans la mer d’Irlande). Si ce bassin se trouve aujourd’hui soulevé —comme d’ailleurs la plupart des îles Britanniques— les coupes sismiques de la littérature ne permettent pas d’en déduire une inversion tectonique postulée dans la compilation de Ziegler [1987d].

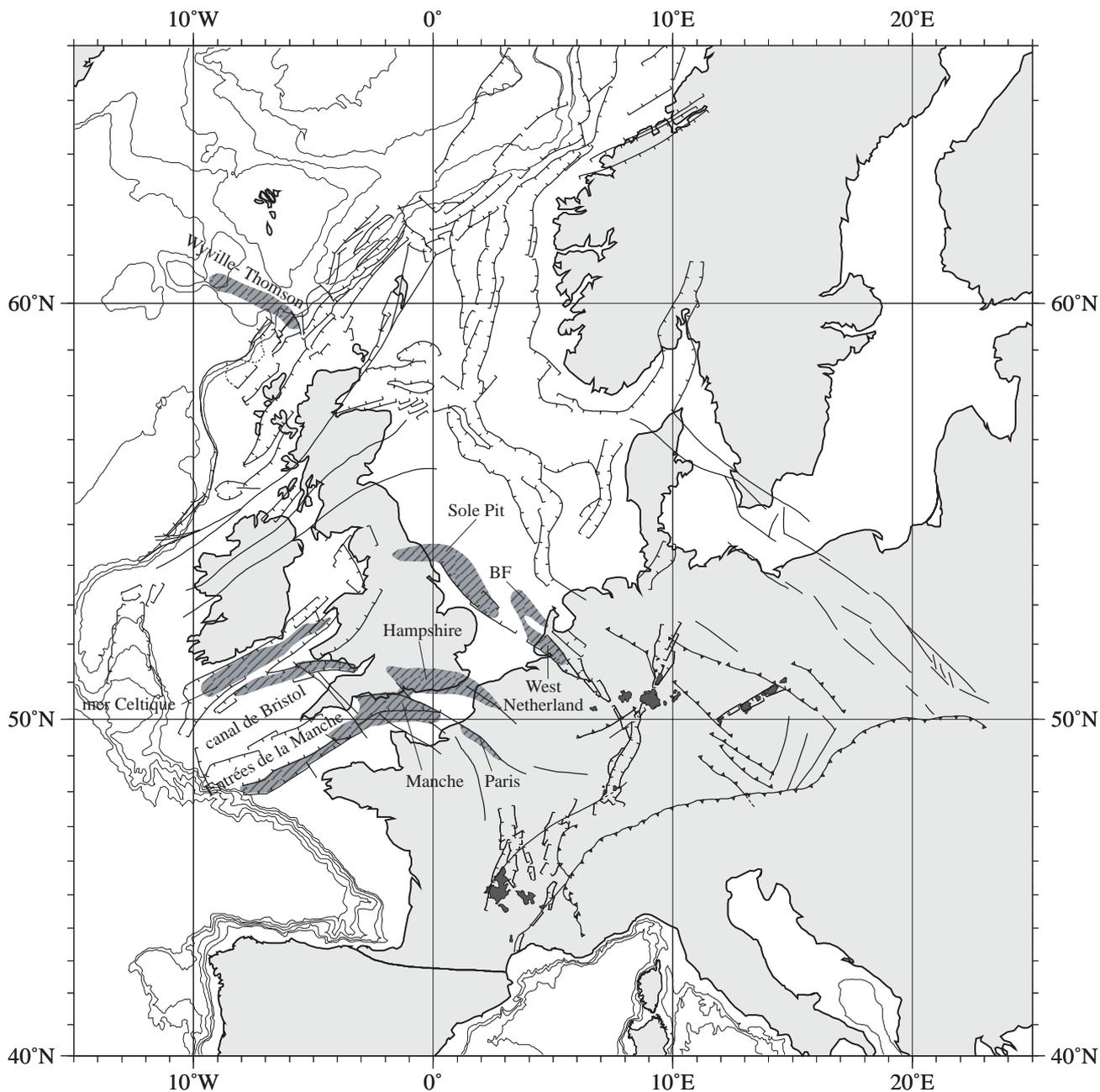


Figure III-18 : L'étendue de la phase de déformation "oligo-miocène" dans l'avant-pays européen d'après Ziegler [1987d].

BF : bassin Broad Fourteens.

Ziegler [1987d] note l'existence d'une déformation compressive sur la ride volcanique Wyville-Thomson. Cette déformation n'est pas isolée. En réalité, tout le bord de la marge européenne, de l'archipel de Svalbard jusqu'au Portugal, a subi de la déformation à différents moments. Ce point est discuté dans le texte et sur les figures III-9 à III-11 ainsi que sur la figure III-20.

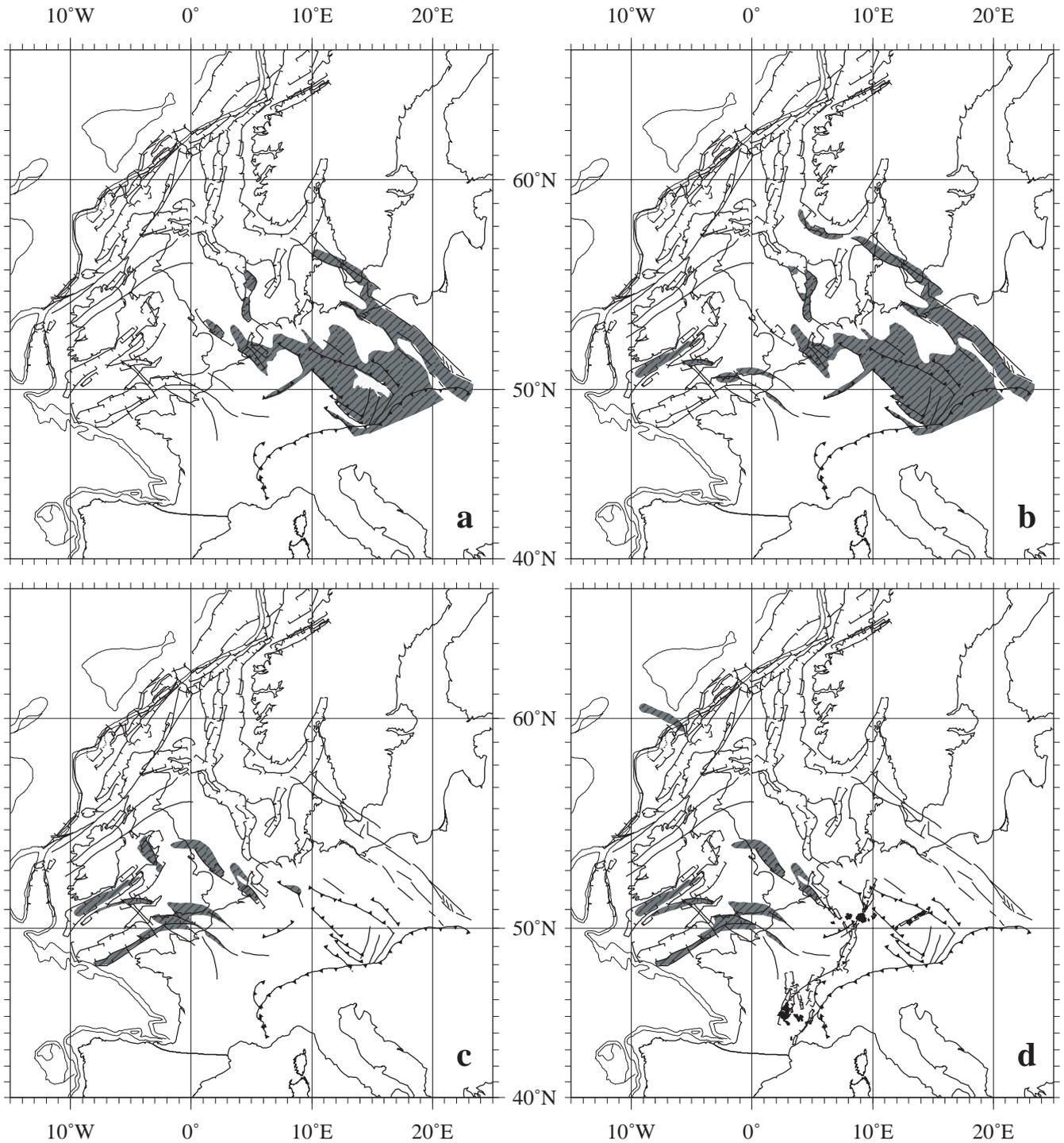


Figure III-19 : Distribution dans le temps de la déformation intraplaque dans l'avant-pays alpin (d'après les dessins de Ziegler [1987d]).

(a) phase "sub-hercynienne" (Turonien supérieur—Campanien) ; (b) phase "laramienne" (Paléocène moyen) ; (c) phase "éolo-oligocène" ; (d) phase "oligo-miocène".

Cette figure montre le déplacement dans le temps de la déformation intraplaque à l'intérieur de l'Europe, de l'Est vers l'Ouest.

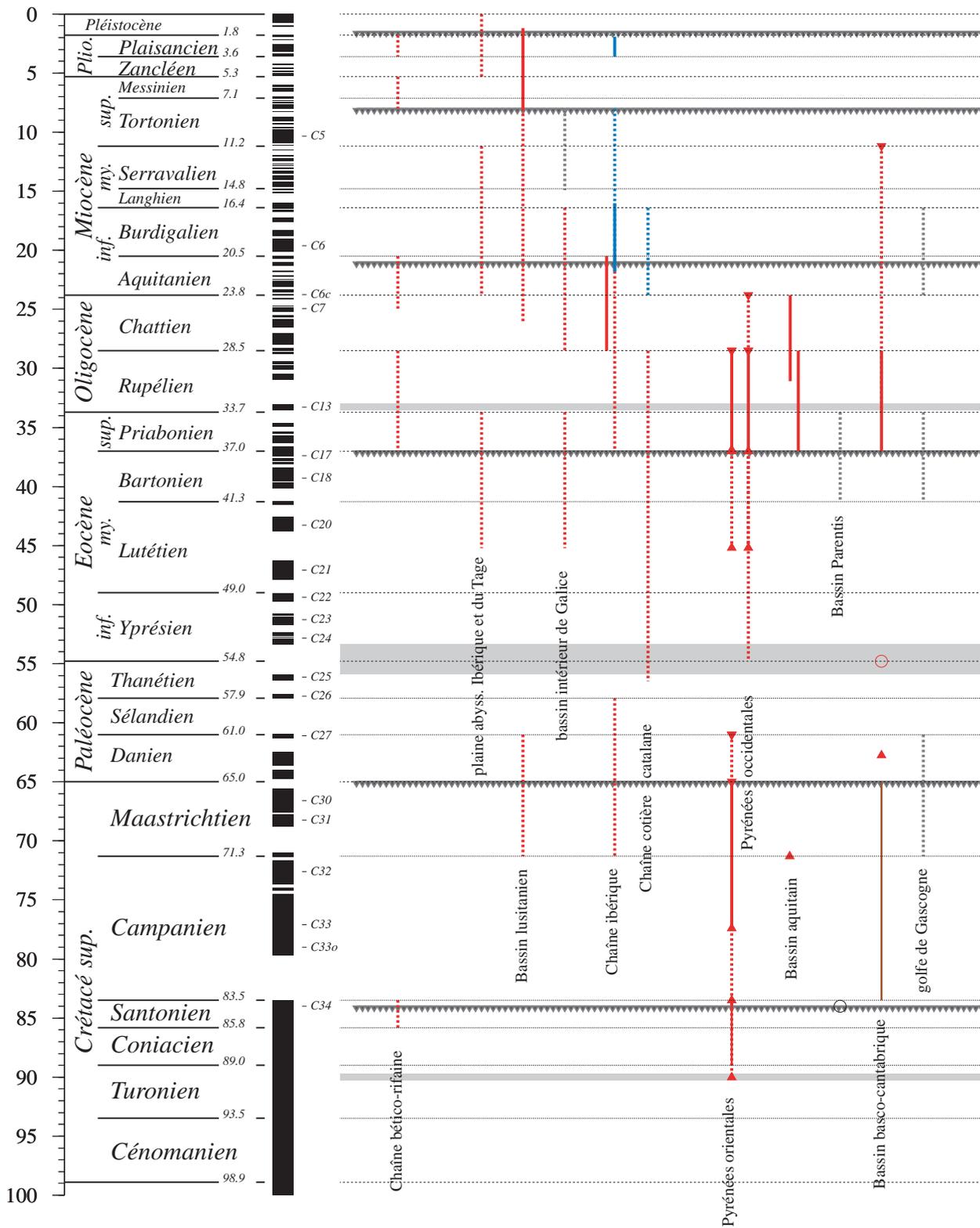


Figure III-20 : Tableau chronologique de la déformation tectonique de la plaque ibérique.
 Les traits continus correspondent aux phénomènes mieux contraints (ou aux manifestations pour lesquels on ose aventurer un âge plus "catégorique"). Les pointillés représentent des faits secondaires ou, le cas souvent, mal contraint chronologiquement. Les triangles correspondent à des estimations de début ou fin des certains événements.
 Les traits rouges épais se rattachent à des inversions tectoniques. En bleue, je note la distension post-orogénique, en marron épais le soulèvement lato sensu et en gris les hiatus dans les séries sédimentaires.
 Les lignes horizontales noirs signalent les événements tectoniques ponctuels de Guiraud et Bosworth, [1997].

Chapitre IV

—

ANALYSE CINEMATIQUE

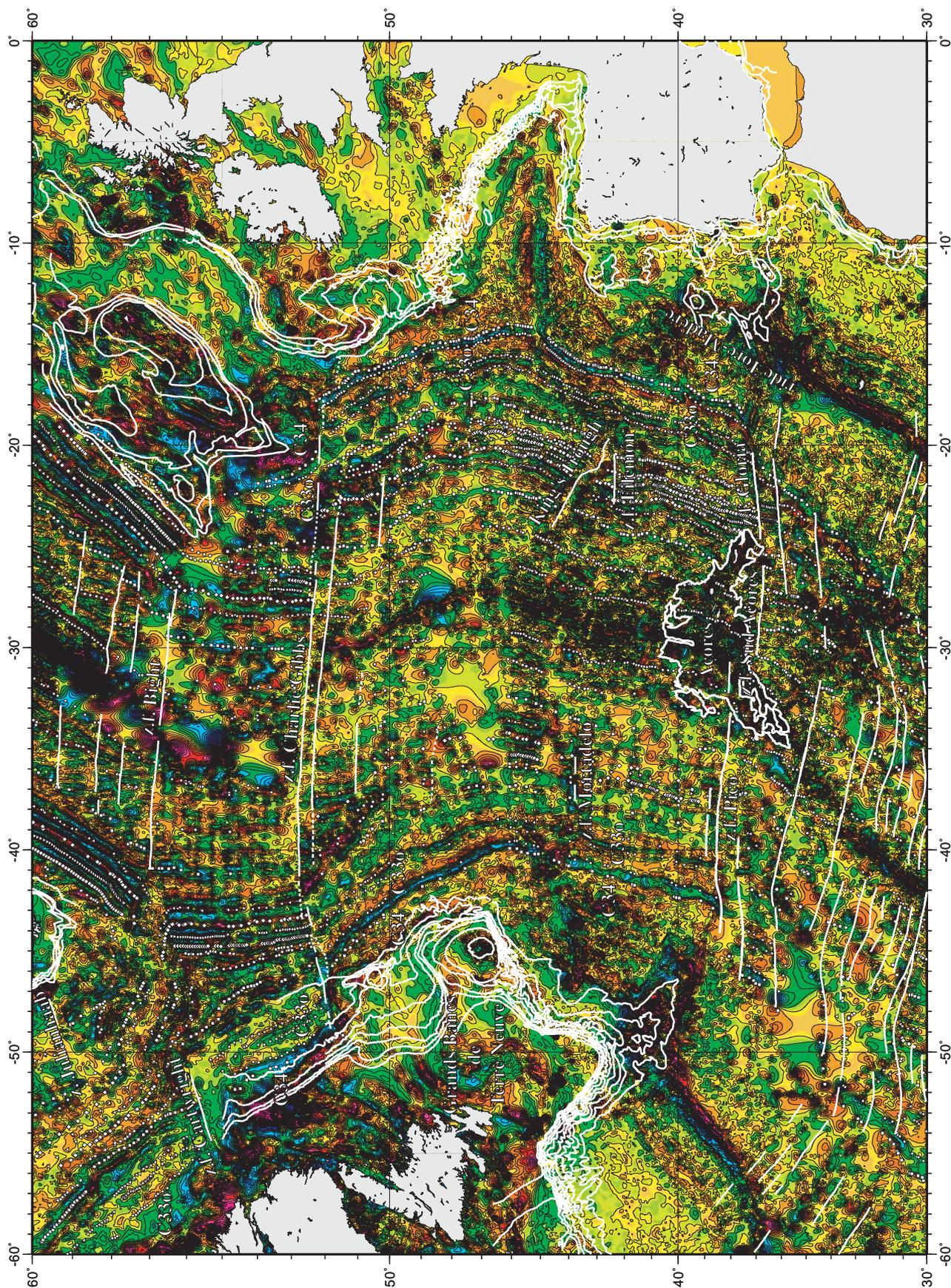


Figure IV-1 : Carte des anomalies magnétiques de l'Atlantique Nord (d'après les données de Macnab et al. [1995]).

La palette de couleur va du violet et du rouge (pour les valeurs positives des anomalies) jusqu'au bleu (pour les valeurs négatives). Les traits blancs représentent des repères morpho-structuraux simplifiés : les marges continentales, les principales zones de fracture, la dorsale médio-atlantique et le plateau des Açores. Ce dernier a été numérisé à partir de l'isobathe 2000 m. Les autres structures ont été interprétées à partir des données altimétriques de Sandwell et Smith [1997]. Les symboles blancs (triangles, cercles, carrés, ...) correspondent aux anomalies magnétiques pointées et utilisées dans les reconstitutions. L'anomalie inverse entre les anomalies C330 (~79 Ma, Campanien) et C34 (~84 Ma, Santonien) est particulièrement bien visible entre les zones de fracture Charlie Gibbs et Pico—Gloria.

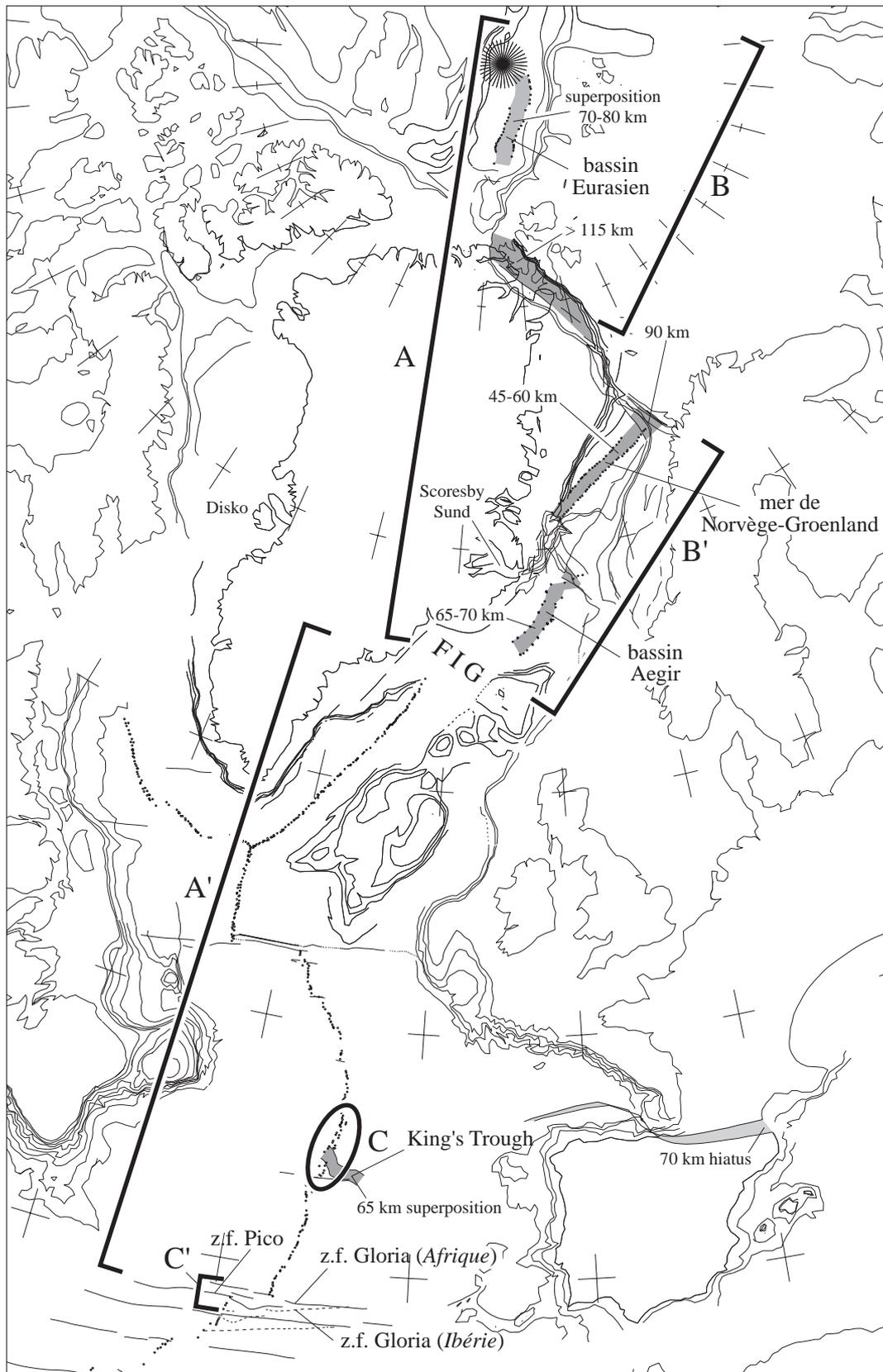


Figure IV-2 : Exemple de reconstitution à “trois plaques” (Amérique du Nord, Groenland, Eurasie), plus l’Ibérie et l’Afrique.

Paramètres de rotation par rapport à l’Amérique du Nord : Groenland 63.11 -83.71 -3.03 ; Jan Mayen 76.06 -12.27 -36.33
Eurasie 59.71 141.40 -10.20 ; Ibérie 74.67 122.84 -11.19 ; Afrique 74.51 -4.83 -15.32

Cette figure montre qu’on ne peut pas agencer, avec juste trois plaques, le nord et le sud de l’Atlantique Nord : du point de vue de l’ajustement cinématique, il y a deux grandes régions océaniques (A et A’) séparées par la ride Faeroe-Islande-Groenland (FIG). Ce misfit est de premier ordre. Les misfits de second ordre, moins importants, se situent à l’intérieur des segments de premier ordre et comprennent des subdivisions formées par un bassin (B) ou deux (B’). Les misfits de troisième ordre bien que pouvant atteindre des amplitudes supérieures à ceux de second ordre ont une distribution géographique beaucoup plus restreinte (C ou C’).

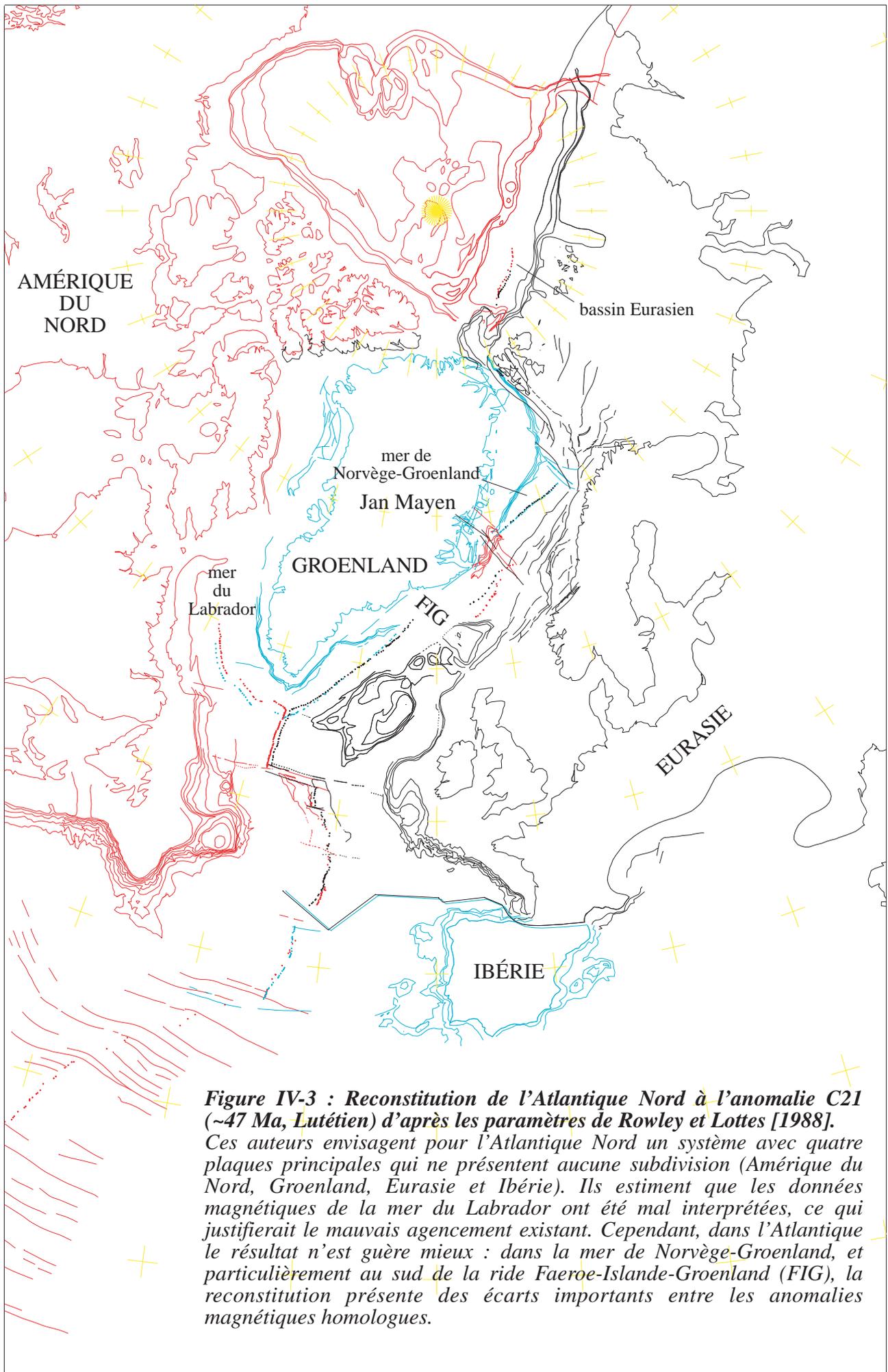


Figure IV-3 : Reconstitution de l'Atlantique Nord à l'anomalie C21 (~47 Ma, Lutétien) d'après les paramètres de Rowley et Lottes [1988]. Ces auteurs envisagent pour l'Atlantique Nord un système avec quatre plaques principales qui ne présentent aucune subdivision (Amérique du Nord, Groenland, Eurasie et Ibérie). Ils estiment que les données magnétiques de la mer du Labrador ont été mal interprétées, ce qui justifierait le mauvais agencement existant. Cependant, dans l'Atlantique le résultat n'est guère mieux : dans la mer de Norvège-Groenland, et particulièrement au sud de la ride Faeroe-Islande-Groenland (FIG), la reconstitution présente des écarts importants entre les anomalies magnétiques homologues.



Figure IV-4 : Reconstitution à l'anomalie C21 en considérant l'Amérique du Nord rigide, d'après Kress [1990]

L'Amérique du Nord est rigide. Le Groenland et l'Eurasie ne le sont pas. Le Groenland présente une frontière de second ordre qui va de Disko à Scoresby Sund. L'Eurasie en a une autre qui suit la mer du Nord et le linéament Tornquist-Teisseyre. Les hachures correspondent aux zones qui doivent subir des phénomènes distensifs post-anomalie C21, les hiatus correspondent aux zones qui vont être comprimées.

L'Amérique du Nord est fixe dans sa position actuelle. Différents symboles représentent les identifications des anomalies magnétiques sur la plaque nord-américaine (cercles), les deux sous-plaques de l'Eurasie (croix), la plaque sud-groenlandaise (triangles) et la plaque nord-groenlandaise (carrés).

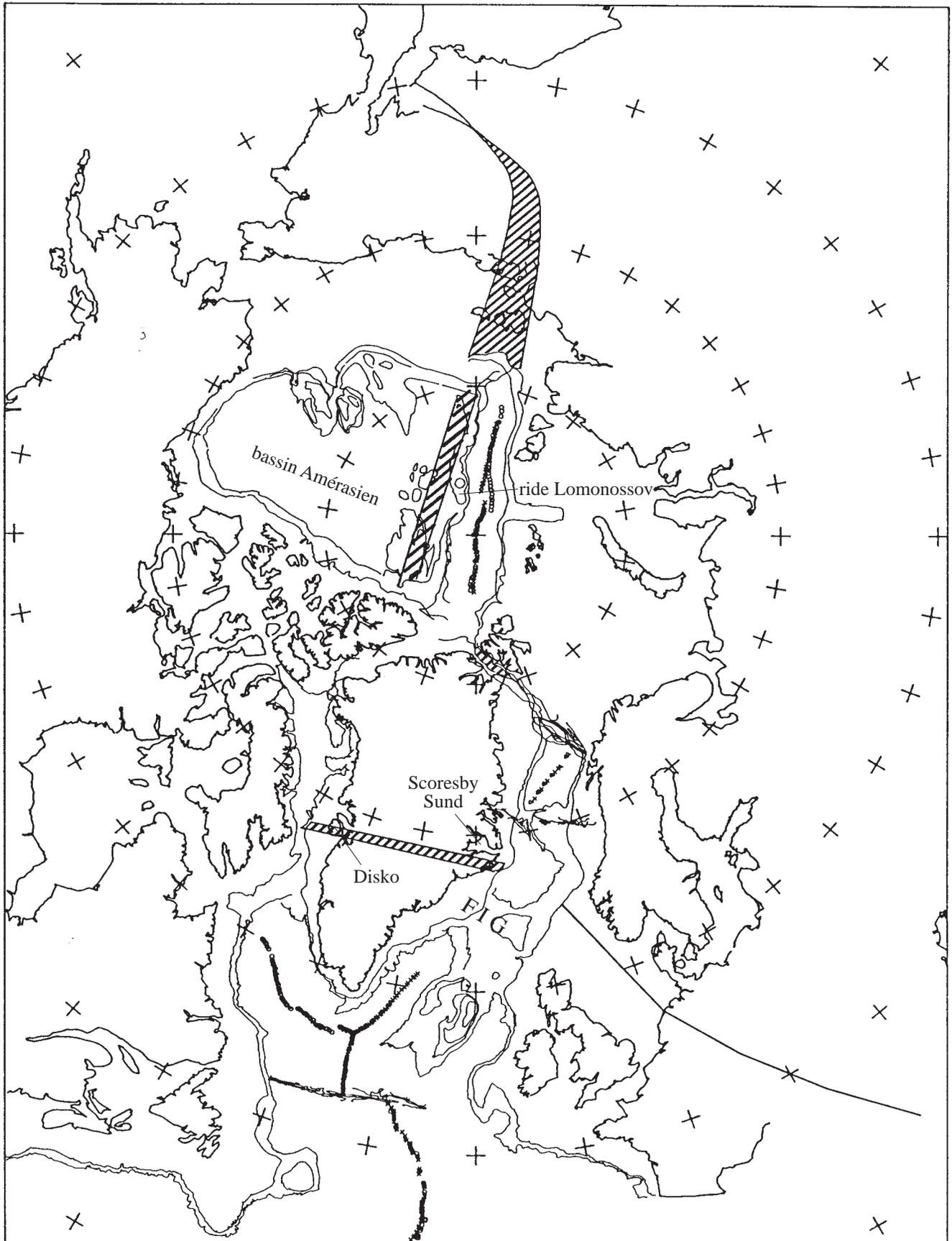


Figure IV-5 : Reconstitution à l'anomalie C21 en considérant l'Eurasie rigide, d'après Kress [1990]

L'Eurasie est rigide. Le Groenland et l'Amérique du Nord ne le sont pas. Le Groenland présente une frontière de second ordre qui va de Disko à Scoresby Sund. La ride de Lomonossov présente un mouvement différentiel par rapport au reste de l'Amérique du Nord. Les hachures correspondent aux zones qui doivent subir des phénomènes distensifs post-anomalie C21, les hiatus correspondent aux zones qui vont être comprimées. L'Amérique du Nord est fixe dans sa position actuelle. Différents symboles représentent les identifications des anomalies magnétiques sur la plaque nord-américaine et la ride de Lomonossov (cercles), l'Eurasie (croix), la plaque sud-groenlandaise (triangles) et la plaque nord-groenlandaise (carrés).

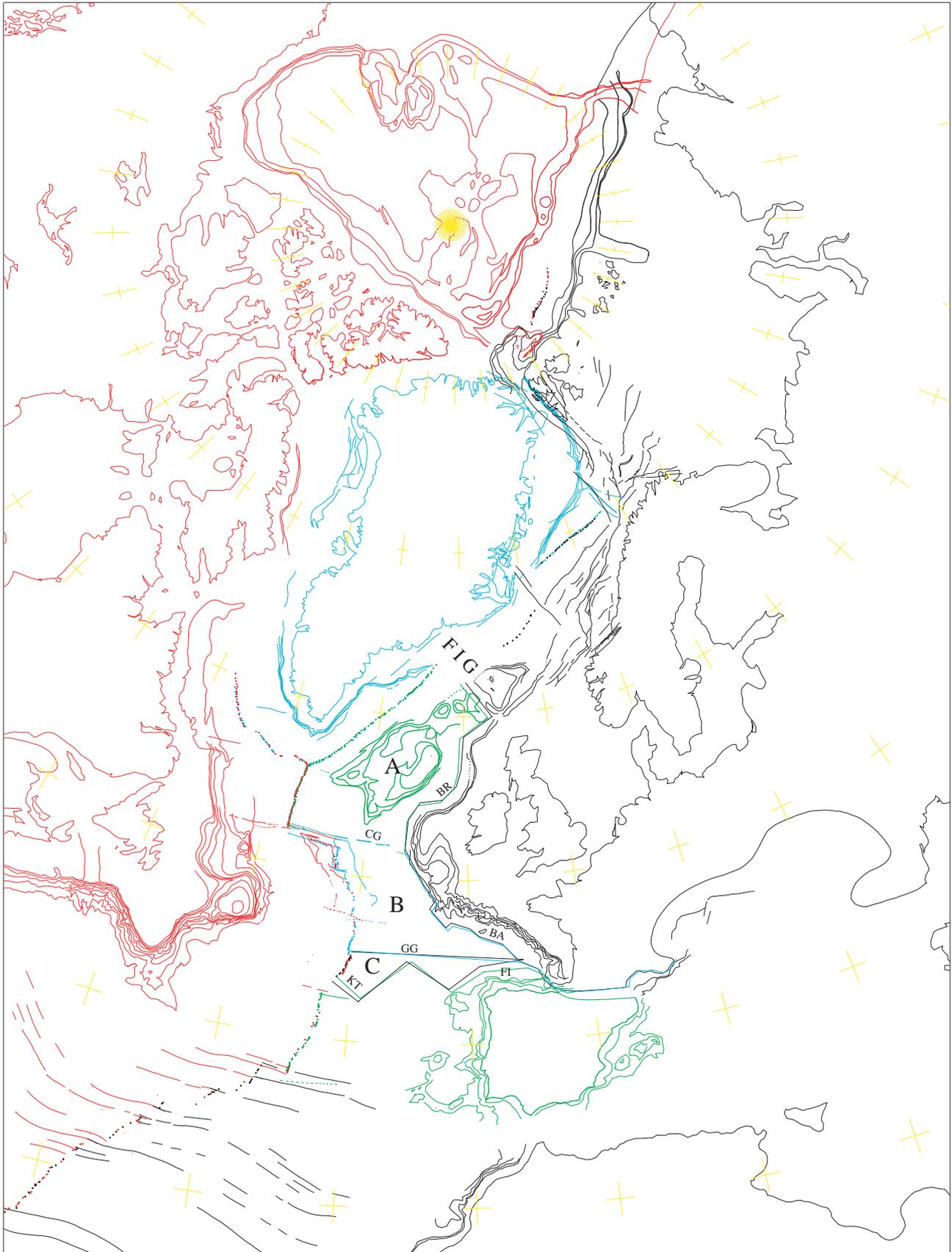


Figure IV-6 : Reconstitution à l'anomalie C21 d'après Srivastava et al. (plusieurs références).

Ces auteurs divisent la partie sud-occidentale de l'Eurasie, entre la plaque Ibérie et la ride Faeroe-Islande-Groenland (FIG), en une série de plaques indépendantes :

Rockall (A) limité par la ride FIG au Nord (FIG), la dorsale médio-atlantique à l'Ouest, la zone de fracture Charlie Gibbs au Sud (CG) et le bas de la marge à l'ouest de l'Irlande à l'Est (BR) ;

Porcupine (B) limité par Charlie Gibbs au Nord (CG), la limite de la croûte océanique typique dans le golfe de Gascogne à l'Est (BA) et l'ancien axe d'expansion océanique dans le golfe de Gascogne au Sud (GG) ;

King's Trough (C) comprise entre l'ancien axe d'expansion dans le golfe de Gascogne (GG) et l'actuelle frontière entre l'Ibérie et l'Eurasie, qui va de King's Trough (KT) à la fosse marginale nord-ibérique (FI).

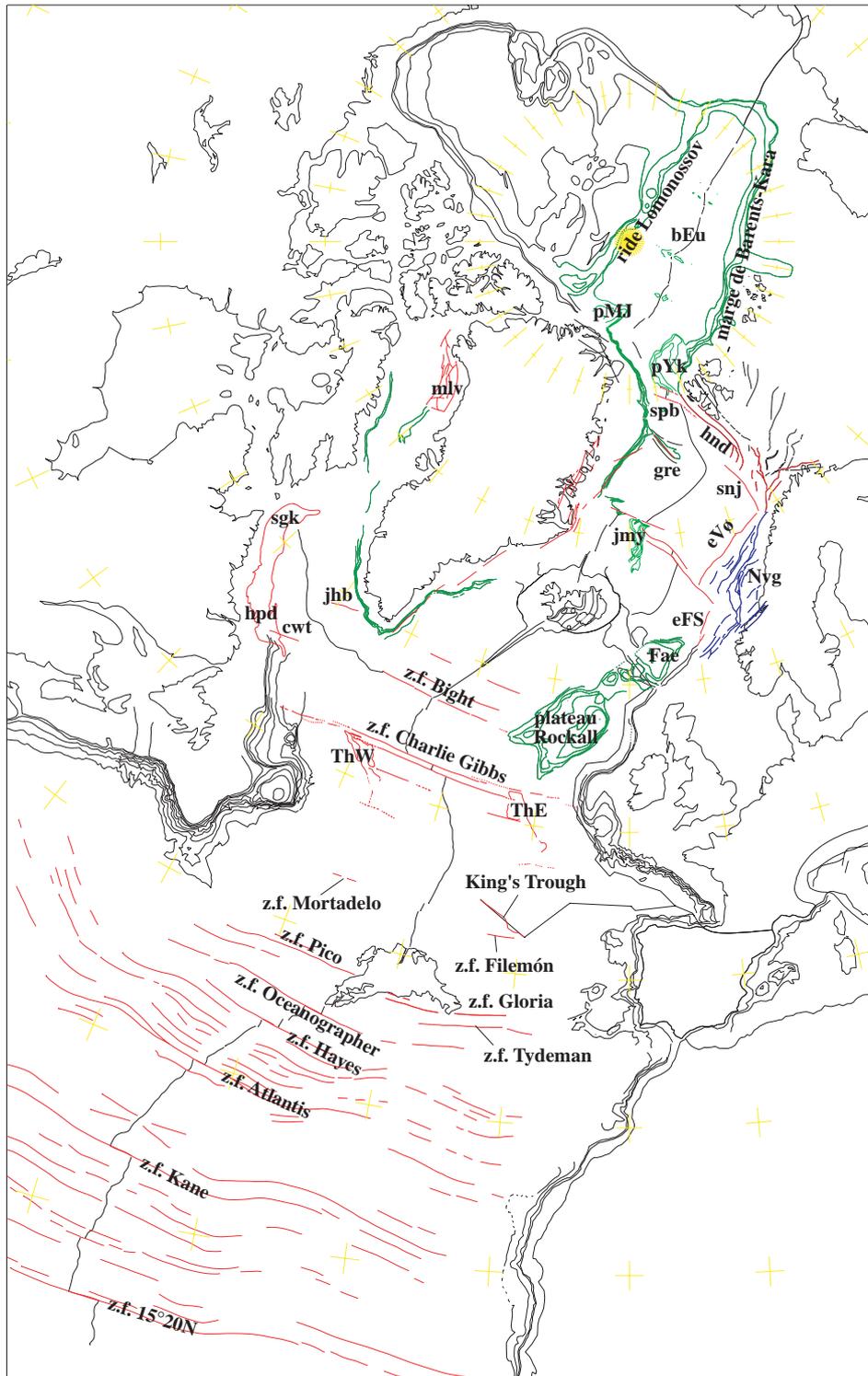


Figure IV-7 : Les traits structuraux ou volcaniques utilisés dans mes reconstitutions.

Sur cette figure sont représentées en couleur rouge les structures océaniques. Les isobathes utilisées sont montrées en vert. Du Nord au Sud :

la ride de Lomonossov ; la marge continentale de Barents—Kara ; (**bEu**) quelques reliefs dans le bassin Eurasien dont l'homologie suggère la liaison avec des structures de type zone de fracture ; les plateaux volcaniques homologues Morris Jesup (**pMJ**) et Yermak (**pYk**) ; deux zones de fracture (zf) : Spitsbergen au Nord et Molloy au Sud (**spb**) ; la zf Hornsund (**hnd**) ; les zf homologues Greenland (**gre**) et Senja (**snj**) ; (**jmy**) les zf Jan Mayen Ouest (au Nord) et la double zf Jan Mayen Est (au sud-est de la première) ; (**eVø**) l'escarpement de Vøring ; (**Nwg**) la marge de Norvège (ces traits structuraux sont représentés en bleu pour les différencier des escarpements de Vøring et de Faeroe-Shetland) ; (**eFS**) l'escarpement de Faeroe-Shetland ; (**Fae**) le banc Faeroe ; le plateau de Rockall ; le groupe de zf Bight ; (**mlv**) le bassin Melville ; les bassins Saglek (**sgk**) et Hopedale (**hpd**) ; la zf Julianhaab (**jhb**) ; la zf Cartwright (**cwt**) ; la double zf Charlie Gibbs, puis une autre zf légèrement au sud de celle-ci ; les rides volcaniques Thulé-Occidentale (**ThW**) et Thulé-Orientale (**ThE**) ; les zf homologues Mortadelo et Filemón ; King's Trough ; les zf homologues Pico et Gloria ; la zf Tydeman ; la zf Oceanographer ; la zf Hayes ; la zf Atlantis ; la zf Kane ; la zf "15°20N".

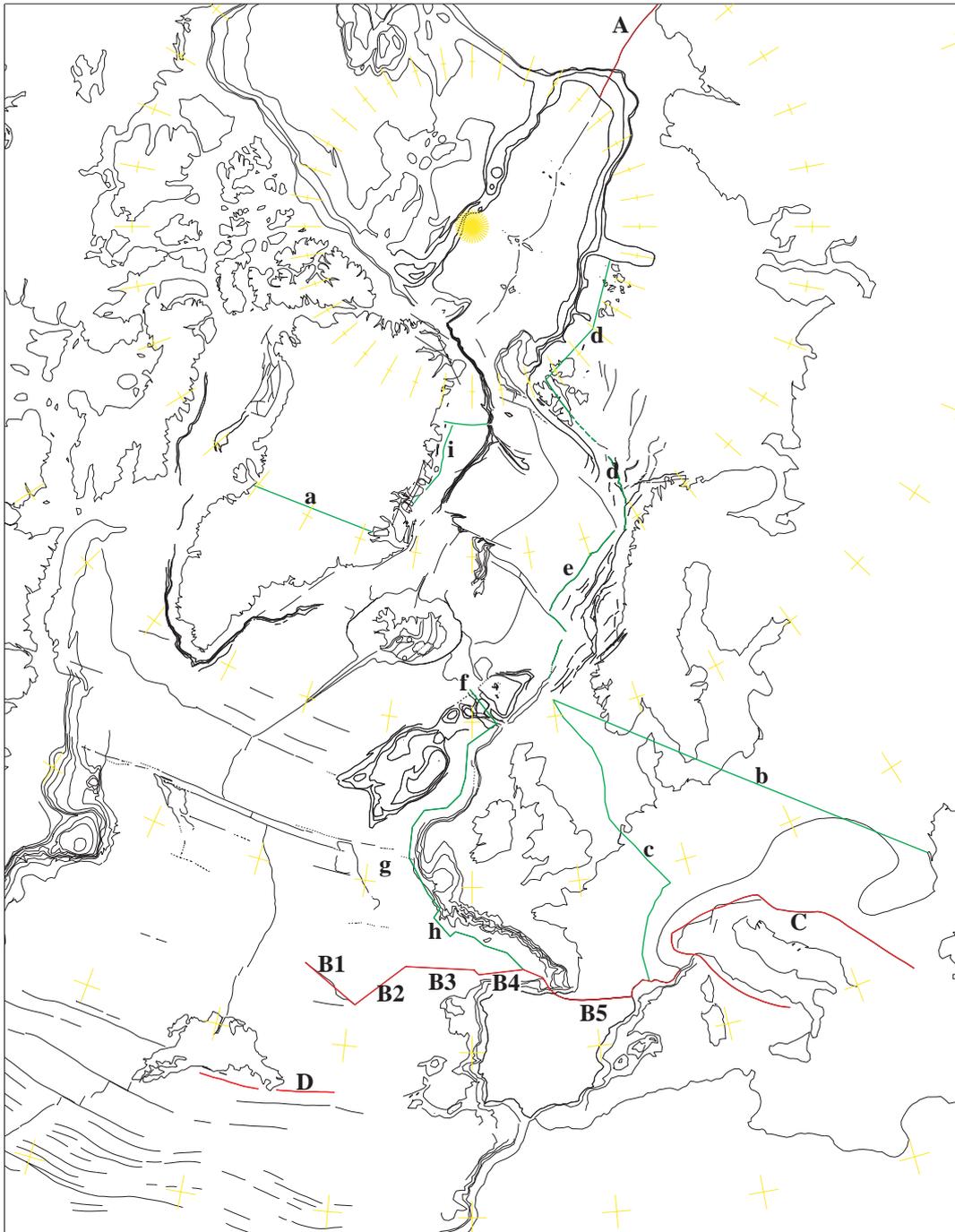


Figure IV-8 : Quelques frontières de plaques et traits arbitraires pour exprimer la déformation intraplaque.

Des traits schématisant des frontières de plaques sont représentés en rouge. [A] est la frontière entre l'Amérique du Nord et l'Eurasie du côté sibérien. [B] est la frontière nord de la plaque Ibérie. Elle est représentée passant par King's Trough (B1), la ride Açores-Biscaye (B2), les monts Charcot (B3), la fosse marginale nord-espagnole (B4) et les Pyrénées (B5). La frontière de la plaque Apulie a été schématisée par le trait [C]. La zone de fracture Gloria [D], à l'est du plateau des Açores délimite une partie de la frontière entre l'Ibérie et l'Afrique.

D'autres traits arbitraires (en vert) vont permettre de représenter les mouvements différentiels introduits au sein des plaques pour atteindre un bon agencement des données : (a) est un trait droit E-W qui sépare le Groenland en deux moitiés ; (b) est une ligne droite qui va de la mer du Nord à la mer Noire (symbolisant le linéament Tornquist-Teisseyre) ; (c) est un contour qui rejoint la mer du Nord à la frontière alpine suivant le système de bassins néogènes de la Ruhr, du Rhin et de la Bresse, et qui rejoint au Nord le linéament Tornquist-Teisseyre ; (d) est une ligne qui épouse le bord de la plate-forme de Barents depuis la Terre de François-Joseph au Nord jusqu'à la zone de fracture Senja au Sud ; (e) est une autre qui connecte les escarpements de Vøring et de Faeroe-Shetland par la zone de fracture Jan Mayen ; (f) est une droite qui représente la ride Wyville-Thomson ; (g) est le segment de la zone de fracture Charlie Gibbs au sud du plateau de Rockall ; (h) est un trait irrégulier et simplifié qui va de la zone de fracture Charlie Gibbs, passant par la limite continent—océan sur la marge nord du golfe de Gascogne, qui va rejoindre la frontière nord de la plaque Ibérie [B] ; (i) sont deux traits qui suivent des directions magnétiques dans la plate-forme continentale nord-est du Groenland et qui la délimitent par rapport au Groenland.

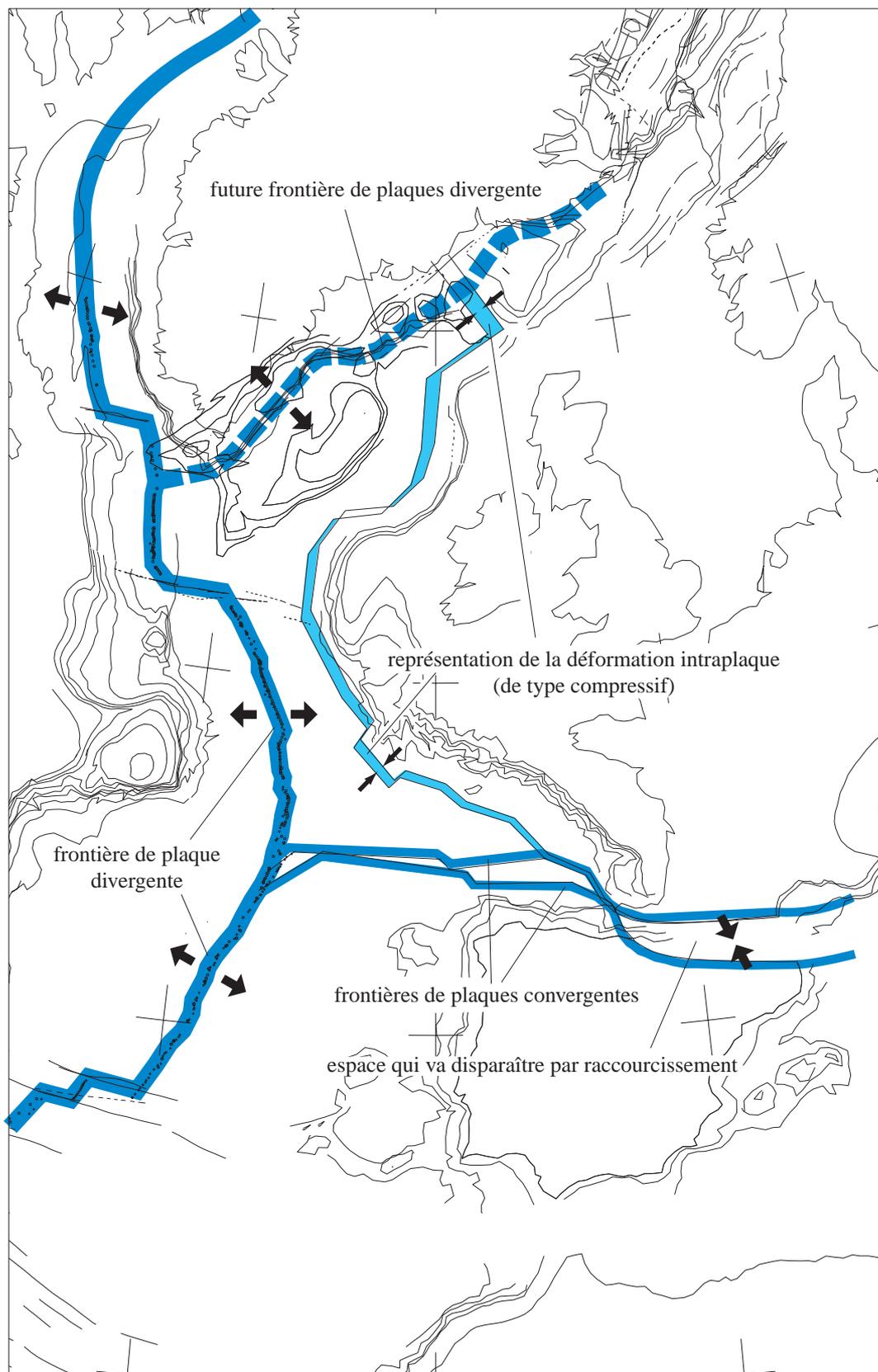


Figure IV-9 : Sur la manière de “lire” les traits délimitant de sous-ensembles dans mes reconstitutions.

Dans mes dessins existent des frontières de plaques et des “pseudo-frontières”. Sur ce détail de la reconstitution de l’anomalie C31, il y a diverses frontières de plaques (traits bleus épais, y compris celle qui va de la ride Açores-Biscaye aux Pyrénées) et une “pseudo-frontière” entre le domaine océanique du golfe de Gascogne et la plateforme armoricaine (domaines en bleu clair) qui représente la déformation intraplaque qu’a subie la plaque européenne entre le stade cinématique représenté et l’actuel. Cette déformation ne se concentre pas exclusivement à la limite du continent et de l’océan comme il est suggéré par les traits employés, mais de manière plus diffuse sur le domaine océanique et aussi sur des bassins sédimentaires continentaux jusqu’à une ligne qui correspond approximativement (pour les périodes post-anomalie C31) avec celle qui relie la mer du Nord au linéament Tornquist-Teisseyre (à l’est de l’Europe, trait **b** sur la figure IV-8).

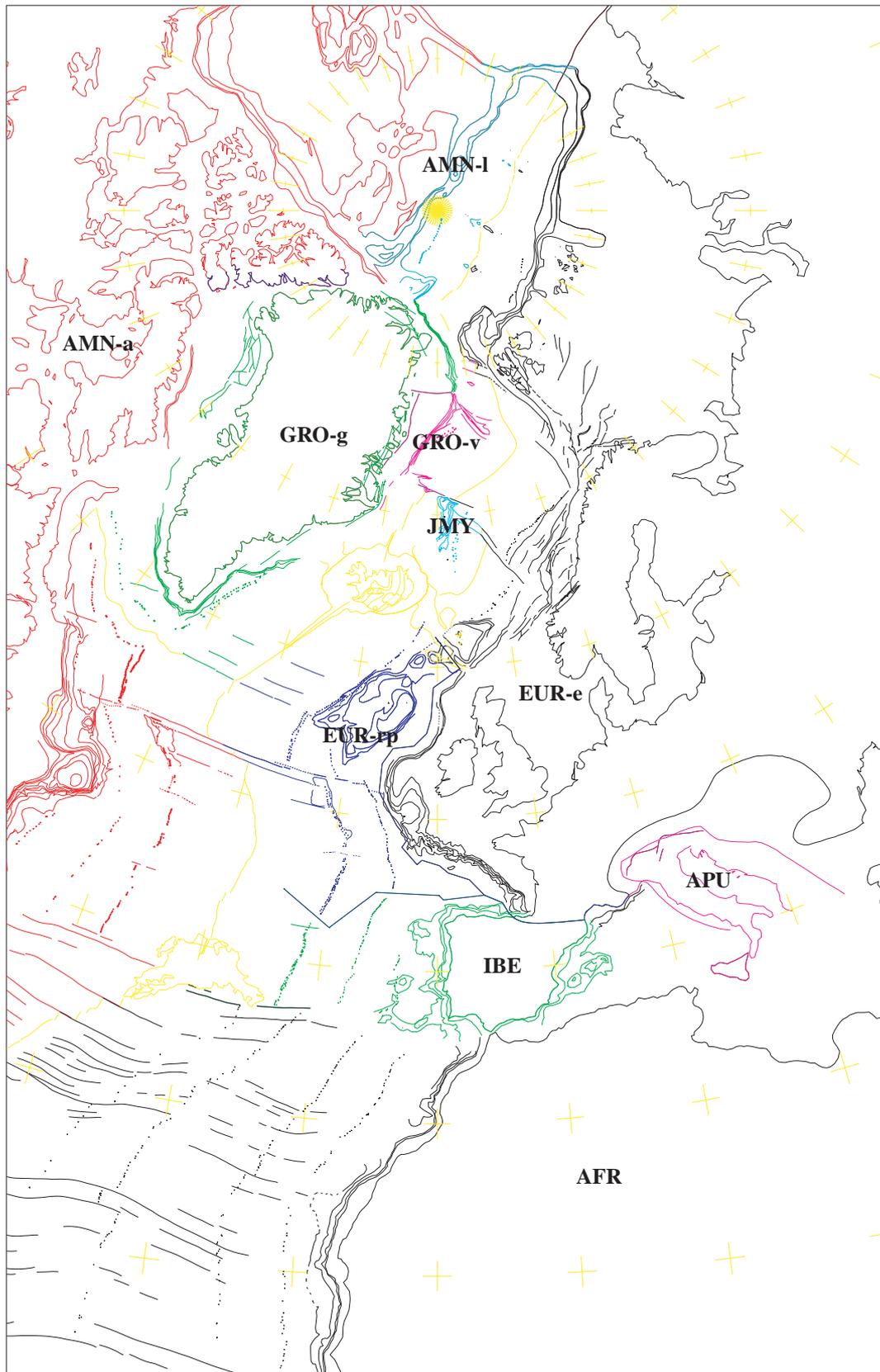


Figure IV-10 : Les plaques cinématiques et autres divisions employées dans mon modèle.

Cette figure montre, différenciées par couleurs, les divisions prises en compte dans mes reconstitutions. Du point de vue du traitement cinématique, ces différents ensembles sont traités comme des plaques rigides individualisées. Ainsi : la plaque Amérique du Nord présente deux divisions : la ride de Lomonossov (**AMN-l**), et le reste de l'Amérique du Nord (**AMN-a**). La plaque Groenland (**GRO-g**) présente un domaine différencié qui inclue une partie de la marge nord-est groenlandaise et l'océan adjacent entre les zones de fracture Jan Mayen Nord et Greenland. J'appelle ce domaine Vesteris (**GRO-v**). Jan Mayen (**JMY**) est traité comme une plaque à part. L'Eurasie (**EUR-e**) est considérée comme une seule plaque, avec un domaine Rockall-Porcupine (**EUR-pp**) qui a un comportement différencié. Il s'agit de la région océanique limitée à l'Ouest par la dorsale océanique, au Nord par la ride Faeroe-Islande-Groenland, à l'Est par la marge européenne et au Sud par la frontière septentrionale ibérique. L'Ibérie (**IBE**), l'Apulie (**APU**) et l'Afrique (**AFR**) sont considérées comme des plaques à part entière.

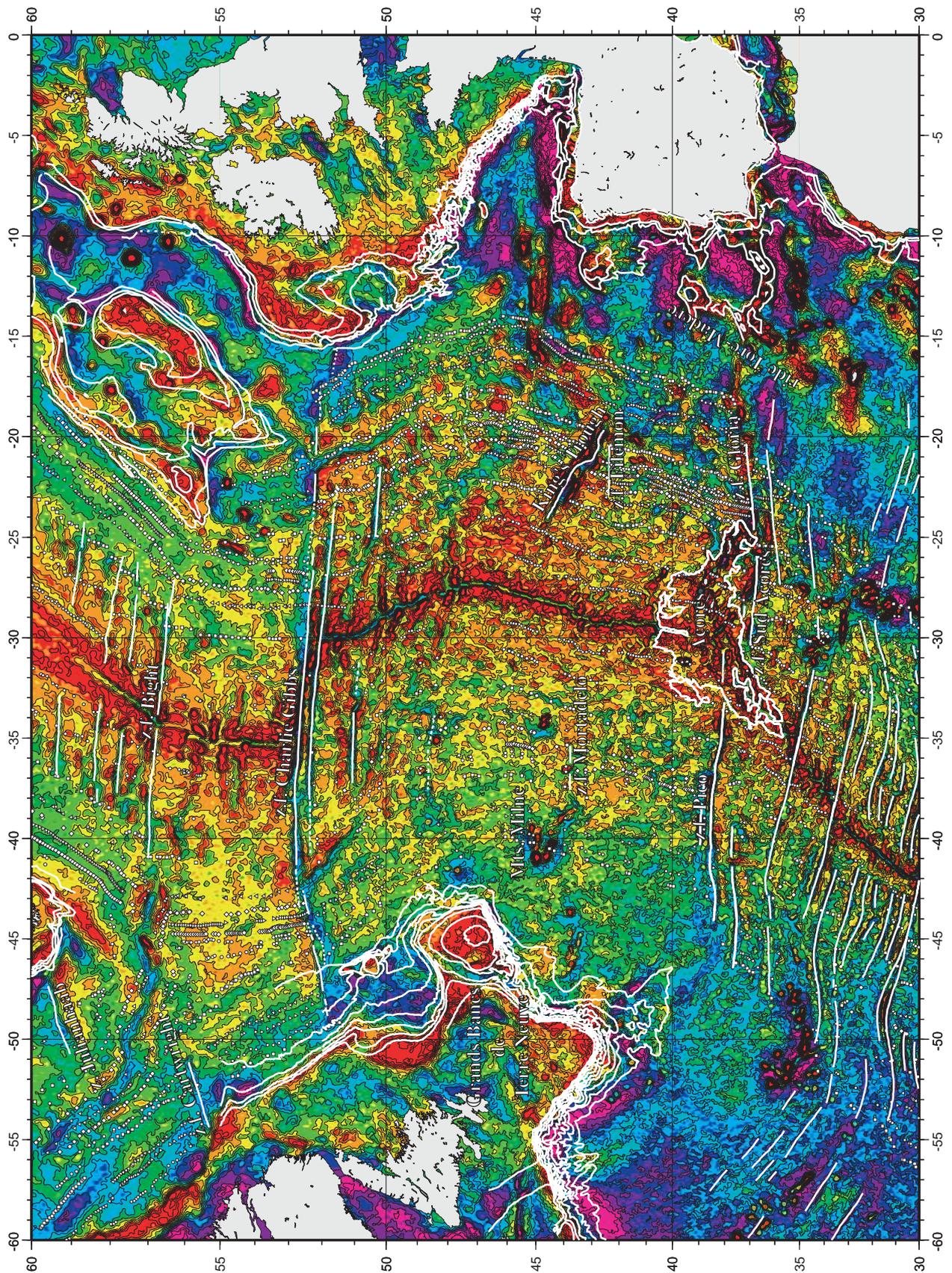


Figure IV-11 : Carte des anomalies altimétriques de l'Atlantique Nord (d'après les données de Sandwell [comm. pers.]).

La palette de couleur va du rouge (pour les valeurs positives des anomalies) jusqu'à bleu et violet (pour les valeurs négatives). Les traits blancs représentent des repères morpho-structuraux interprétés sur les données altimétriques et simplifiés : les marges continentales, les principales zones de fracture, la dorsale médio-atlantique et le plateau des Açores. Ce dernier a été numérisé à partir de l'isobathe de 2000 mètres. Les symboles blancs (triangles, cercles, carrés, ...) correspondent aux anomalies magnétiques pointées et utilisées dans les reconstitutions.

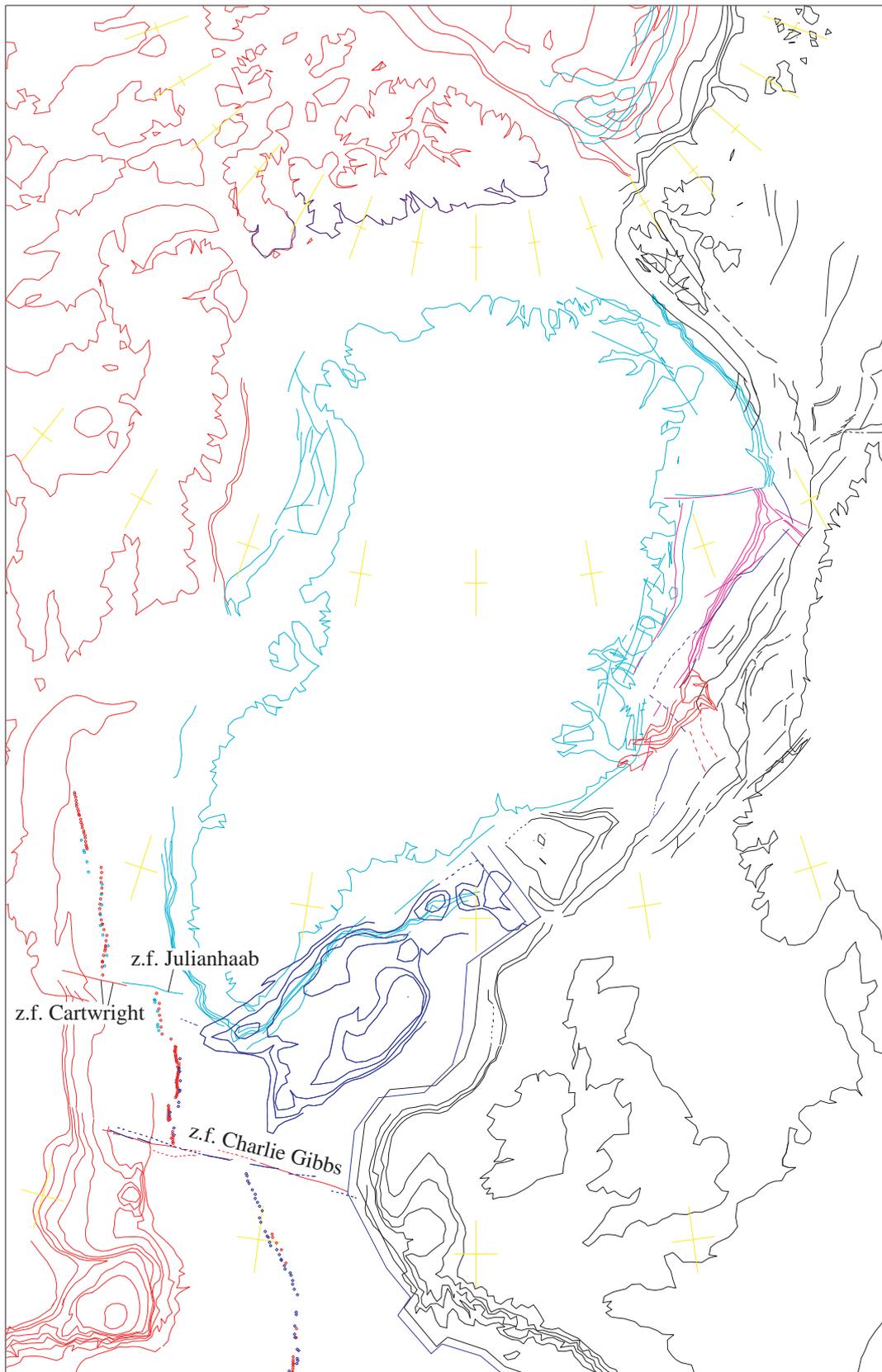


Figure IV-12 : Reconstitution de la mer du Labrador à l'époque de l'anomalie C25 (~56 Ma, fin du Paléocène) dans l'hypothèse qu'à cette anomalie, les zones de fracture Cartwright et Julianhaab doivent être superposés.

Forcer l'alignement de ces deux zones fracture produit un moins bon ajustement des anomalies magnétiques dans la mer du Labrador (comparer avec la solution adoptée finalement, figure IV-26) et perturbe l'évolution cinématique de la région. Cela implique aussi de situer le Groenland plus au Sud ce qui a pour conséquence d'augmenter sensiblement le déplacement, entre les anomalies C25 et C24, entre le Groenland et l'Europe, et aussi le déplacement —déjà remarquable— entre l'Amérique et le Groenland dans la mer du Labrador.

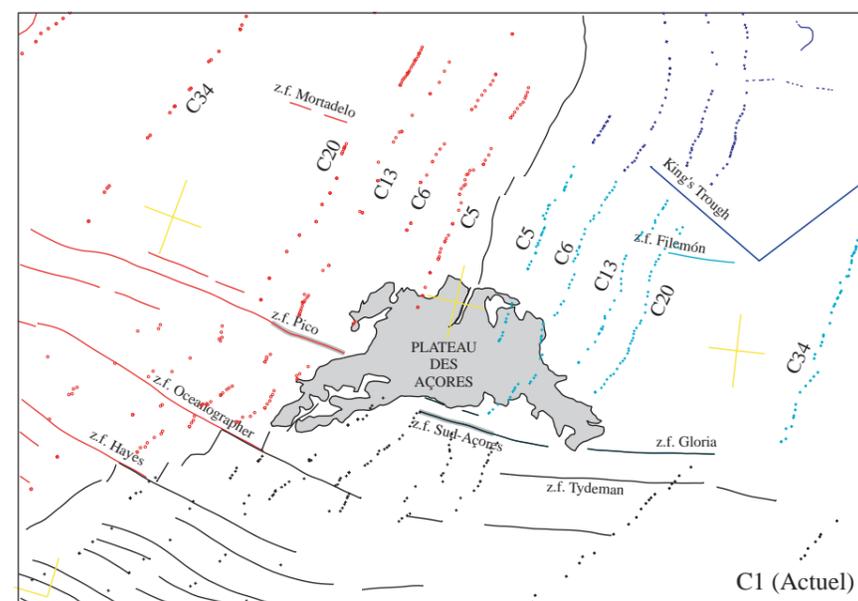
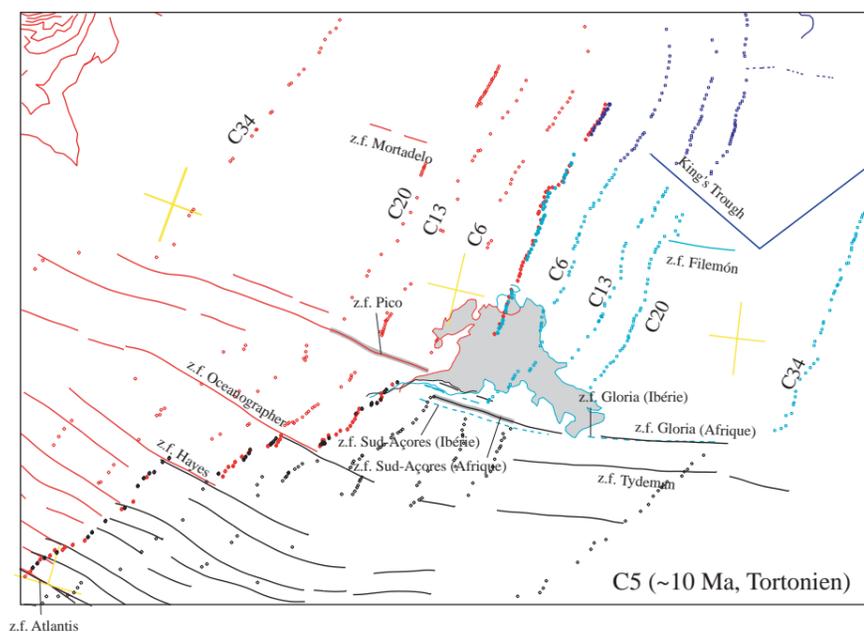
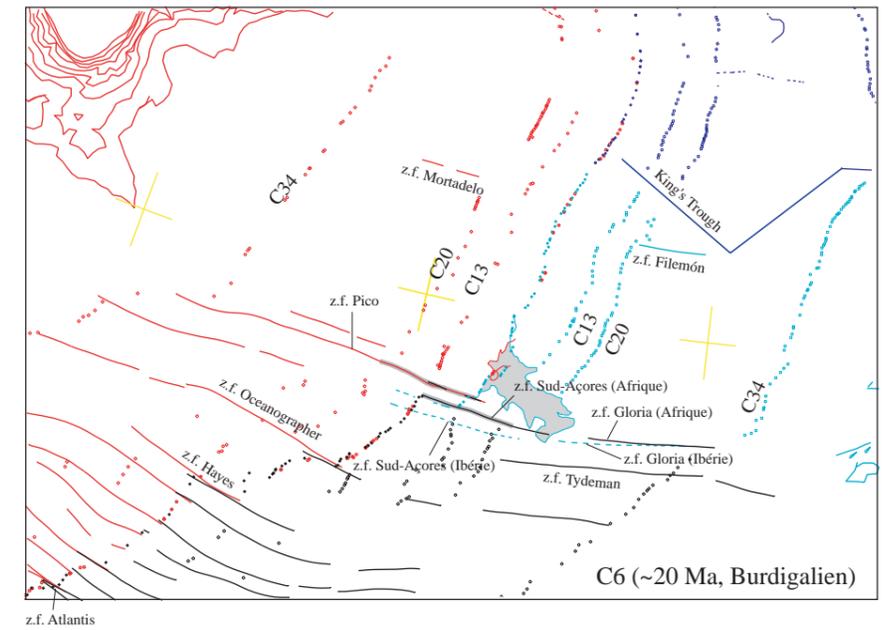
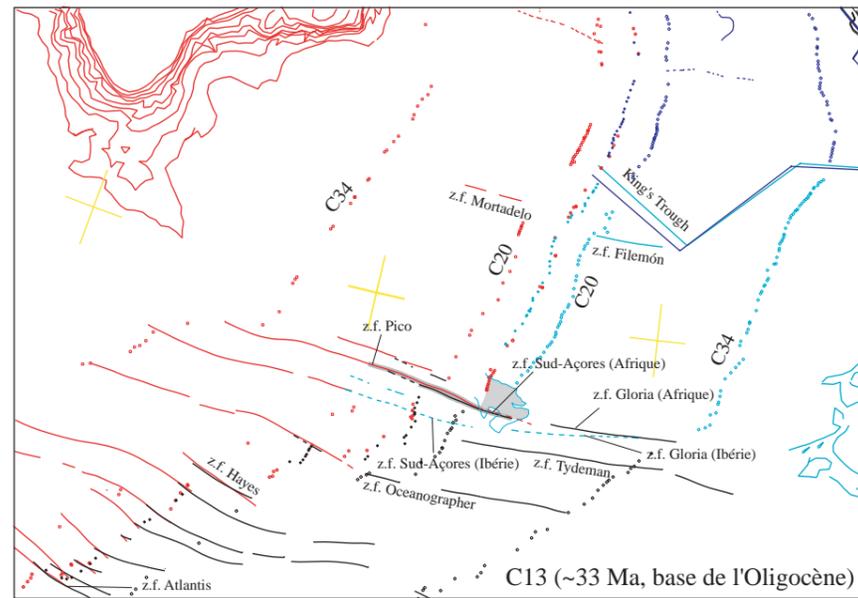
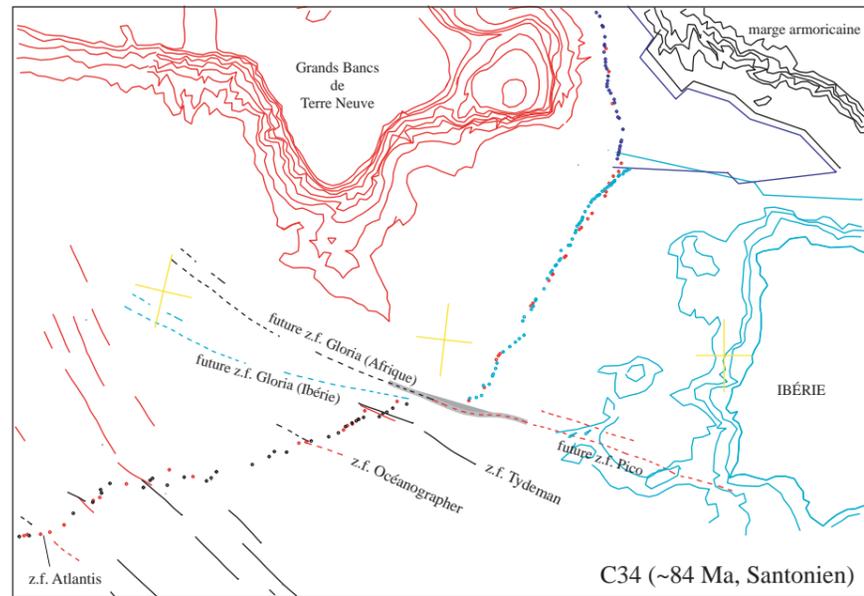


Figure IV-13 : L'effet de la formation du plateau des Açores sur l'agencement entre les zones de fracture Pico (Amérique du Nord) et Sud-Açores et Gloria (frontière ibéro-africaine).

Les structures appartenant aux différentes plaques apparaissent en rouge pour l'Amérique du Nord, en bleu pour l'Ibérie et en noir pour l'Afrique. Les zones de fracture Sud-Açores et Gloria prises comme frontière de l'Ibérie sont dessinées en tireté car elles ne se superposent pas avec la zone de fracture Pico (concernant ce problème voir les figures IV-14 et IV-15). Pour la zone de fracture Pico, et les zones de fracture Sud-Açores et Gloria envisagées comme frontière africaine, les segments existant à une époque donnée sont représentés en trait continu, tandis que ceux non encore formés sont représentés en tireté.

Quand on produit dans le temps des ajustements entre l'Afrique et l'Amérique du Nord, on observe qu'entre l'anomalie C34 et l'anomalie C13, l'alignement formé par les zones de fracture Sud-Açores et Gloria s'agence bien avec la zone de fracture Pico du côté américain. Cependant, à partir de l'anomalie C13 et jusqu'à l'actuel, l'alignement Sud-Açores—Gloria se décale progressivement vers le Sud par rapport à la zone de fracture Pico. Ceci coïncide avec la formation du plateau des Açores sur cette frontière.

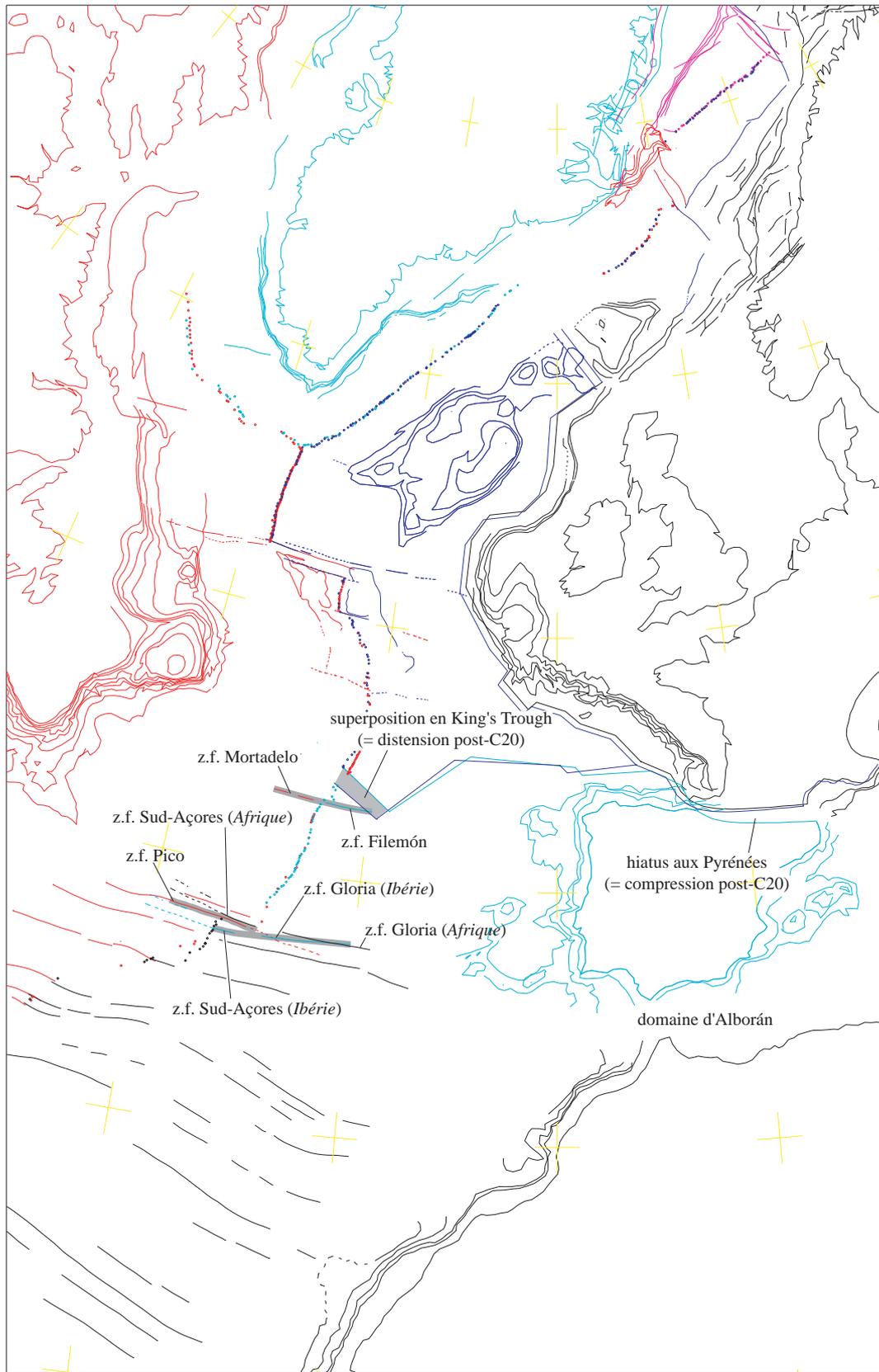


Figure IV-14 : Le problème soulevé par les zones de fracture Mortadelo et Filemón.

Cette figure montre une reconstitution à l'anomalie C20 (~43 Ma, Lutétien). Le calage de la plaque ibérique par rapport au reste de l'ensemble est obtenu en superposant les morphologies des anomalies magnétiques des deux côtés, et en alignant les structures que j'appelle zones de fracture Mortadelo et Filemón. Les zones de fracture Sud-Açores et Gloria (limite de plaques entre l'Ibérie et l'Afrique) coïncident avec son homologue américain (zone de fracture Pico, en rouge) quand elles sont déplacées avec les paramètres de rotation de l'Afrique (traits en noir). Elles sont trop au Sud, quand elles sont déplacées avec les paramètres de l'Ibérie (en bleu). Si les structures Mortadelo et Filemón sont vraiment des zones de fracture homologues, le segment de frontière d'accrétion ibérique est plus long que le segment américain.

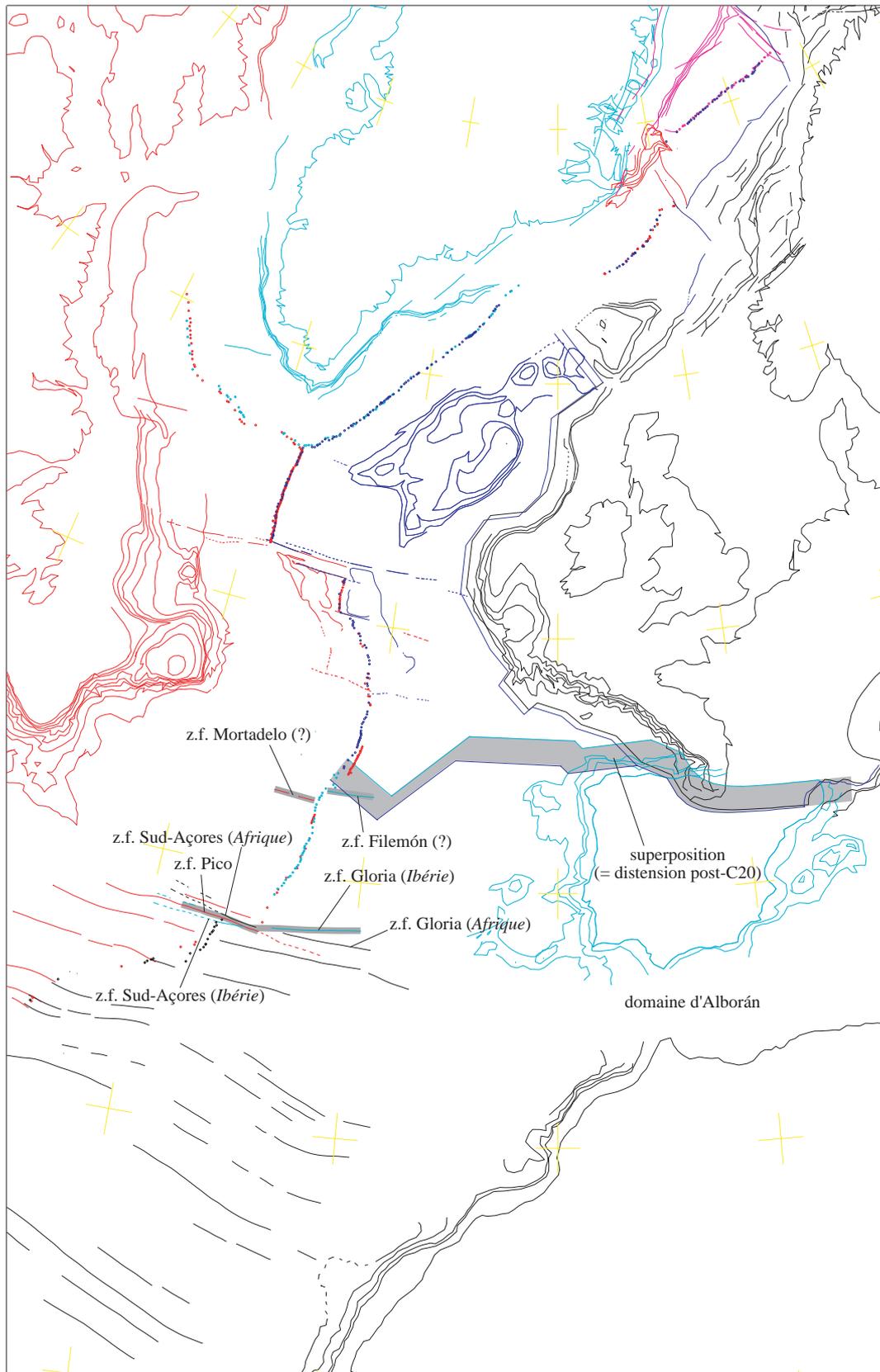


Figure IV-15 : Le prix à payer pour agencer les zones de fracture Sud-Açores et Gloria, prises comme trace de la frontière ibérique, avec la zone de fracture homologue Pico.

Cette figure tente d'ajuster les zones de fracture Sud Açores et Gloria, considérées comme le limite de la plaque Ibérique, avec la zone de fracture homologue Pico, tout en contraignant l'agencement par les données magnétiques. Le résultat fait remonter l'Ibérie vers le Nord sans pour autant réussir à aligner parallèlement les deux fractures homologues. Cela implique aussi que les structures appelées Mortadelo et Filemón ne sont pas des zones de fractures homologues, puisqu'elles ne sont plus superposables. Néanmoins, dans ce cas, l'Ibérie se trouve très superposée avec l'Europe le long de sa frontière nord. D'un point de vue géologique, cela veut dire que les Pyrénées lato sensu se trouvent dans un contexte fortement distensif depuis, au moins, l'anomalie C20 (~43 Ma, Lutétien) ce qui est impossible. De même, l'espace à comprimer dans le domaine d'Alborán serait fortement agrandi par rapport à la figure précédente.

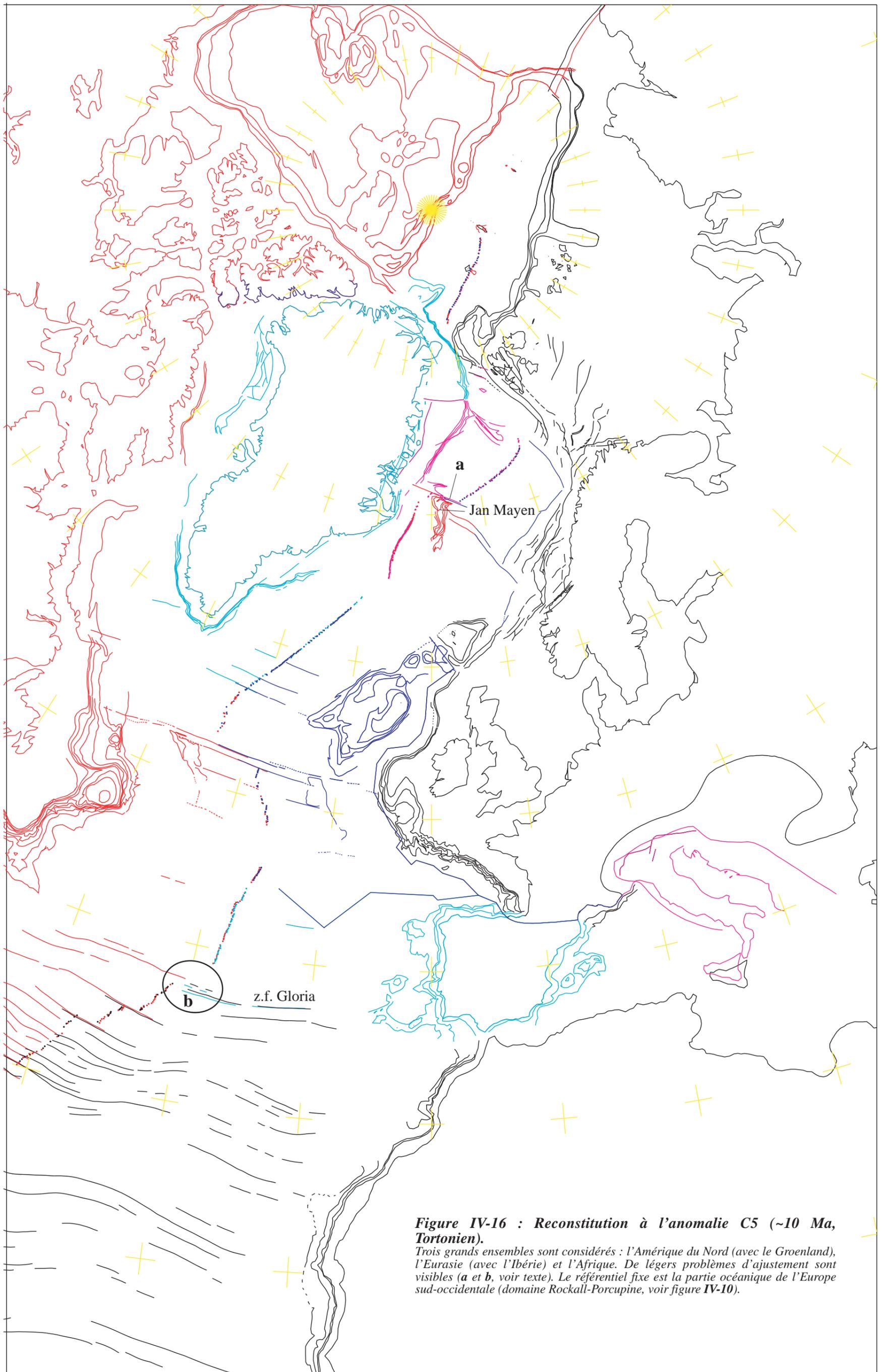


Figure IV-16 : Reconstitution à l'anomalie C5 (~10 Ma, Tortonien).

Trois grands ensembles sont considérés : l'Amérique du Nord (avec le Groenland), l'Eurasie (avec l'Ibérie) et l'Afrique. De légers problèmes d'ajustement sont visibles (a et b, voir texte). Le référentiel fixe est la partie océanique de l'Europe sud-occidentale (domaine Rockall-Porcupine, voir figure IV-10).

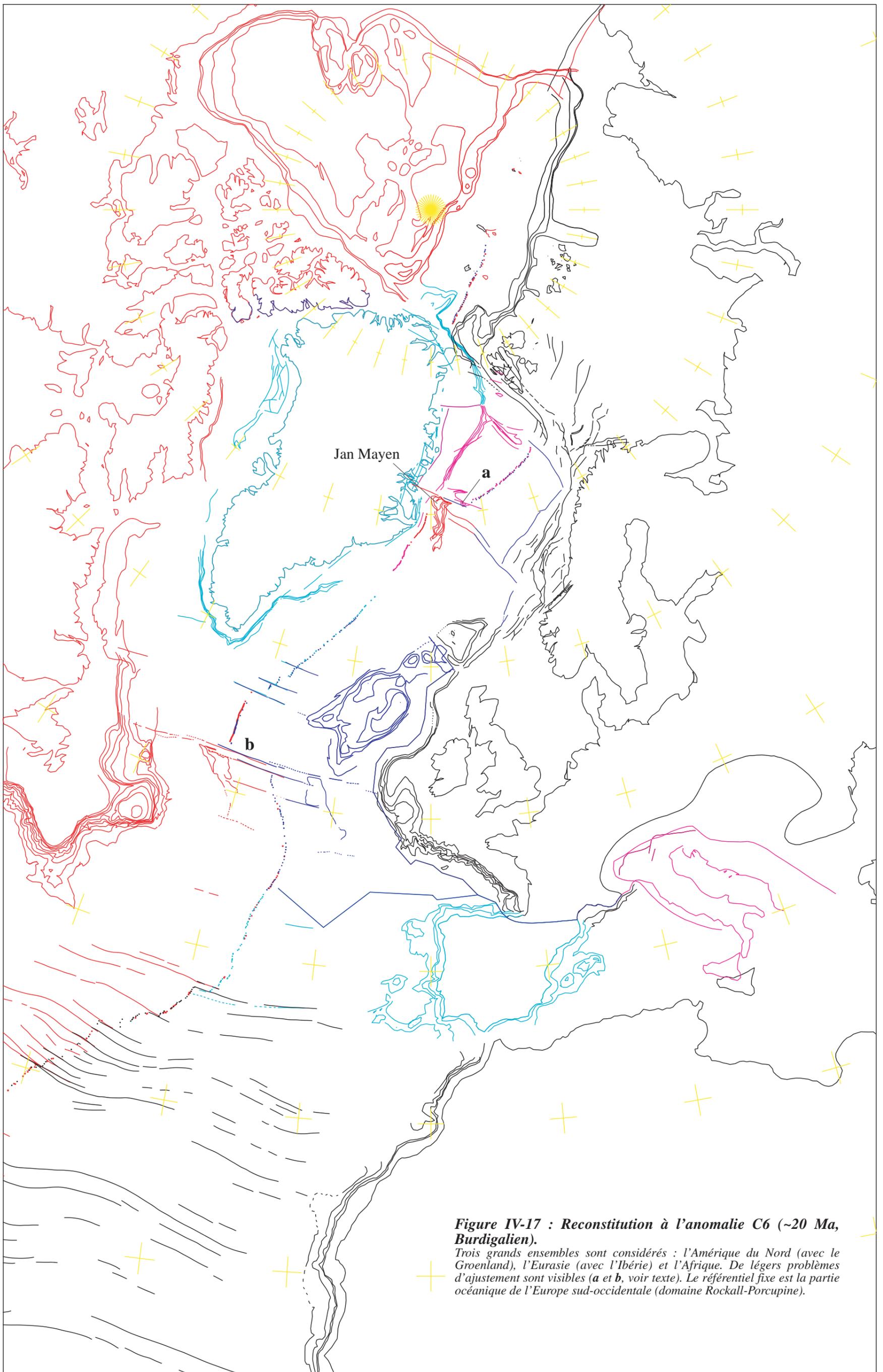


Figure IV-17 : Reconstitution à l'anomalie C6 (~20 Ma, Burdigalien).

Trois grands ensembles sont considérés : l'Amérique du Nord (avec le Groenland), l'Eurasie (avec l'Ibérie) et l'Afrique. De légers problèmes d'ajustement sont visibles (a et b, voir texte). Le référentiel fixe est la partie océanique de l'Europe sud-occidentale (domaine Rockall-Porcupine).

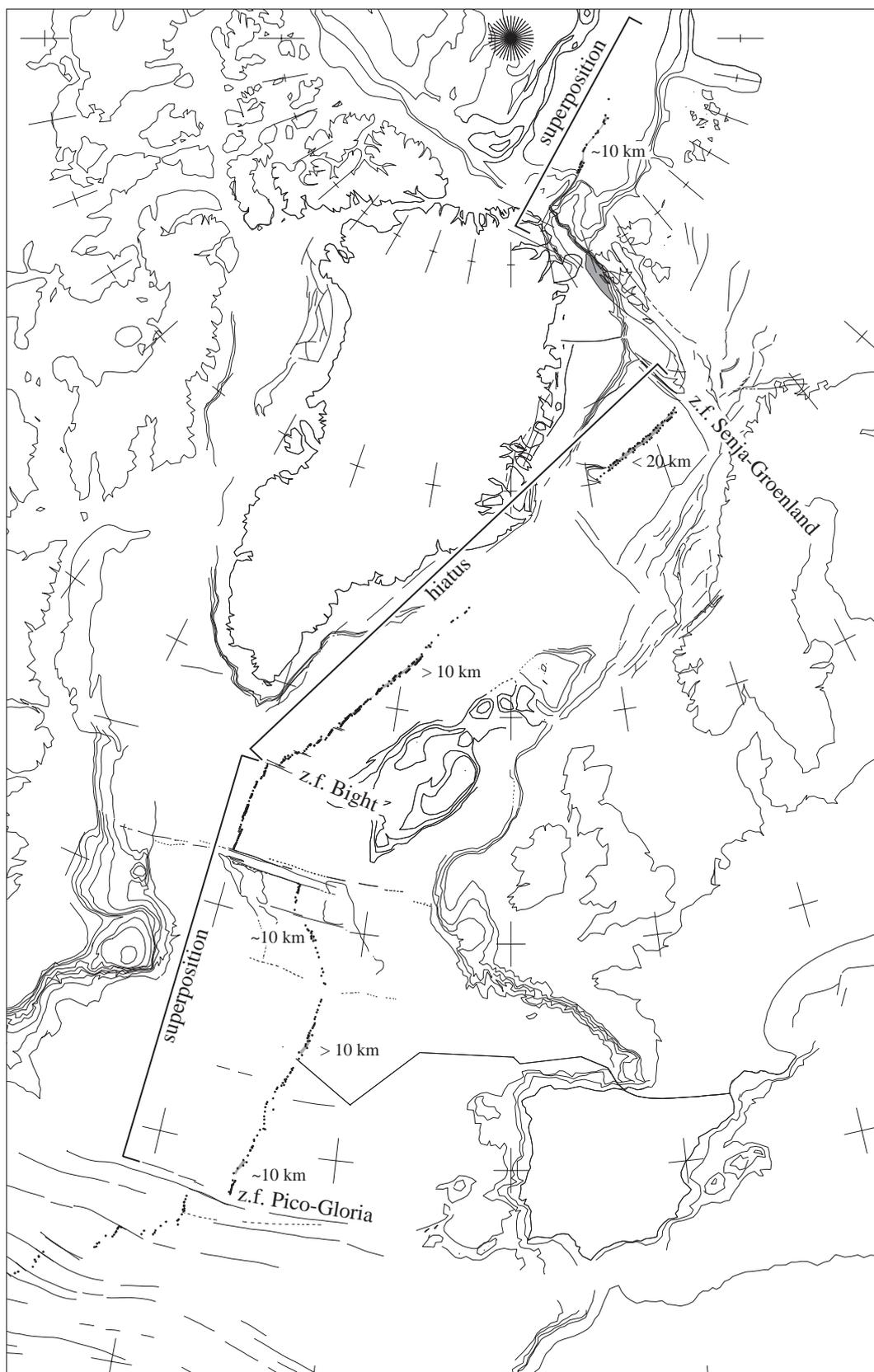


Figure IV-18 : Essai de reconstitution à l'anomalie C13 avec un seul pôle de rotation pour l'Atlantique Nord.

Paramètres : amn-gro/Eur 68,61°N 136,42°E 7,79 ; afr/Eur 25,87°N -17,72°E -5,60°

Reconstituer l'Atlantique Nord et l'Arctique avec un seul pôle de rotation reste possible à condition d'accepter des écarts, d'une vingtaine de kilomètres, disposés comme suit : hiatus dans la zone centrale, entre les zones de fracture Bight et Senja—Groenland (donc entre le Groenland et l'Europe, et superpositions aux deux extrémités. Essayer de diminuer les superpositions aux extrémités va augmenter le hiatus central et vice-versa.

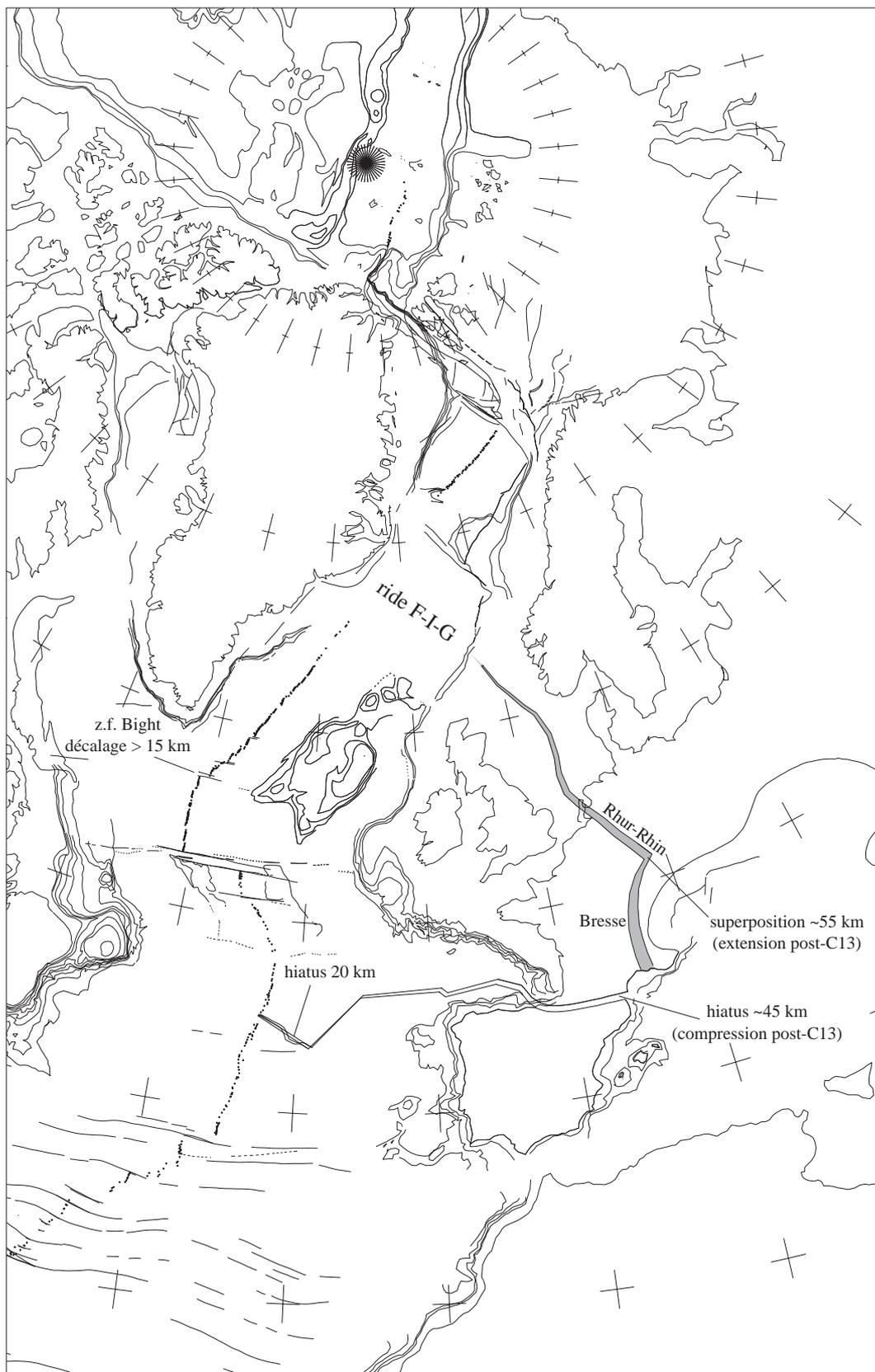


Figure IV-19 : Essai de reconstitution à l'anomalie C13 (~33 Ma, base de l'Oligocène) avec une discontinuité sur la ride Faeroe-Islande-Groenland (FIG).

Paramètres : spi-sca/Amn 70,20°N 129,99°E -8,39° ; eur-hatt-roc/Amn 61,32°N 138,86°E -7,17° ; ibe/Amn 69,06°N 136,12°E -7,69° ; afr/Amn 75,06°N 0,64°E -10,00°

Si la discontinuité est active à cette époque, elle peut se traduire par des phénomènes distensifs post-anomalie C13 au sein de l'Europe. Ces mouvements distensifs ont été représentés le long du système de rifts oligocènes qui va de la mer du Nord jusqu'à la Méditerranée. L'ampleur de ces phénomènes augmente progressivement vers le Sud. Néanmoins, la quantité d'extension calculée par les géologues est faible par rapport à celle qui est montré sur cette figure.

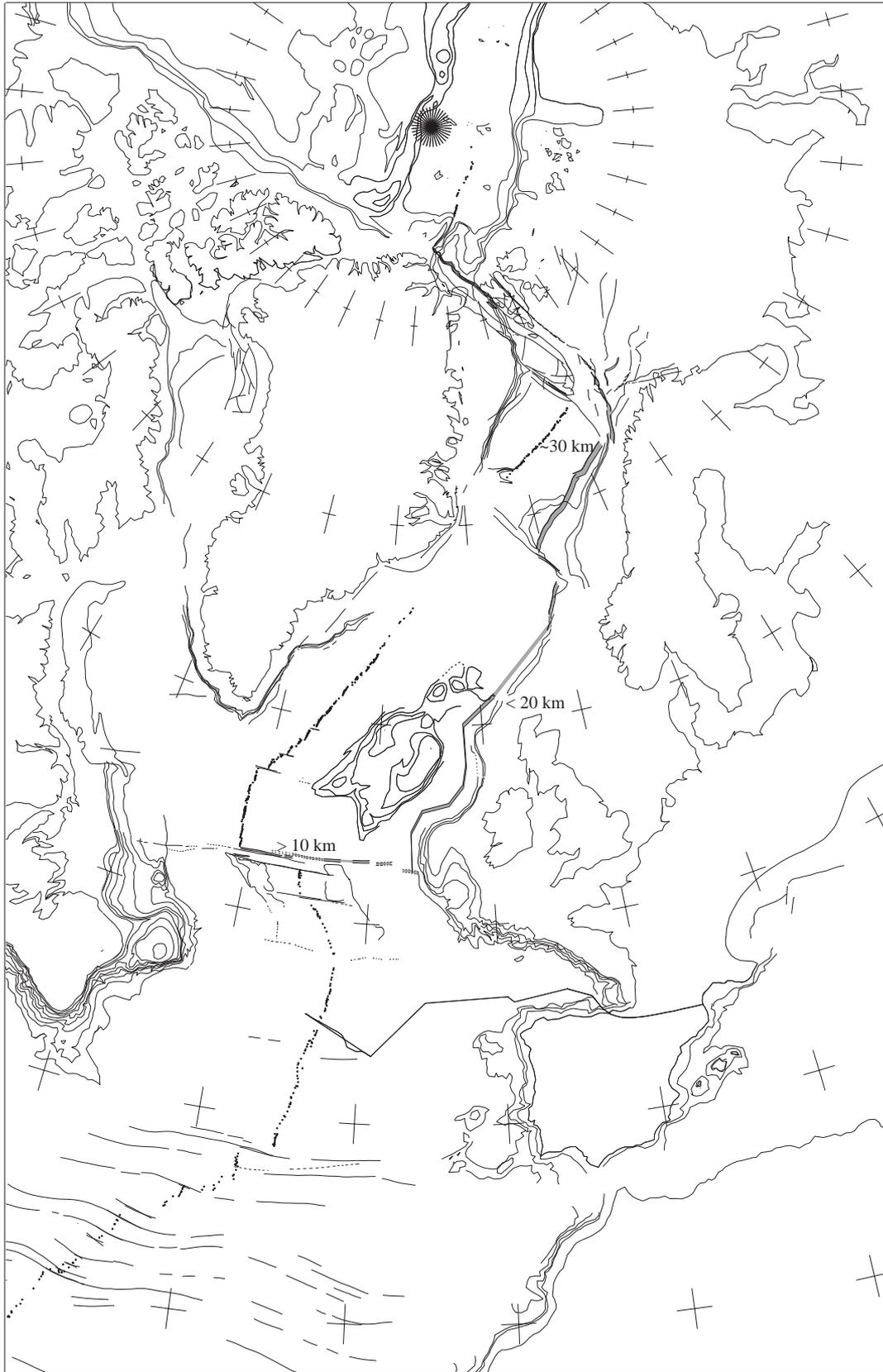


Figure IV-20 : Essai de reconstitution à l'anomalie C13 avec un mouvement différentiel dans le segment compris entre les zones de fracture Charlie Gibbs ou Bight et les zones de fracture Senja—Groenland.

Paramètres : hatt-vør/Amn 65.43°N 136.05°E -7.45° ; eurasié-ibe/Amn 69.00°N 136.41°E -7.70° ; afr/Amn 75.37°N 1.12°E -10.04°

Cette figure introduit de mouvements différentiels dans le "secteur intermédiaire" entre le Groenland et l'Europe dans la région comprise entre les fractures Senja et Charlie Gibbs. Ces mouvements peuvent être placés du côté européen au voisinage de la marge (comme représenté sur cette figure), sur la marge orientale du Groenland, ou sur les deux. Dans ce cas, éliminer les écarts va demander des mouvements de compression post-anomalie C13 dont l'ordre de grandeur est, pour l'ensemble, d'une vingtaine de kilomètres en moyenne.

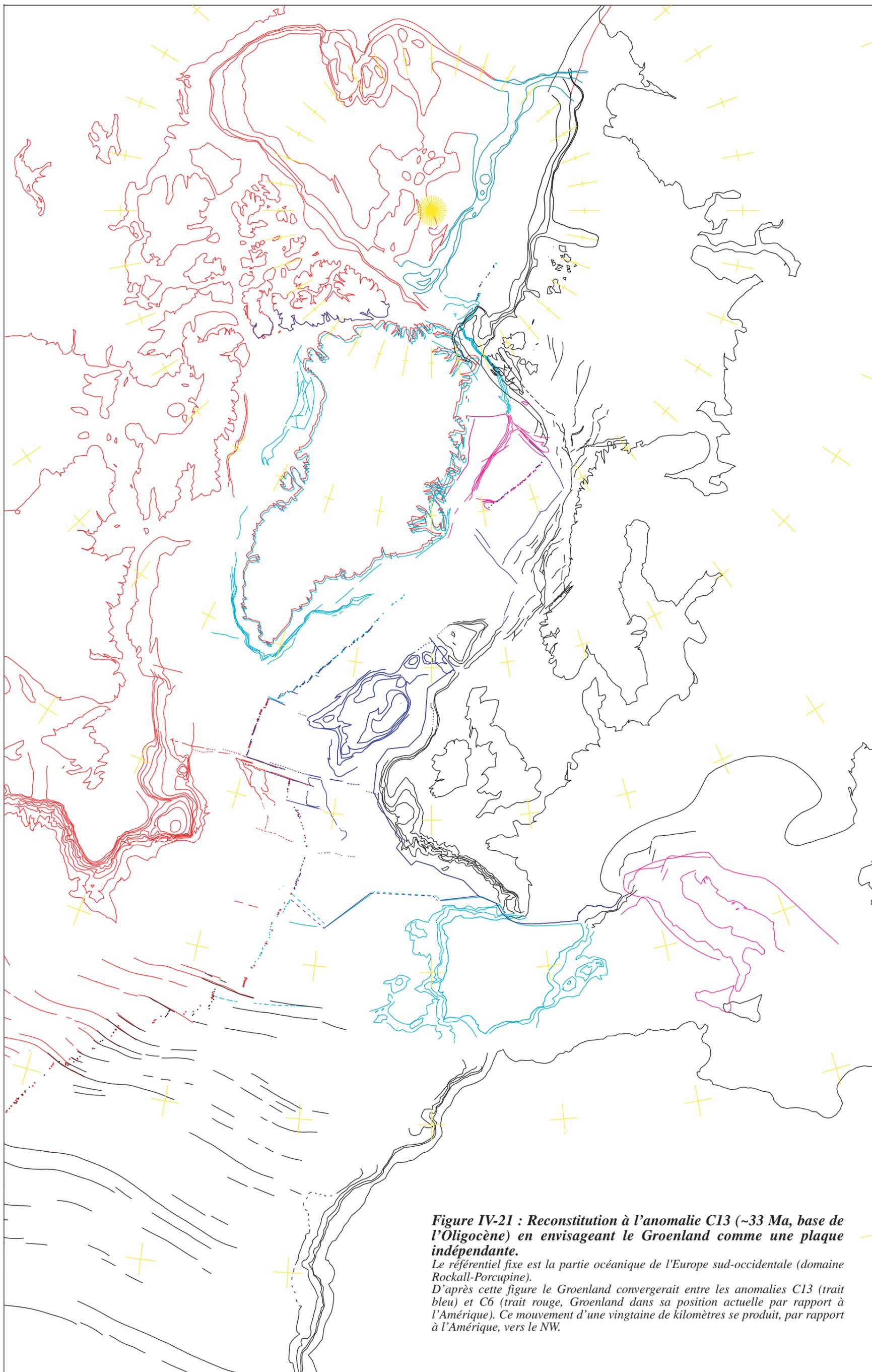


Figure IV-21 : Reconstitution à l'anomalie C13 (~33 Ma, base de l'Oligocène) en envisageant le Groenland comme une plaque indépendante.

Le référentiel fixe est la partie océanique de l'Europe sud-occidentale (domaine Rockall-Porcupine).

D'après cette figure le Groenland convergerait entre les anomalies C13 (trait bleu) et C6 (trait rouge, Groenland dans sa position actuelle par rapport à l'Amérique). Ce mouvement d'une vingtaine de kilomètres se produit, par rapport à l'Amérique, vers le NW.

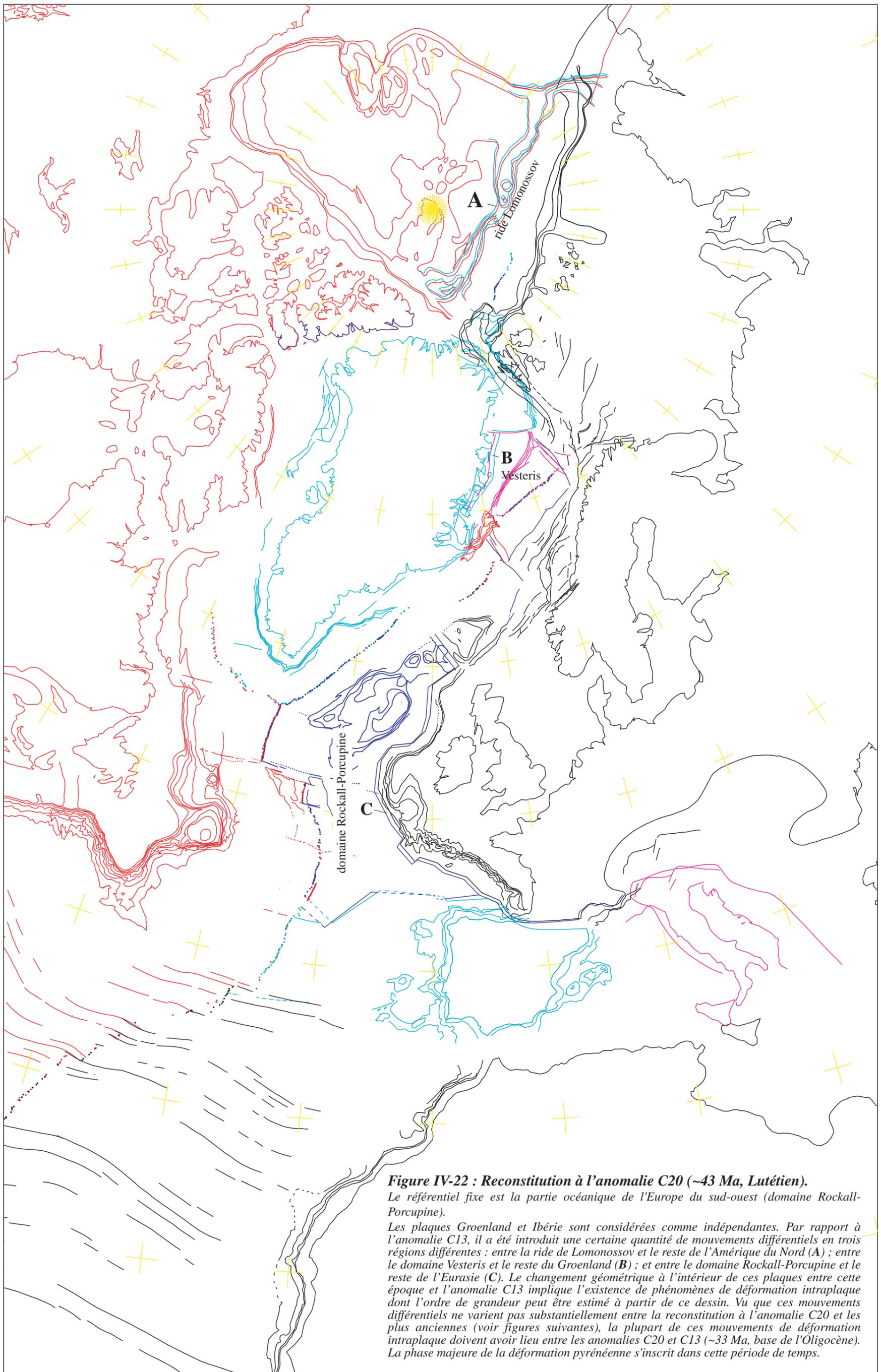


Figure IV-22 : Reconstitution à l'anomalie C20 (~43 Ma, Lutétien).

Le référentiel fixe est la partie océanique de l'Europe du sud-ouest (domaine Rockall-Porcupine).

Les plaques Groenland et Ibérie sont considérées comme indépendantes. Par rapport à l'anomalie C13, il a été introduit une certaine quantité de mouvements différentiels en trois régions différentes : entre la ride de Lomonossov et le reste de l'Amérique du Nord (A) ; entre le domaine Vesteris et le reste du Groenland (B) ; et entre le domaine Rockall-Porcupine et le reste de l'Eurasie (C). Le changement géométrique à l'intérieur de ces plaques entre cette époque et l'anomalie C13 implique l'existence de phénomènes de déformation intraplaque dont l'ordre de grandeur peut être estimé à partir de ce dessin. Vu que ces mouvements différentiels ne varient pas substantiellement entre la reconstitution à l'anomalie C20 et les plus anciennes (voir figures suivantes), la plupart de ces mouvements de déformation intraplaque doivent avoir lieu entre les anomalies C20 et C13 (~33 Ma, base de l'Oligocène). La phase majeure de la déformation pyrénéenne s'inscrit dans cette période de temps.

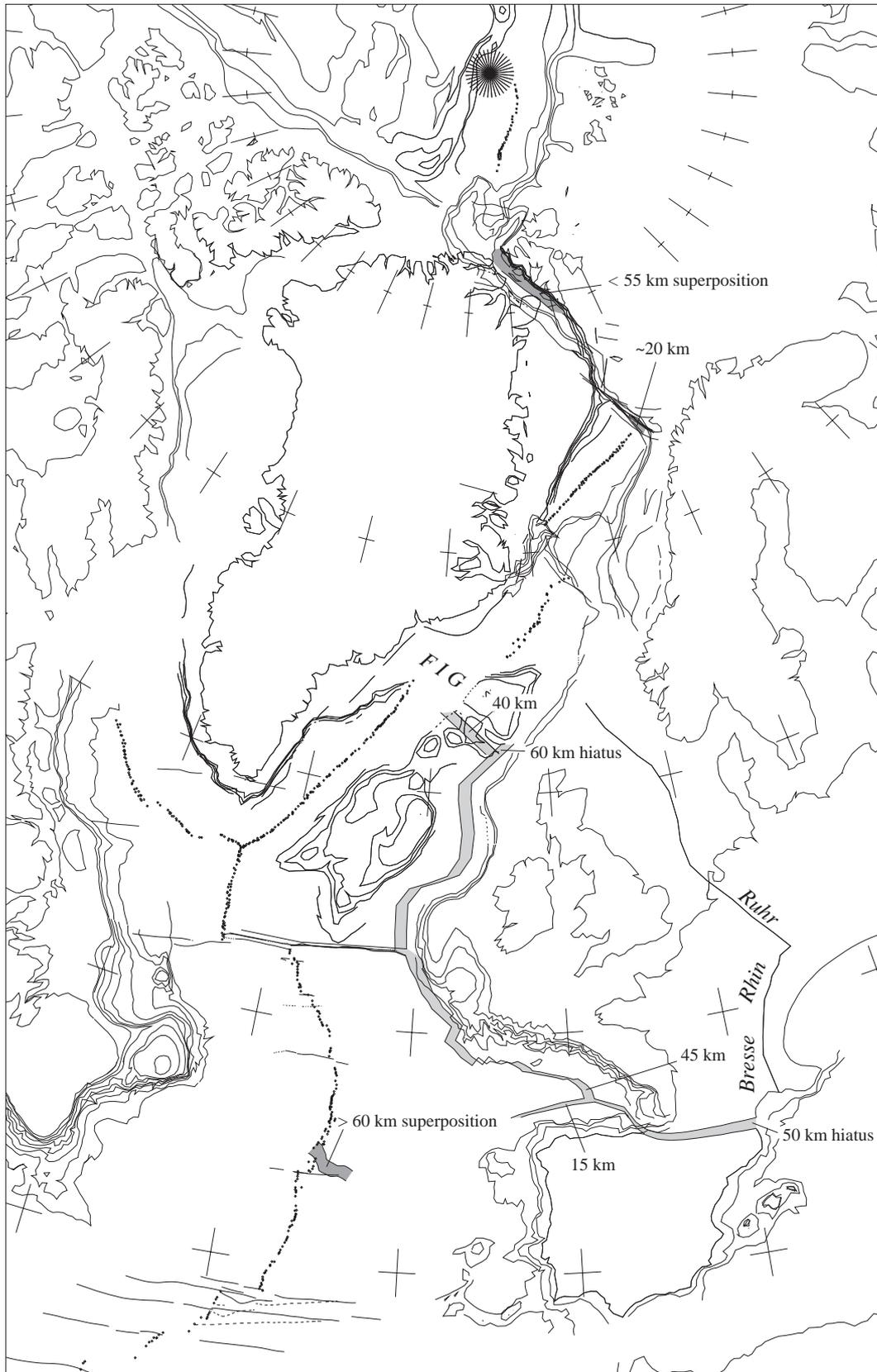


Figure IV-23 : Essai de reconstitution à l'anomalie C21 avec l'absorption du misfit sur la marge continentale de l'Europe du sud-ouest.

Paramètres : gro/Ann 63.11°N -83.71°W -3.03° ; jmy/Ann 76.06°N -12.27°W -36.33° ; spi-sca-eur/Ann 63.02°N 138.33°E -9.99° ; hatt-roc-por/Ann 59.71°N 141.40°E -10.20° ; ibe/Ann 74.67°N 122.84°E -11.19° ; afr/Ann 74.51°N -4.83°W -15.32°

Le grisé clair indique les hiatus, le grisé foncé les superpositions.

Cette figure prétend concentrer le misfit sous forme de hiatus au sud de la ride Faeroe-Islande-Groenland. La déformation nécessaire à ces reconstitutions à l'anomalie C21 doit ainsi se distribuer dès la frontière d'accrétion jusqu'à l'intérieur du continent (à l'ouest des rifts néogènes de la Ruhr, du Rhin et de la Bresse) bien qu'elle figure concentrée dans mes dessins au niveau de la marge. L'ampleur de la déformation compressive nécessaire pour réabsorber le misfit de premier ordre existant entre l'agencement au nord et au sud de la ride Faeroe-Islande-Groenland (FIG) semble trop importante : elle est comparable à celle qui est admise par les géologues dans la chaîne pyrénéenne.

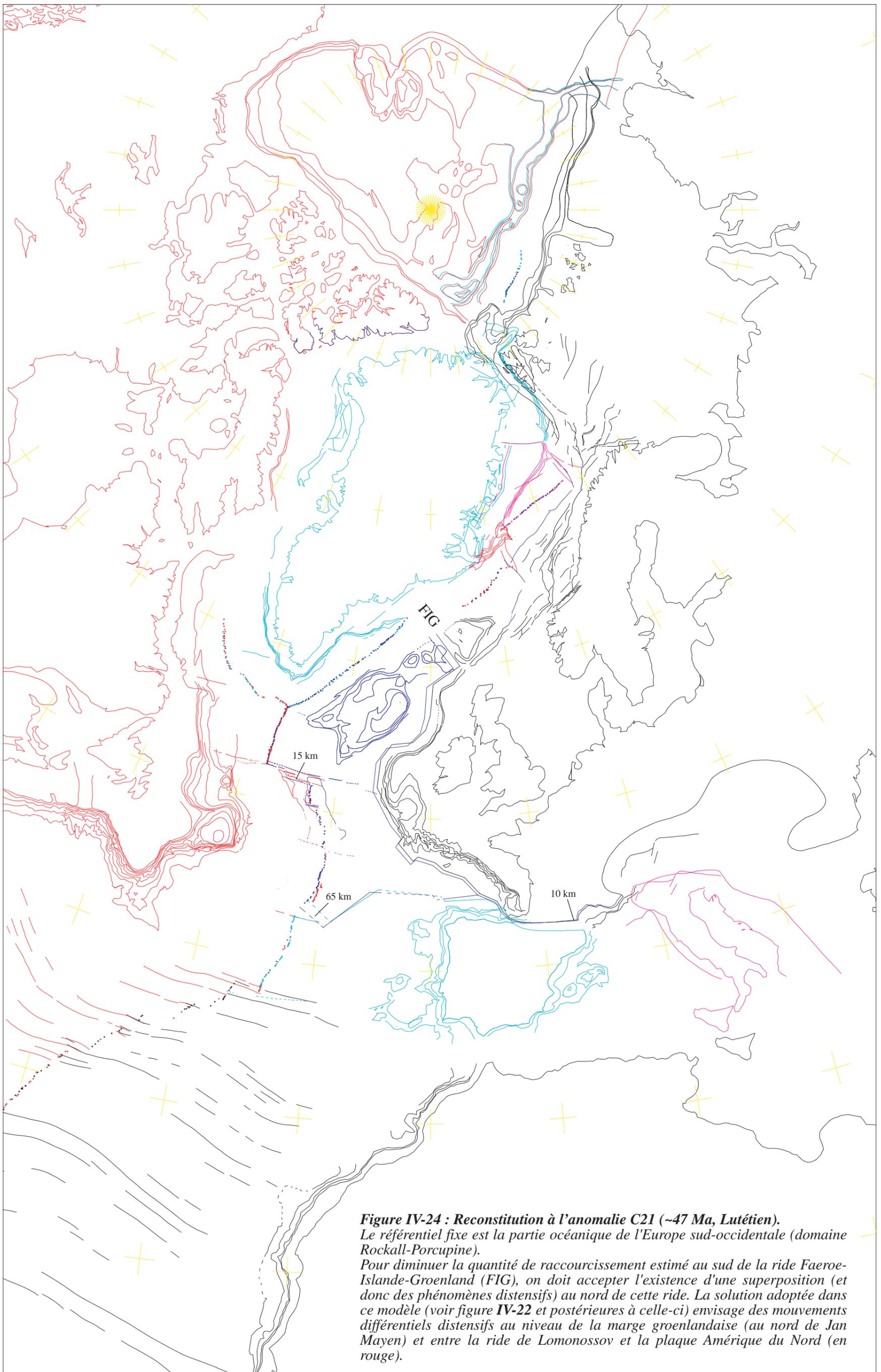


Figure IV-24 : Reconstitution à l'anomalie C21 (~47 Ma, Lutétien).
 Le référentiel fixe est la partie océanique de l'Europe sud-occidentale (domaine Rockall-Porcupine).
 Pour diminuer la quantité de raccourcissement estimé au sud de la ride Faeroe-Islande-Groenland (FIG), on doit accepter l'existence d'une superposition (et donc des phénomènes distensifs) au nord de cette ride. La solution adoptée dans ce modèle (voir figure IV-22 et postérieures à celle-ci) envisage des mouvements différentiels distensifs au niveau de la marge groenlandaise (au nord de Jan Mayen) et entre la ride de Lomonossov et la plaque Amérique du Nord (en rouge).

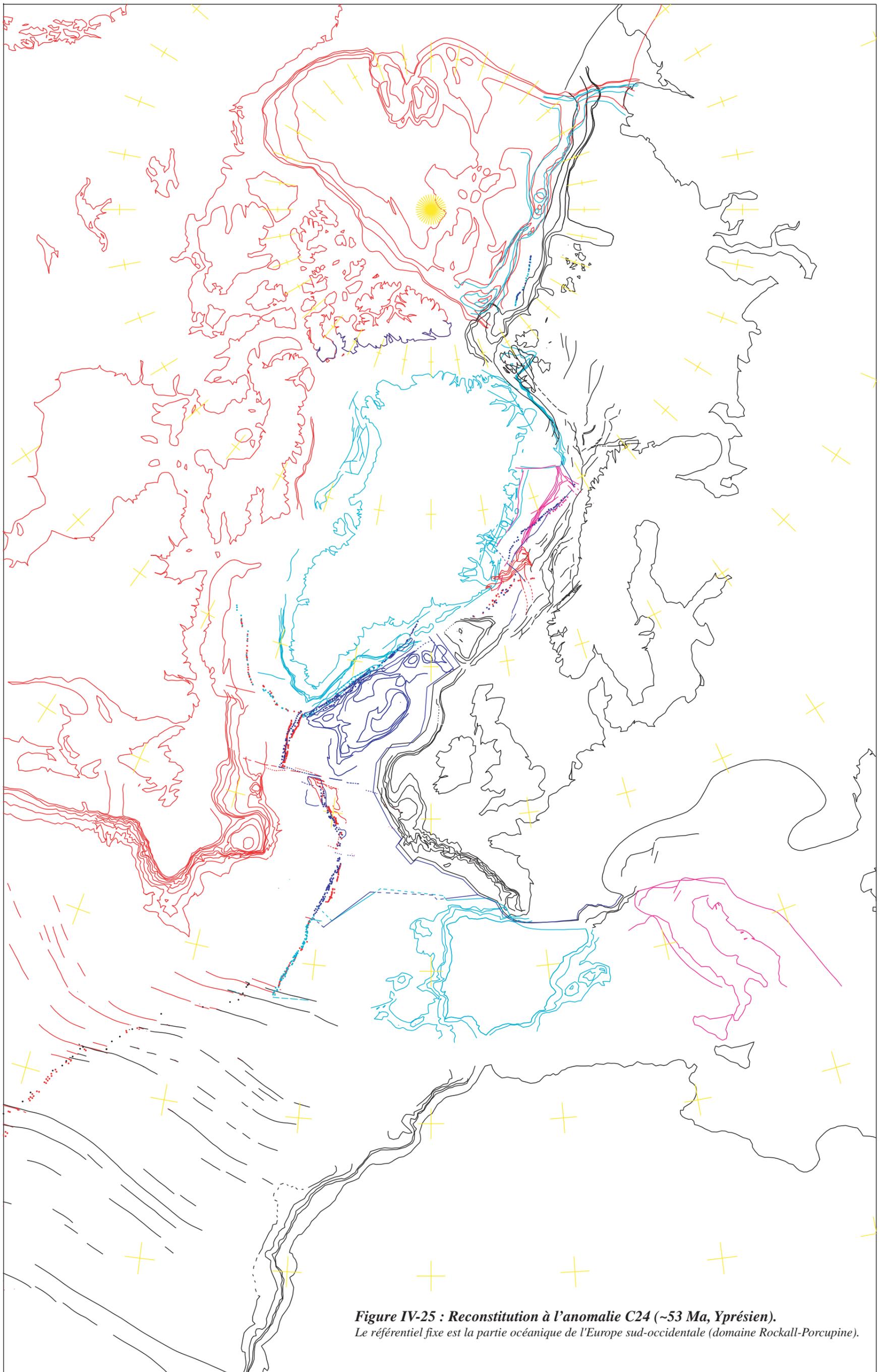


Figure IV-25 : Reconstitution à l'anomalie C24 (~53 Ma, Yprésien).
Le référentiel fixe est la partie océanique de l'Europe sud-occidentale (domaine Rockall-Porcupine).

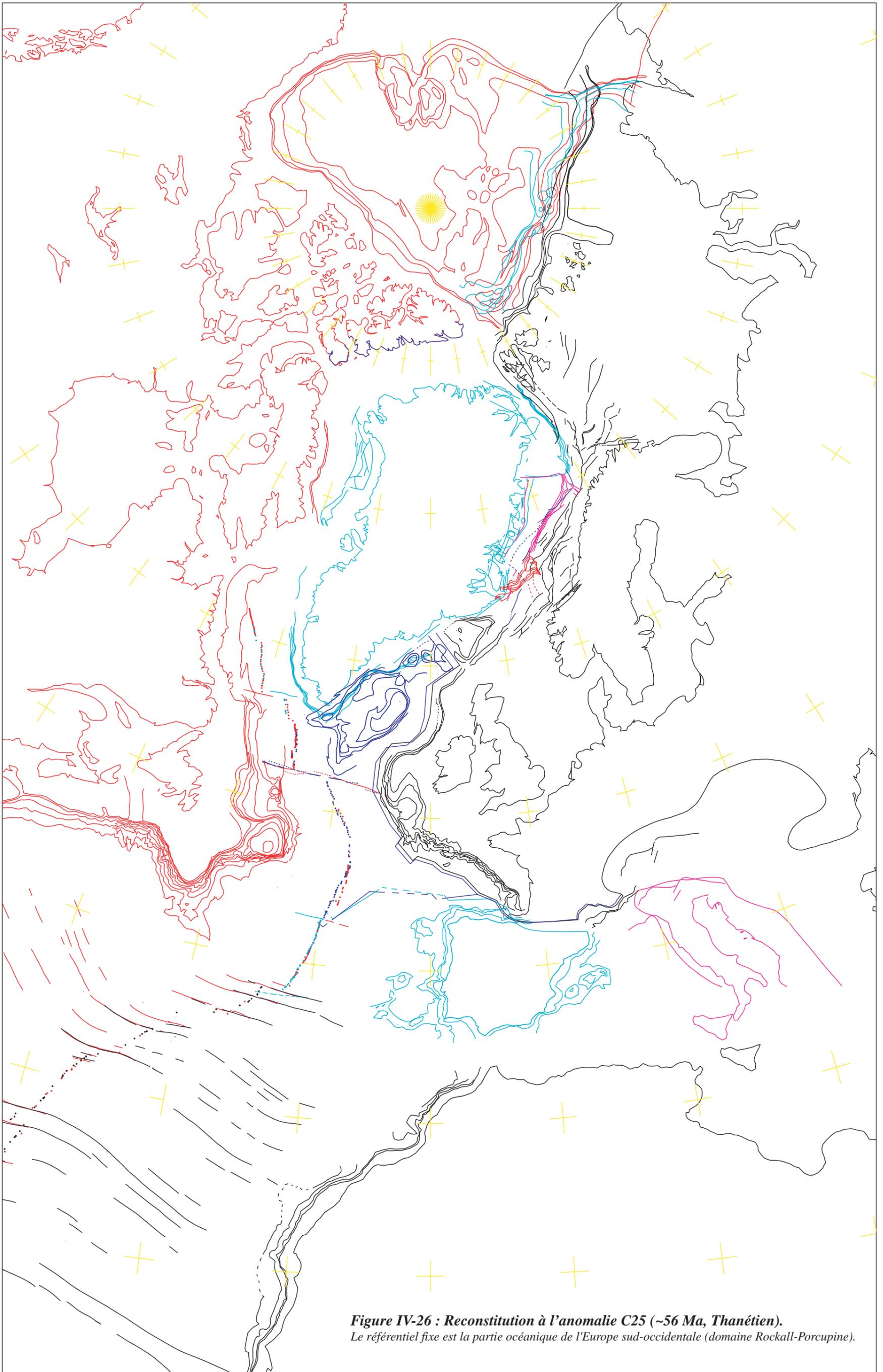


Figure IV-26 : Reconstitution à l'anomalie C25 (~56 Ma, Thanétien).
Le référentiel fixe est la partie océanique de l'Europe sud-occidentale (domaine Rockall-Porcupine).

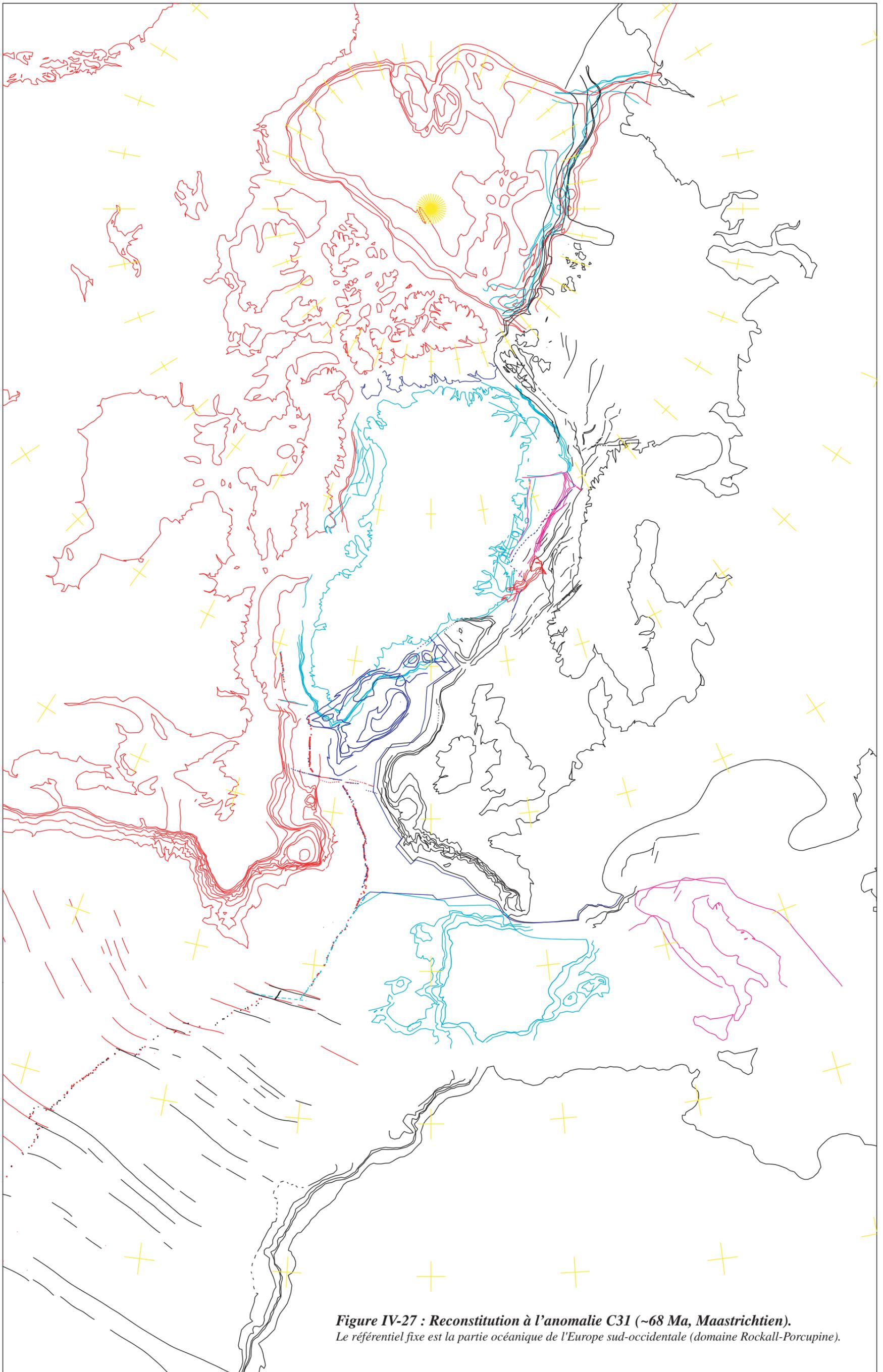


Figure IV-27 : Reconstitution à l'anomalie C31 (~68 Ma, Maastrichtien).
Le référentiel fixe est la partie océanique de l'Europe sud-occidentale (domaine Rockall-Porcupine).

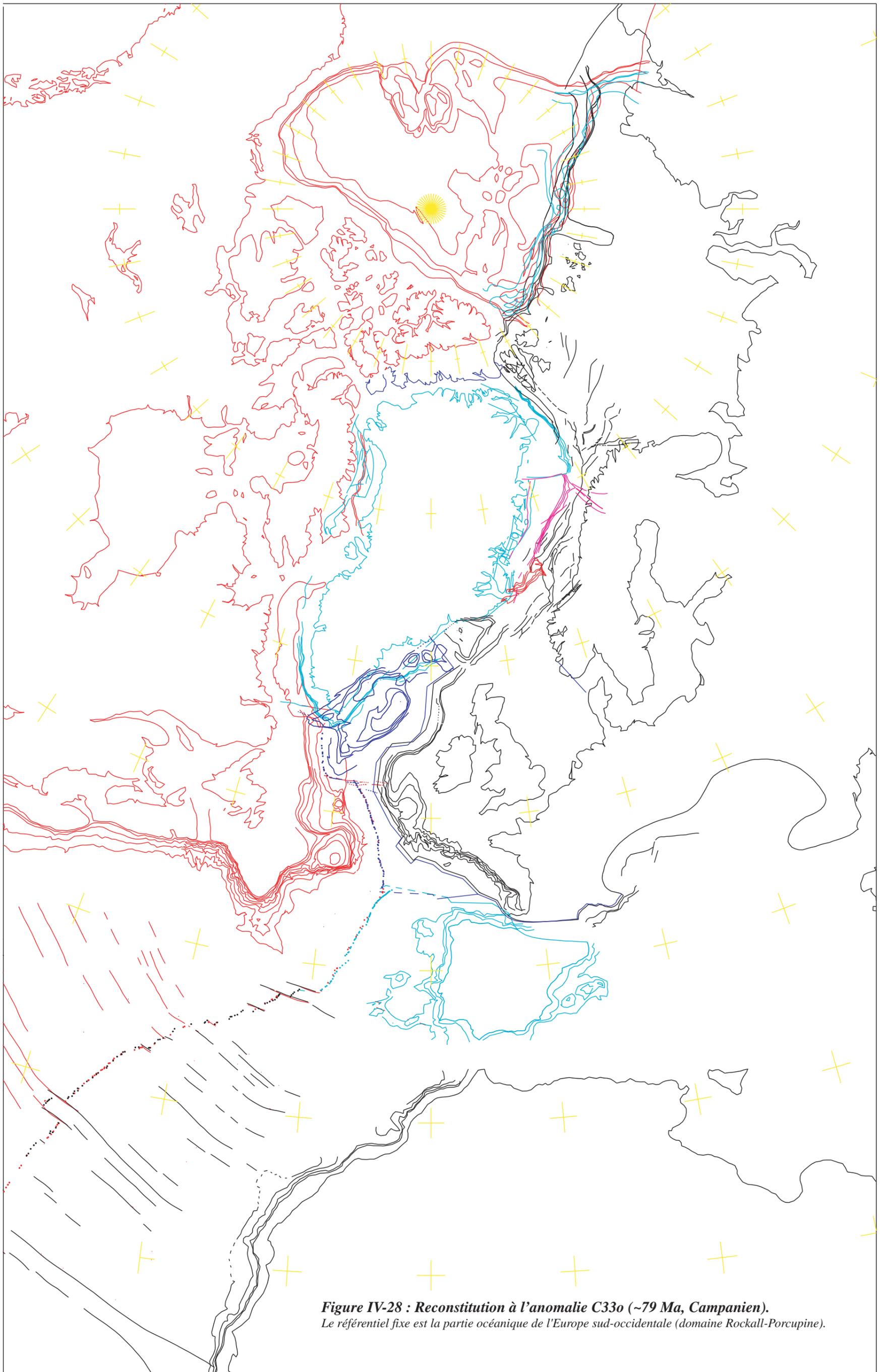
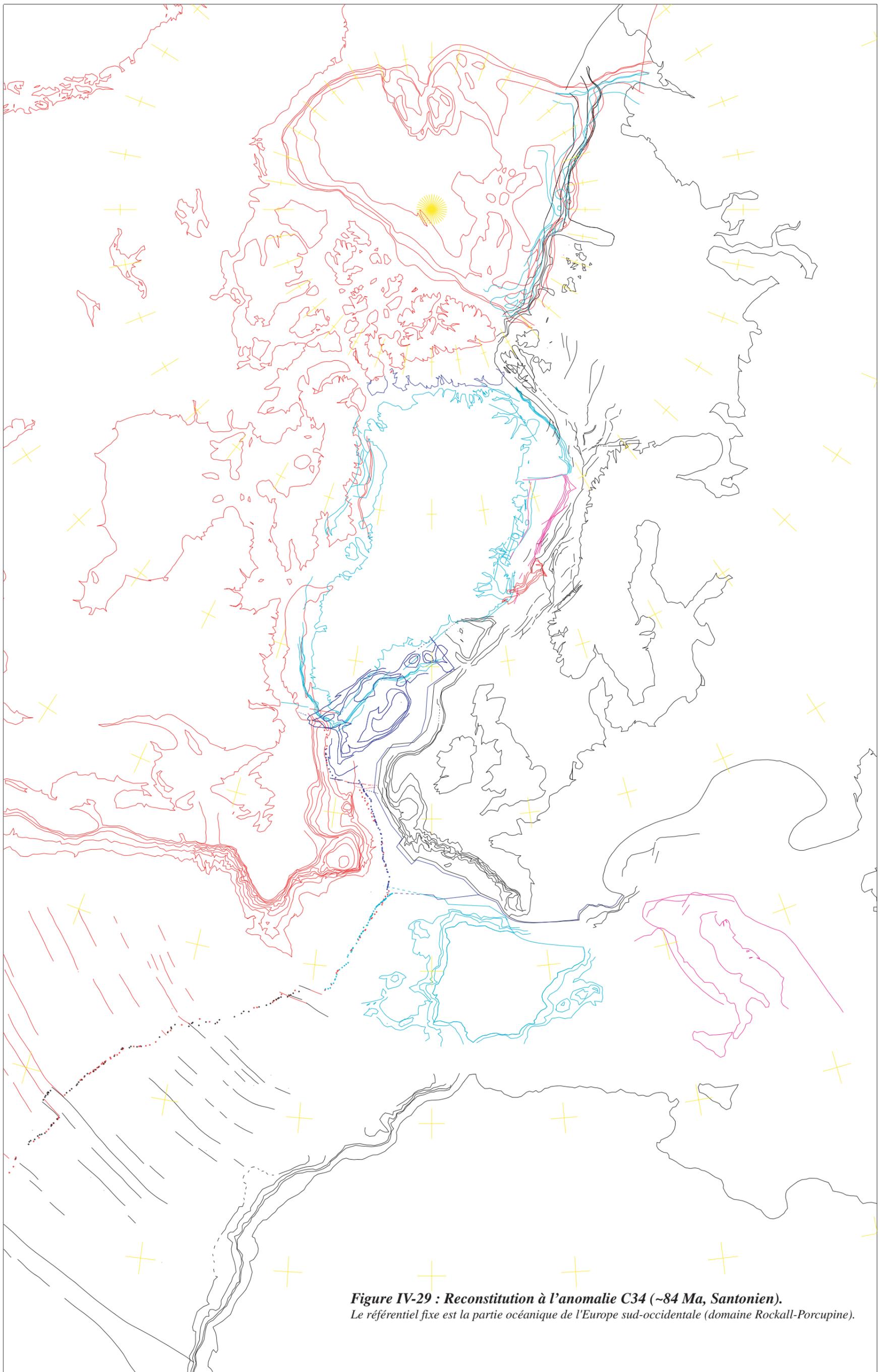


Figure IV-28 : Reconstitution à l'anomalie C33o (~79 Ma, Campanien).
Le référentiel fixe est la partie océanique de l'Europe sud-occidentale (domaine Rockall-Porcupine).



Chapitre V

—

**IMPLICATIONS DU MODELE
CINEMATIQUE**

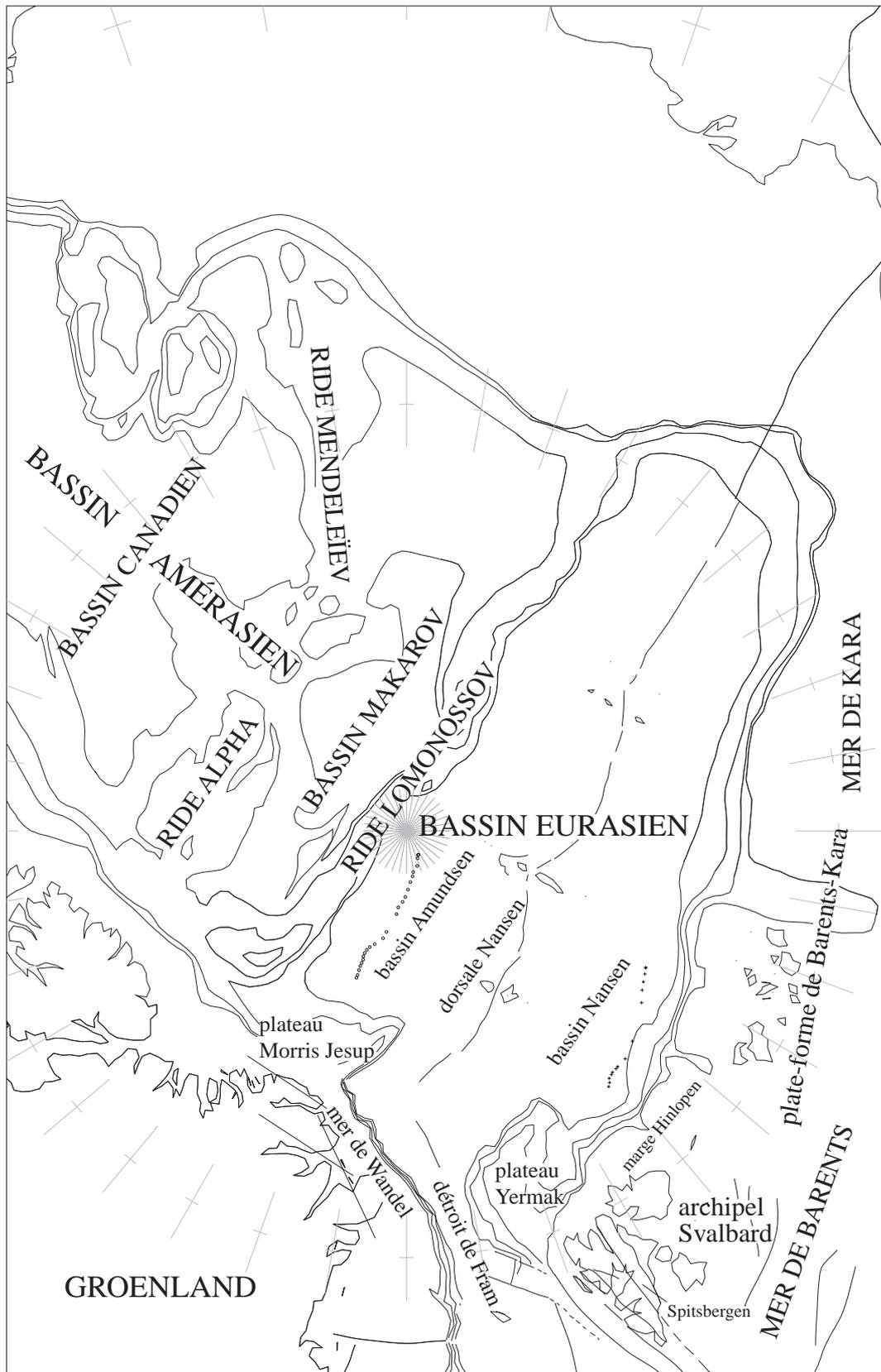


Figure V-1 : Toponymie de la région arctique.

L'anomalie magnétique C24 est représentée dans le bassin Eurasien par des cercles (côté américain) et par des croix (côté eurasiatique).

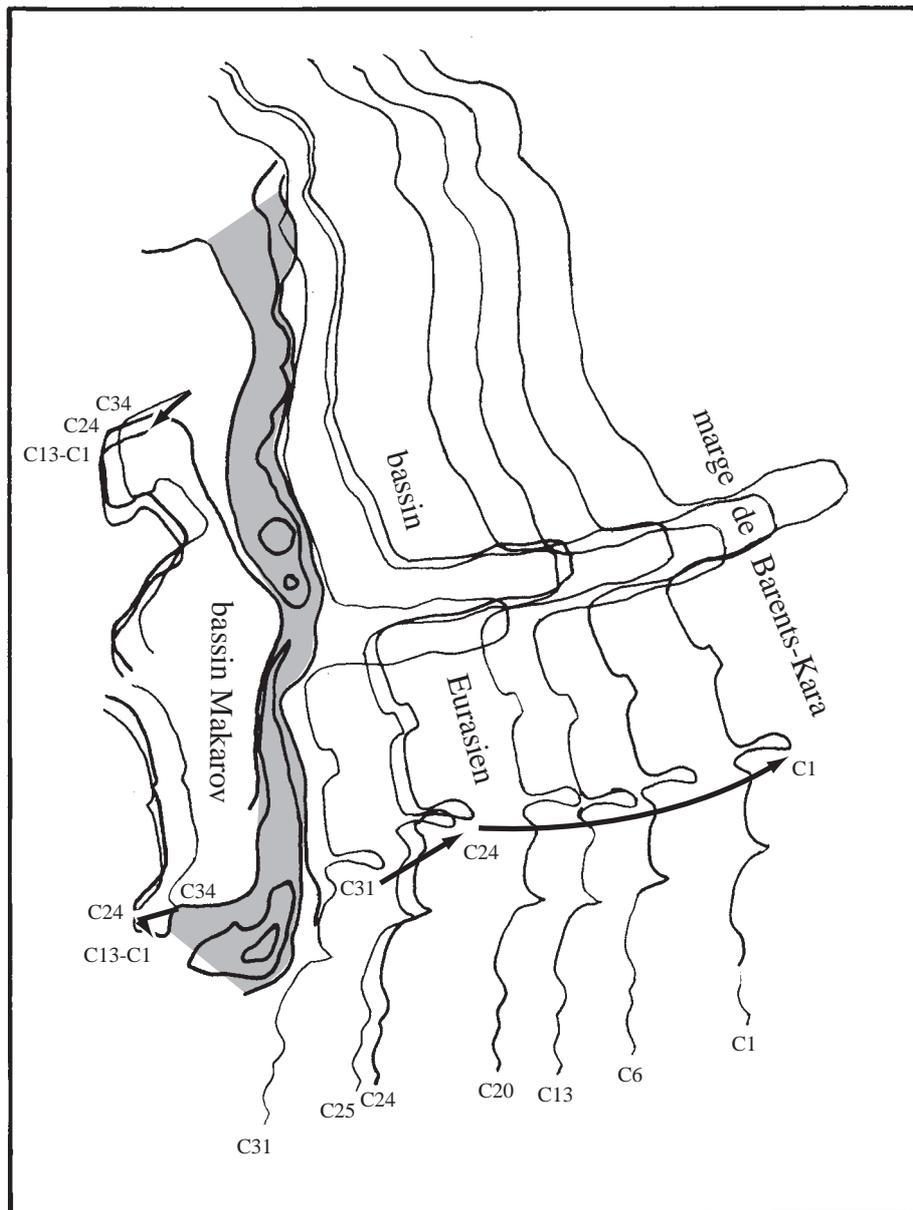


Figure V-2 : Évolution du domaine arctique.

La ride de Lomonossov (en gris) est considérée fixe.

À droite de la ride, l'ouverture du bassin Eurasien entre la ride de Lomonossov et la marge eurasiatique de Barents-Kara est représentée par le déplacement de l'isobathe de 500 mètres qui délimite le bord supérieur de la marge de Barents-Kara (voir figure précédente). Cette ouverture commence selon le modèle vers l'anomalie C31.

À gauche de la ride, l'ouverture du bassin Makarov est à son tour figuré par le déplacement d'une isobathe qui sépare le bassin des rides Alpha et Mendeleïev (voir figure précédente). La plupart du mouvement d'ouverture se produit entre les anomalies C34 (et plus probablement à partir des anomalies C31—C25) et C24. Il n'y a plus de mouvement après l'anomalie C13.

Ce modèle propose donc qu'entre les anomalies C31 (~68 Ma, Maastrichtien) et C13 (~33 Ma, base de l'Oligocène) se produisent des phénomènes de distension et/ou océanisation des deux côtés de la ride de Lomonossov.

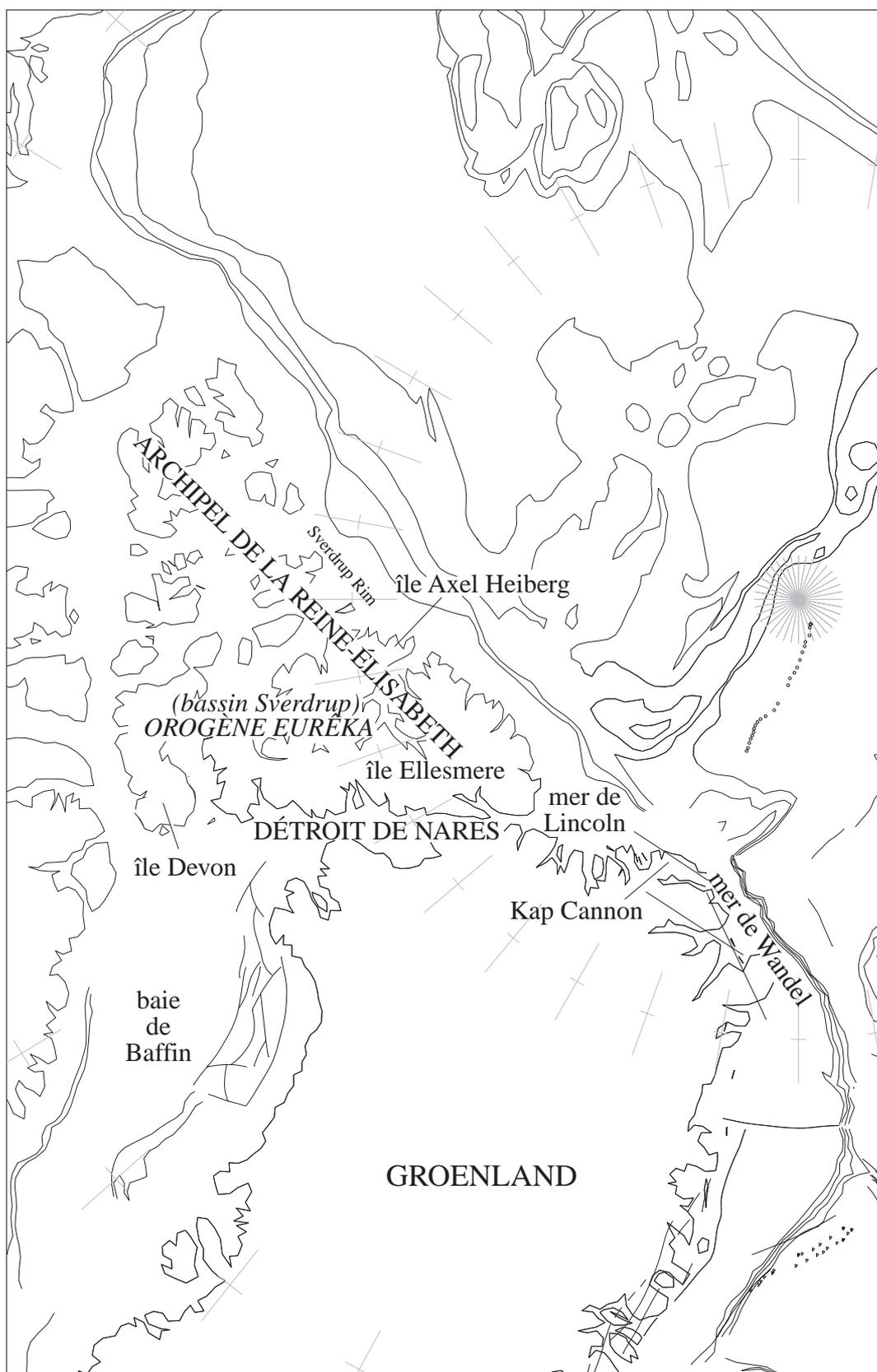


Figure V-3 : Toponymie de la région autour du détroit de Nares.
 L'anomalie magnétique C24 est représentée dans le bassin Eurasien par des cercles (côté américain) et par des triangles (à l'est du Groenland).

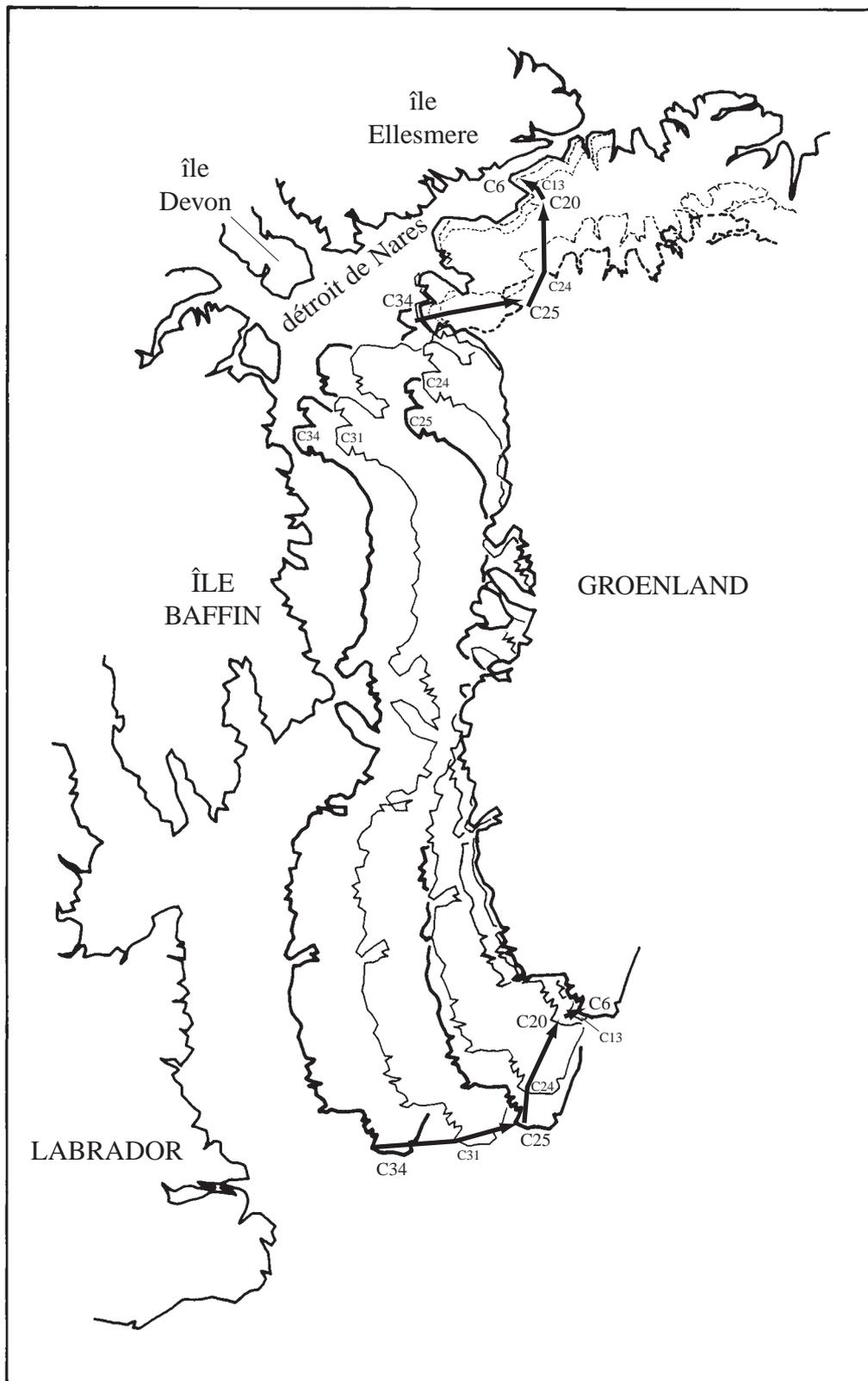


Figure V-4 : Évolution de la mer du Labrador et de la baie de Baffin.

Cette figure montre le mouvement du Groenland par rapport à l'Amérique du Nord. Le trait le plus remarquable est le changement dans la direction du mouvement qui a lieu entre l'anomalie C25 et C24. Au voisinage du détroit de Nares, le mouvement entre le Groenland et l'île Ellesmere (si celle-ci fait partie de l'Amérique du Nord) montre l'existence d'un mouvement de décrochement senestre entre les anomalies C34 et C25. À partir de l'anomalie C25, le mouvement serait de transpression senestre. La plupart de ce rapprochement se fait entre les anomalies C25 et C21. Ce mouvement de raccourcissement de direction NW-SE ne se fait pas à l'emplacement du détroit, mais à l'intérieur de l'archipel de la Reine-Élisabeth (orogénèse Eurêka).

Dans mon modèle, j'ai choisi d'envisager des mouvements différentiels entre le Groenland et l'Amérique du Nord après l'anomalie C13 (voir chapitre précédent). Cela va se traduire par la prolongation des phénomènes compressifs (très légers) à l'intérieur de l'archipel de la Reine Élisabeth et probablement au voisinage de la marge groenlandaise de la baie de Baffin.

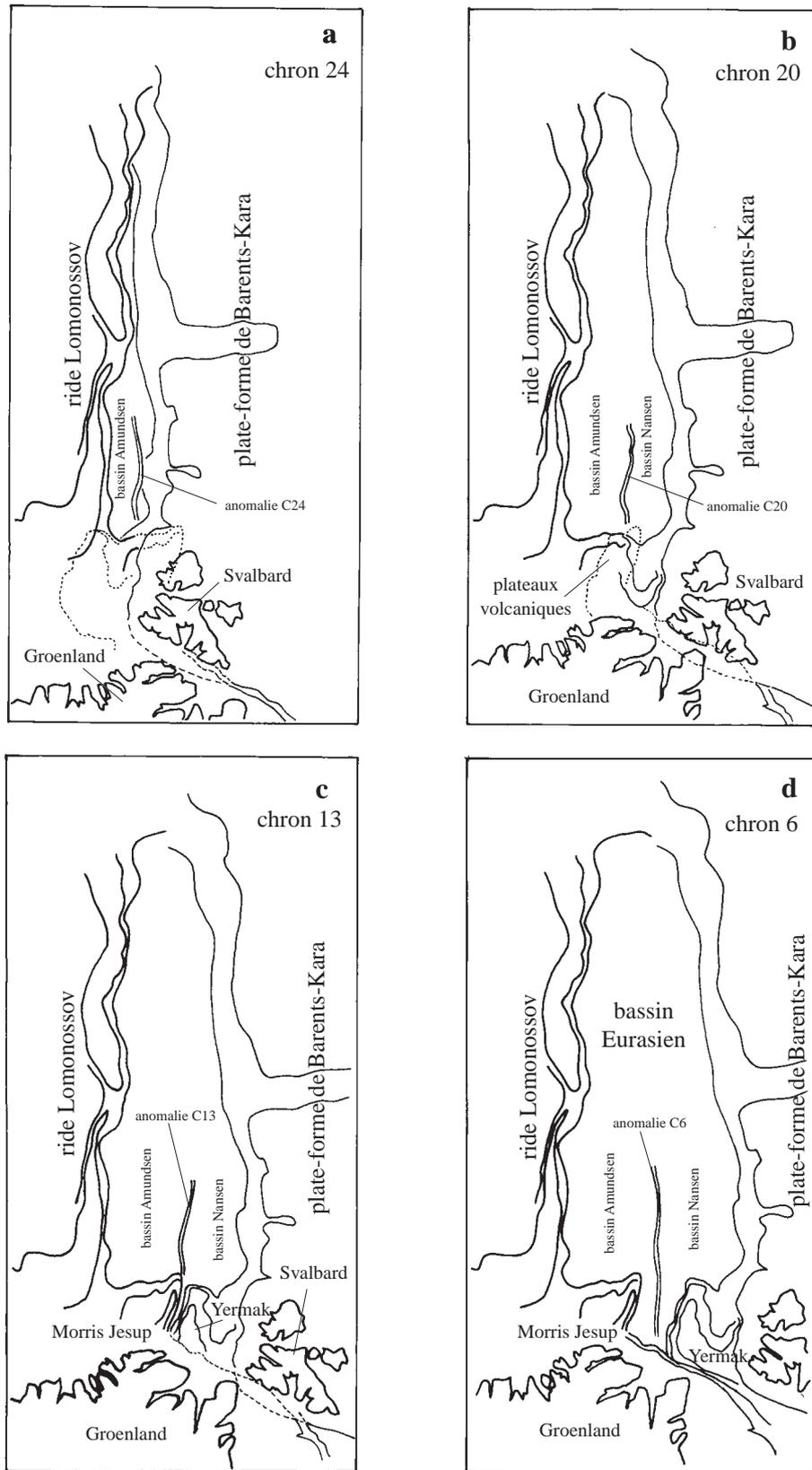


Figure V-5 Évolution des plateaux Yermak et Morris Jesup.

Cette figure montre une série de reconstitutions : (a) C24, (b) C20, (c) C13, (d) C6.

La ride de Lomonossov et le plateau Morris Jesup sont le référentiel fixe. Le plateau Morris Jesup n'est pas solidaire du Groenland dans mes reconstitutions : je suppose qu'ils sont séparés par une discontinuité ou une frontière qui se prolonge dans le détroit de Nares. Il est associé à la ride de Lomonossov. Le plateau Yermak est associé à la marge de Barents-Kara. Les pointillés indiquent les morphologies actuelles (à partir des isobathes qui n'existaient pas à l'époque).

Cette figure montre que ces deux plateaux volcaniques commencent à se former à un moment donné entre les anomalies C24 (a) et C20 (b), et que leur fonctionnement s'arrête peu avant l'anomalie C13 (les bords topographiques de ces reliefs apparaissent légèrement séparés à cette époque) (c). Le détroit de Fram, entre le Groenland et le Svalbard, ne va s'ouvrir qu'après l'anomalie C6.

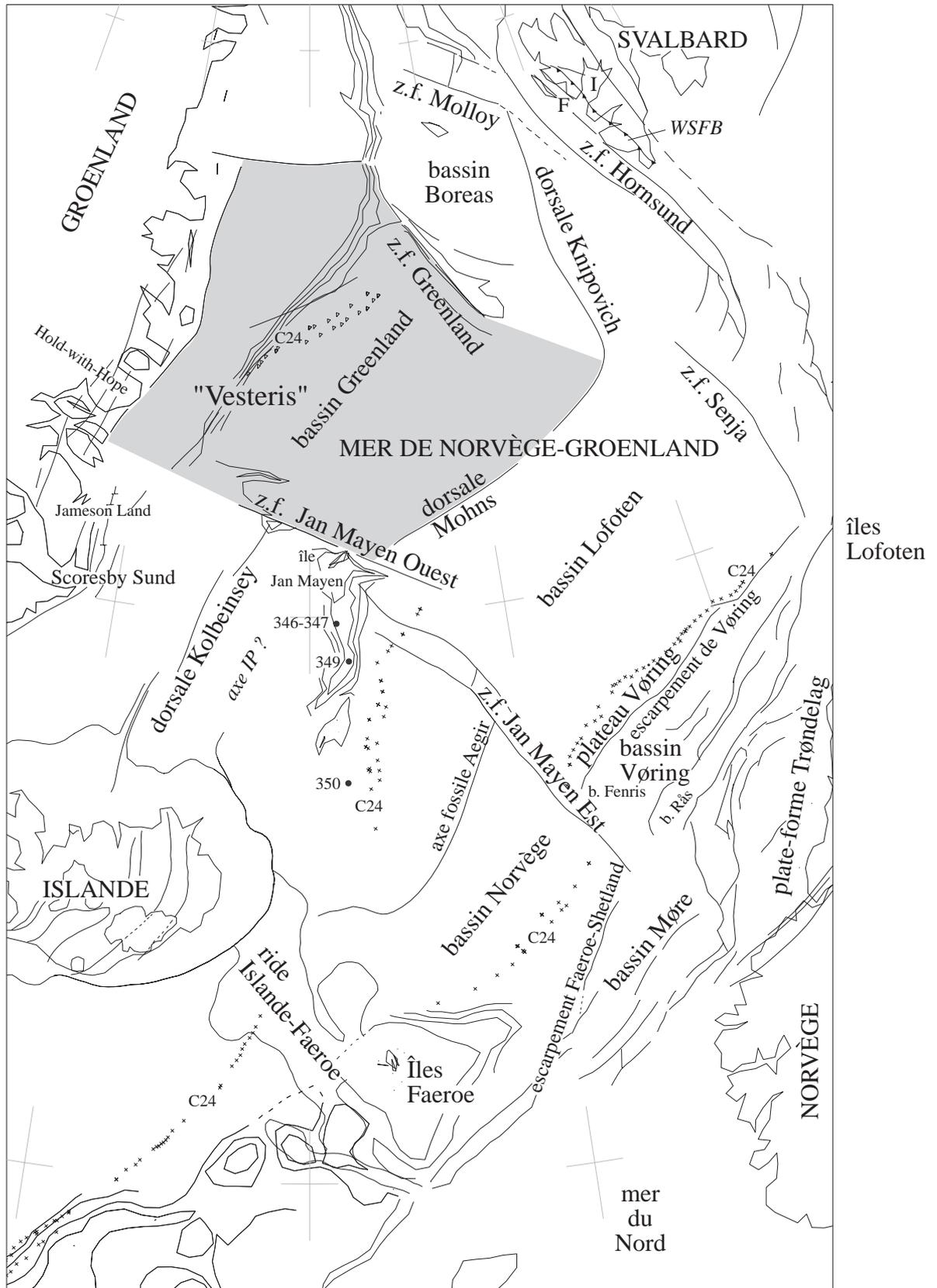


Figure V-6 : Toponymie de la mer de Norvège-Groenland.

WSFB : West Spitsbergen Fold-thrust Belt. F : Forlansundet. I : Isfjorden.
 L'anomalie magnétique C24 est représentée par des triangles (à l'est du Groenland) et par des croix (sur la plaque eurasiatique). Les forages 346, 347, 349 et 350 font partie du Leg 38. La région en grisé correspond au domaine "Vesteris" (voir chapitre IV).

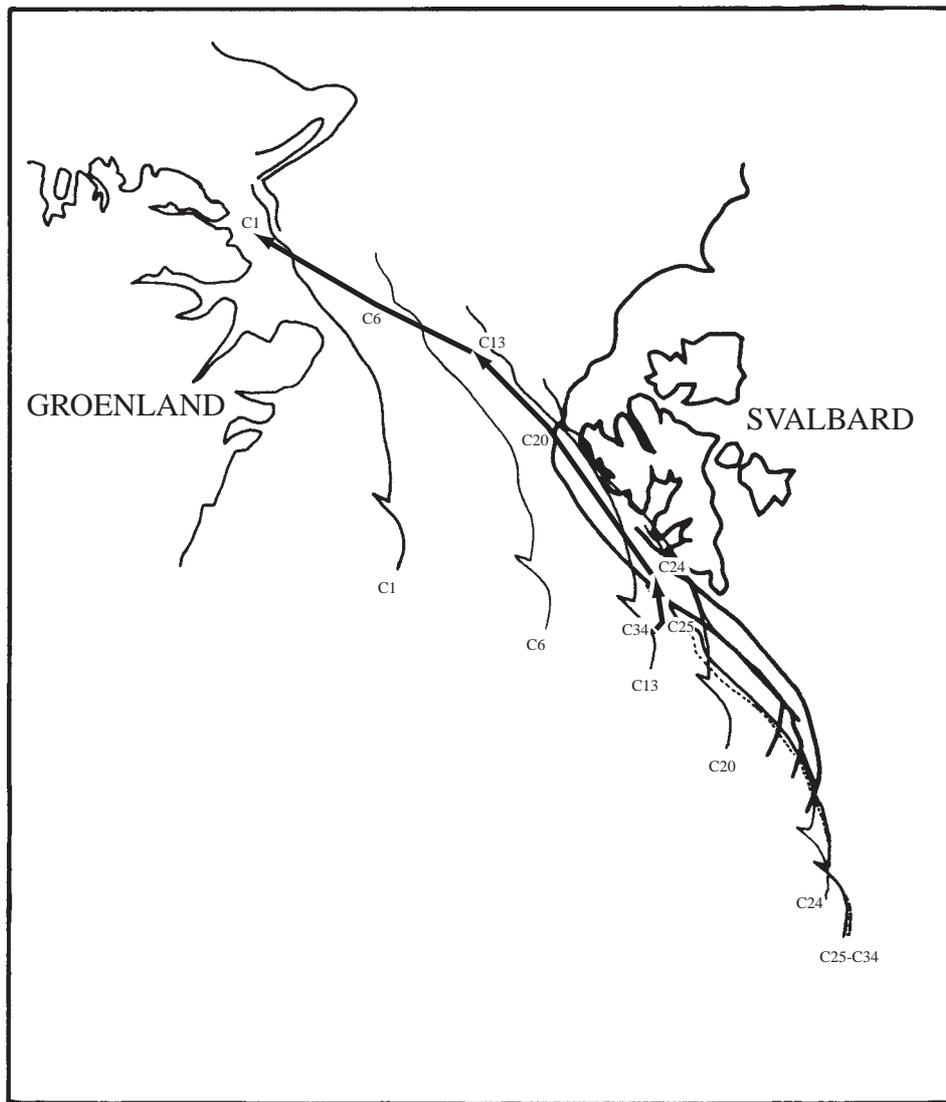


Figure V-7 : Évolution cinématique entre le Svalbard et le Groenland.

Cette figure prétend expliquer la formation de l'orogène WSFB à l'ouest de Svalbard, ainsi que celle du détroit de Fram. L'archipel de Svalbard est le référentiel fixe. L'évolution est montrée par le déplacement d'un segment de l'isobathe qui marque le bord supérieur de la plate-forme nord-est du Groenland (comparer avec la figure précédente). Les mouvements relatifs du Groenland par rapport au Svalbard sont décrits comme suit :

- entre C34 (~84 Ma, Santonien) et C25 (~56 Ma, fin du Paléocène), près de la zone de fracture Senja il n'y a pas de mouvement. Il y a peut-être un peu de compression à l'ouest du Spitsbergen. Selon ce modèle, pendant le Crétacé supérieur et le Paléocène, il n'y aurait presque pas de mouvement entre le Groenland et le Svalbard ;
- entre C25 et C24 (~53 Ma, base de l'Éocène), semble se produire la partie la plus importante de l'orogène West Spitsbergen Fold-thrust Belt (WSFB) dans un contexte de transpression tandis que du côté de la zone de fracture Senja, il s'agit de mouvements latéraux ;
- entre C24 et C20 (~43 Ma, Lutétien), il y a encore de la transpression dextre au voisinage de WSFB, mais la composante compressive du mouvement est beaucoup moins importante que précédemment ;
- entre C20 et C13 (~33 Ma, base de l'Oligocène) le mouvement est décrochant ;
- entre C13 et C1 (actuel), le Svalbard et le Groenland se séparent d'abord en transtension, puis il se produit l'océanisation du détroit de Fram.

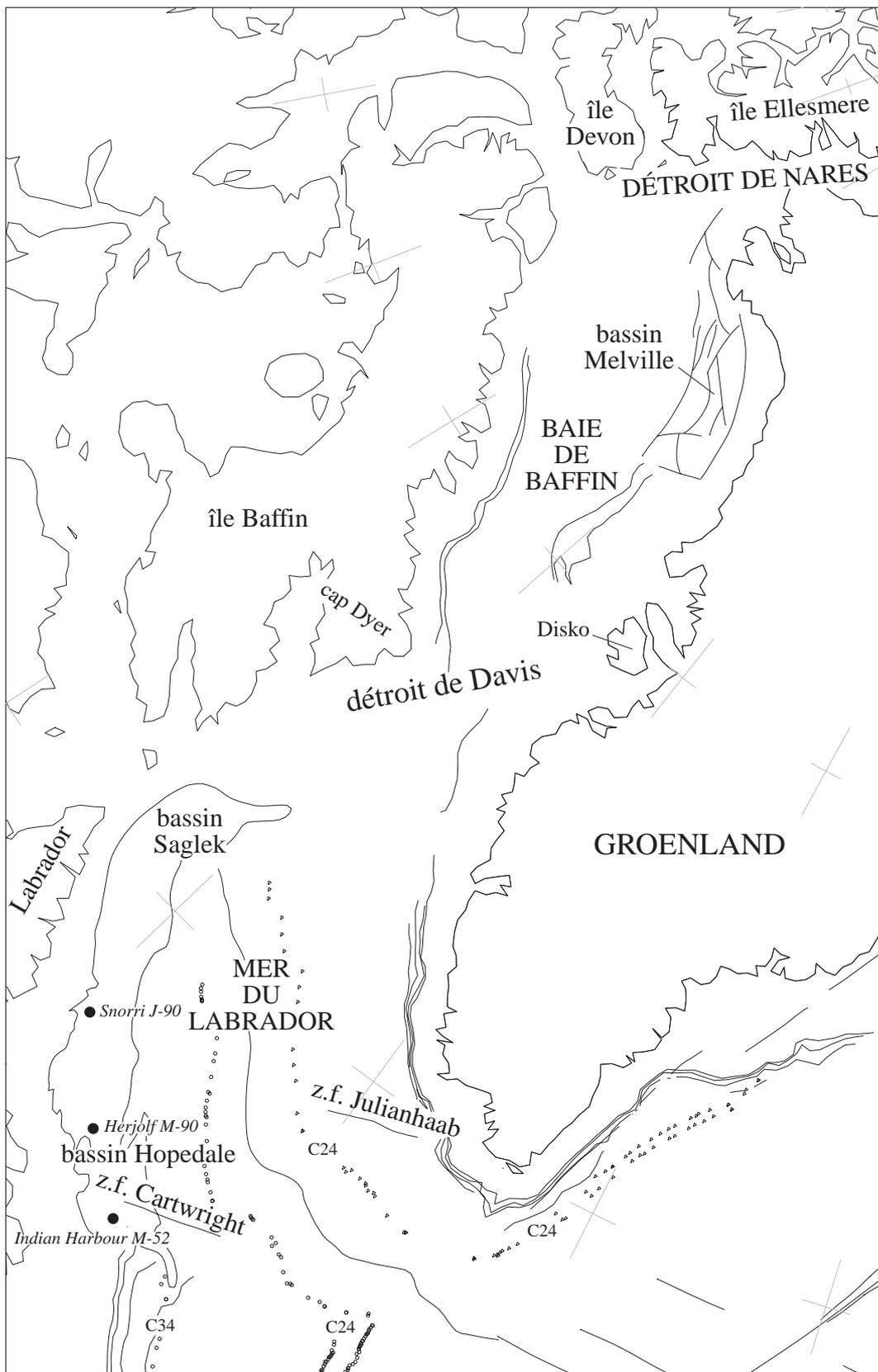


Figure V-8 : Toponymie de la mer du Labrador et la baie de Baffin.

Snorri J-90, Herjolf M-92 et Indian Harbour M-52 sont des forages pétroliers cités dans le texte. L'anomalie magnétique C24 est représentée par des triangles sur la plaque groenlandaise et par des cercles sur l'américaine. Sur la plaque américaine, au sud du forage Indian Harbour M-52, près de la marge, une série de cercles situent l'anomalie magnétique C34.

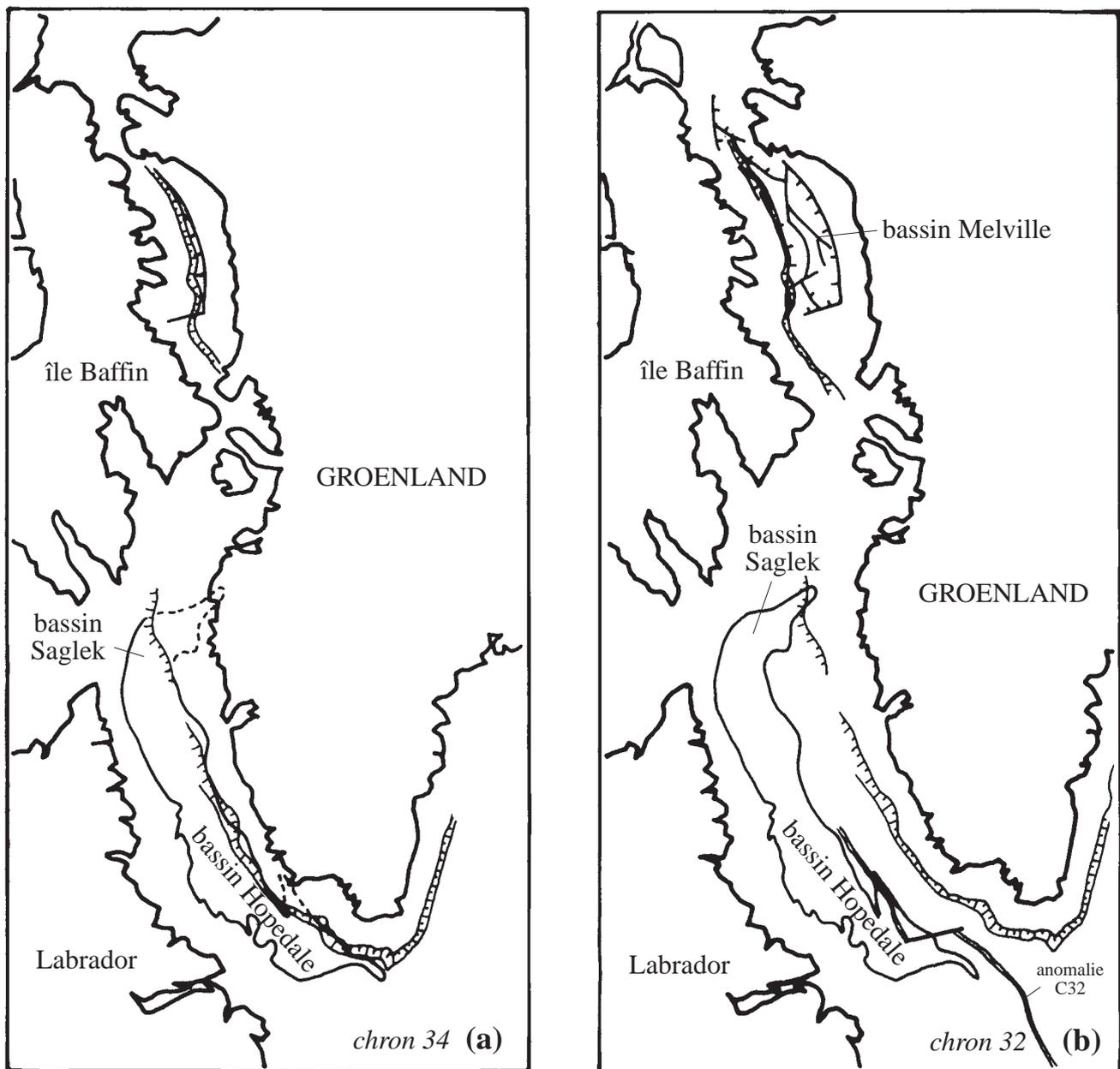


Figure V-9 : Évolution des bassins Melville, Saglek et Hopedale.

(a) situation à l'anomalie C34 (~84 Ma, Santonien) ; (b) situation à l'anomalie C32 (~72 Ma, Campanien).

Cette figure montre que le bassin Melville s'est créé à partir de l'anomalie C34 (a). À l'anomalie C34, le bord interne (vers la terre) du bassin se superpose avec le bord topographique de la plateforme orientale de l'île Baffin : le bassin est fermé. À cet endroit, ces bords correspondent, en première approximation, avec la limite du continent non aminci formé par des matériaux pré-mésozoïques.

Par contre, pour les bassins Saglek et Hopedale, à l'anomalie C34, il y a déjà un espace entre le bord vers la terre des bassins et le bord de la marge sud-ouest du Groenland (a). Cet espace suggère que ces bassins ont commencé à se former avant la fin du Santonien (C34).

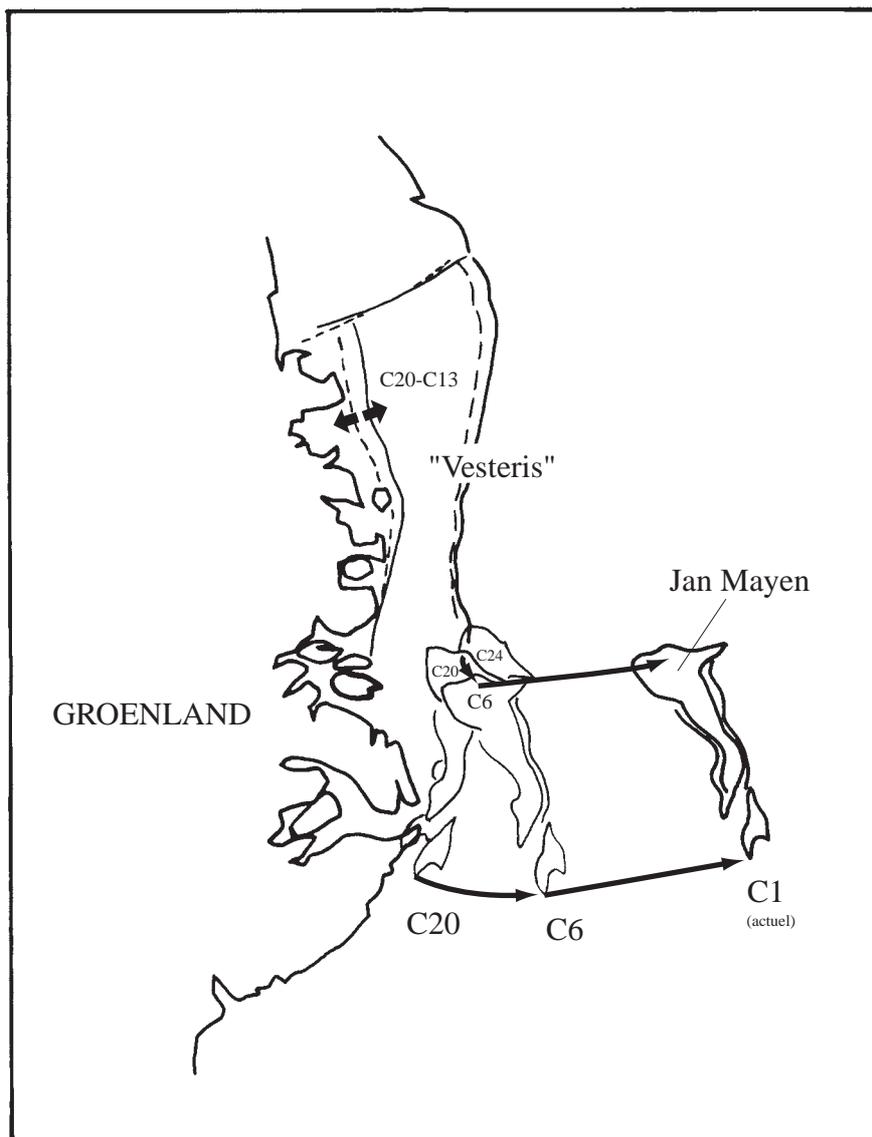


Figure V-10 : Évolution de la marge nord-est du Groenland et du bloc Jan Mayen.

Dans mon modèle cinématique, j'ai introduit une zone qui subit des phénomènes distensifs sur la plate-forme continentale nord-est du Groenland délimitant une région vers l'océan que j'appelle "Vesteris". Plus au Sud, le bloc Jan Mayen est censé se détacher de la marge groenlandaise.

Entre l'anomalie C34 (~84 Ma, Santonien) et C24 (~53 Ma, base de l'Éocène), rien n'indique —du point de vue cinématique— qu'il y ait des mouvements différentiels (intraplaque) à l'intérieur de la plate-forme groenlandaise. On est dans la période finale de formation des marges conjuguées du Groenland et de la Norvège. Le bloc Jan Mayen —si il existe— forme partie de la marge groenlandaise.

Entre l'anomalie C24 et C20 (~43 Ma, Lutétien), il peut y avoir des mouvements intraplaques légers difficiles à cerner tantôt au voisinage de la marge nord-est groenlandaise comme sur le bloc Jan Mayen. Celui-ci semble glisser légèrement le long de la marge groenlandaise du Nord vers le Sud, mais sans une étude de détail, il est difficile de déterminer si ce déplacement latéral existe réellement.

Entre les anomalies C20 et C13 (~33 Ma, base de l'Oligocène) se produisent des phénomènes distensifs, car la superposition entre le domaine Vesteris et le Groenland représenté dans les reconstitutions depuis l'anomalie C34 disparaît à l'anomalie C13. Ces mouvements semblent être plus importants au Nord qu'au Sud, vers le bloc Jan Mayen. Jan Mayen se sépare définitivement du Groenland entre les anomalies C13 et C6 (~20 Ma, Burdigalien), probablement vers l'anomalie C10, marquée par la discordance intra-oligocène trouvée sur les forages de Jan Mayen. À partir d'un moment mal déterminé, pré-anomalie C6, l'accrétion sur la dorsale Kolbeinsey éloigne le bloc Jan Mayen du Groenland.

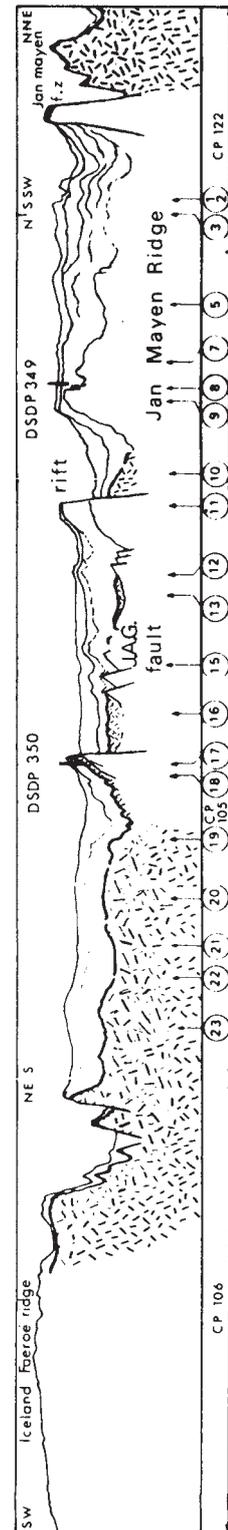
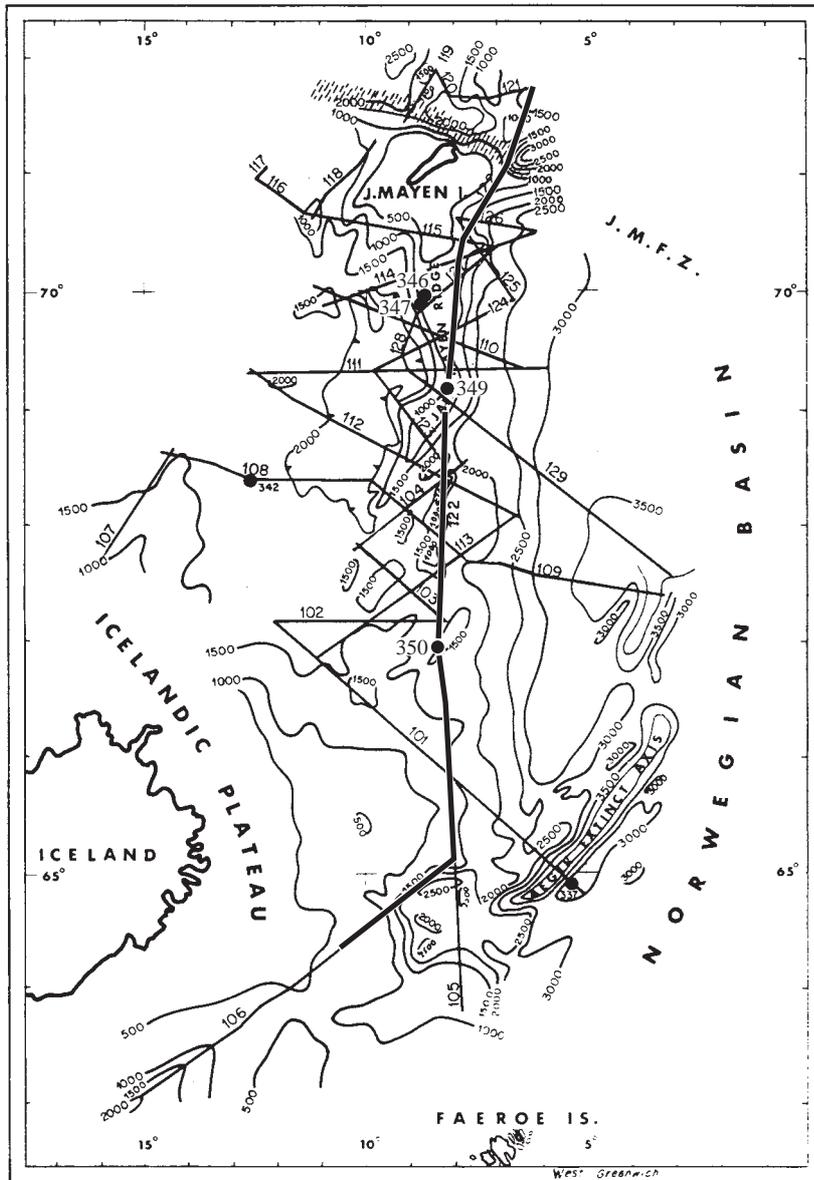


Figure V-11 : Le bloc Jan Mayen [d'après Gairaud et al., 1978].

Cette figure montre une coupe sismique orientée N-S et sa position (trait épais) sur le bloc Jan Mayen.

346, 347, 349 et 350 sont des forages du Leg 38.

Ce profil montre la relative importance des sédiments sur tout le bloc Jan Mayen, en comparaison avec la croûte océanique près de l'actuelle dorsale, au nord de la zone de fracture Jan Mayen, et sur la ride Faeroe-Islande-Groenland, au sud du bloc Jan Mayen. Cependant, sur le bloc, il n'y a pas de différences substantielles entre les épaisseurs sédimentaires de la partie supposée à croûte continentale (au Nord) de celle au sud du DSDP 350 supposée étant formée par de la croûte océanique.

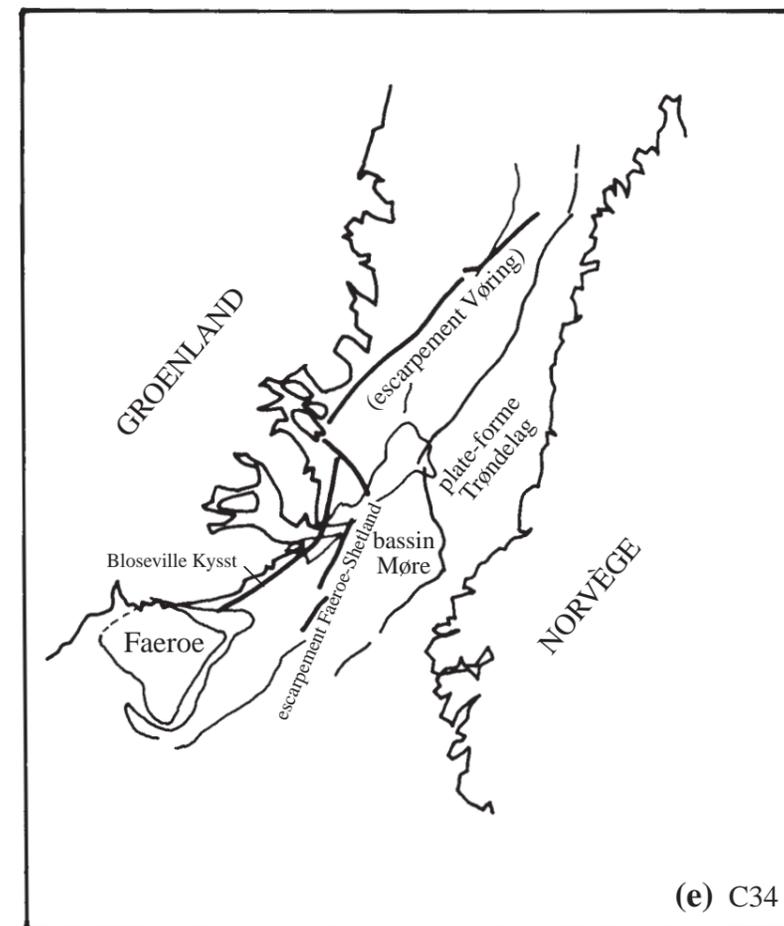
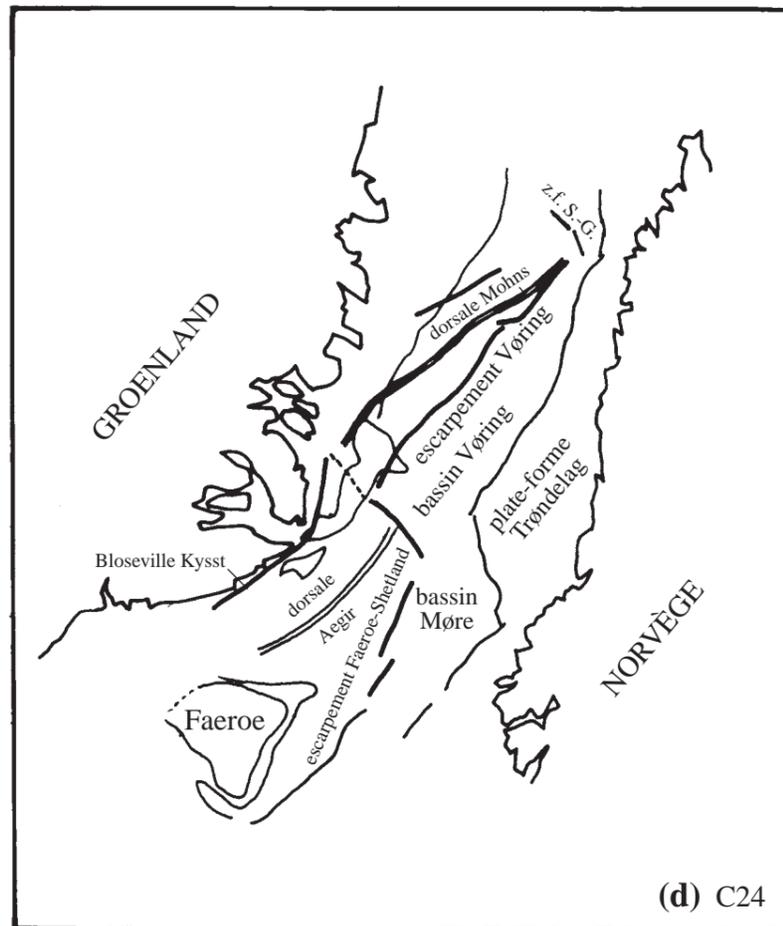
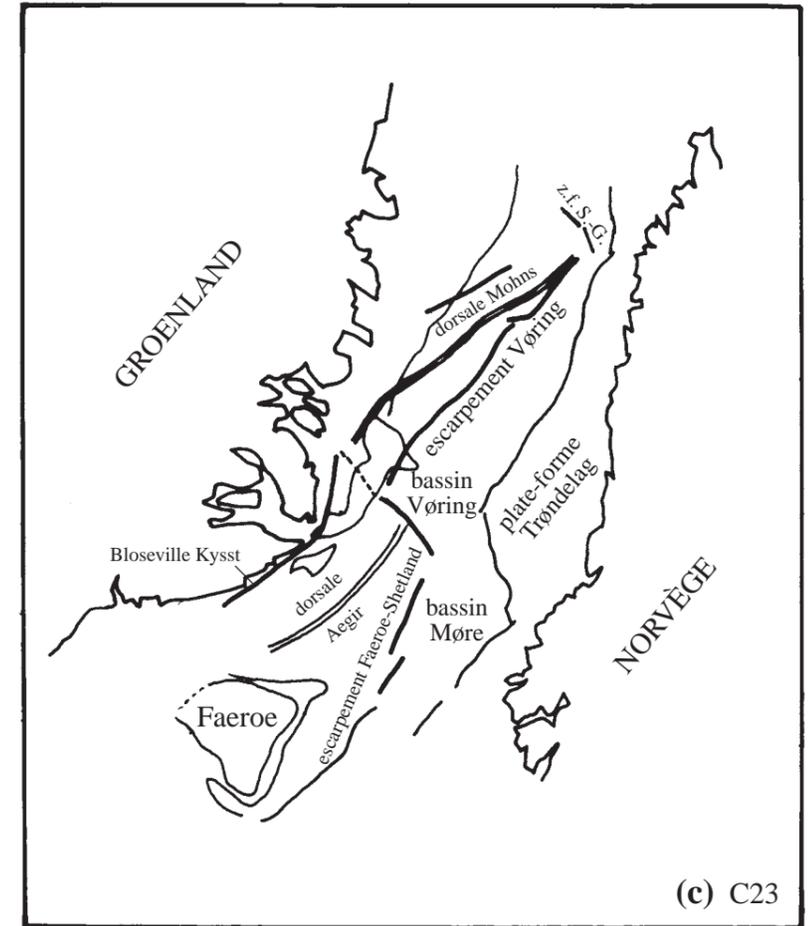
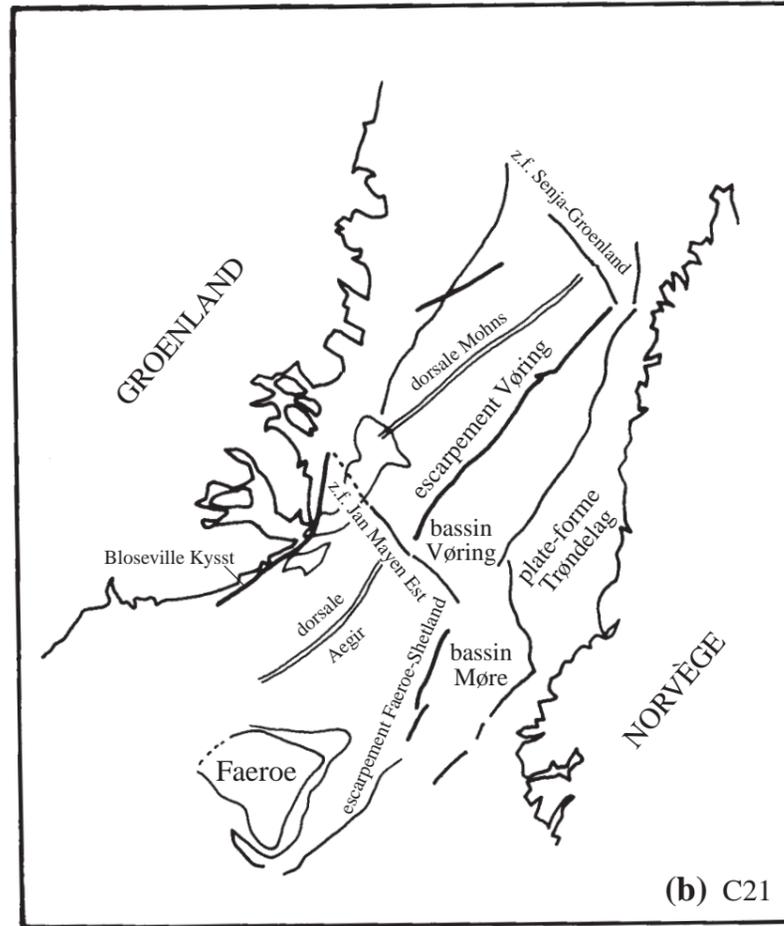
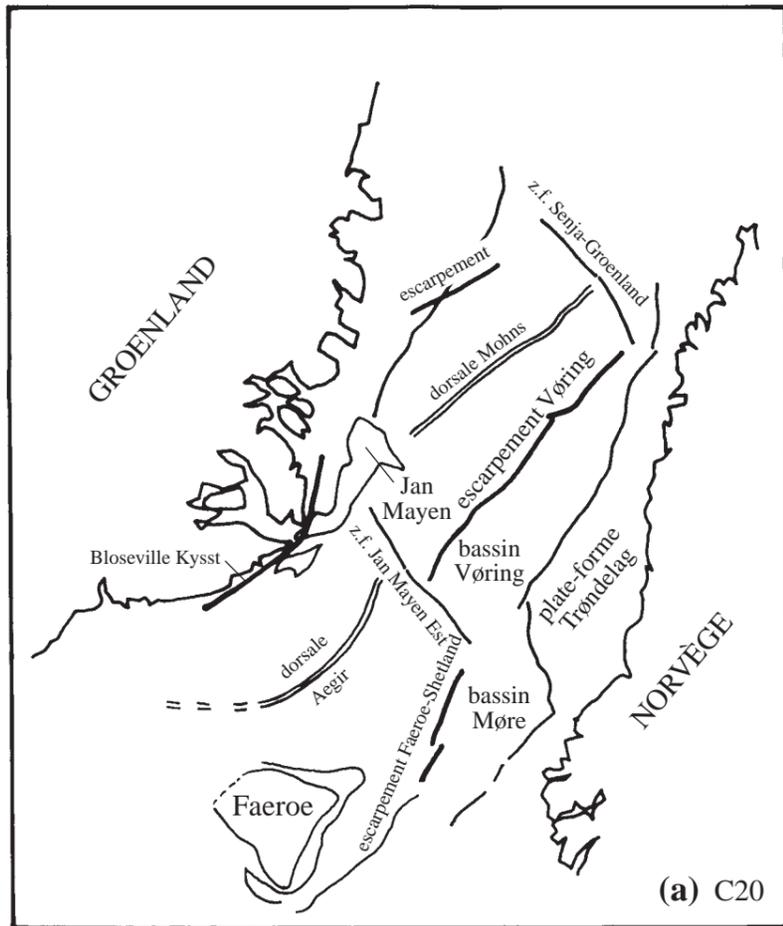


Figure V-12 : Évolution schématique de la mer de Norvège-Groenland.

Cette série de reconstitutions est réalisée par rapport au référentiel Groenland. En remontant dans le temps, ce modèle montre que :

(a) à l'anomalie C20 la dorsale océanique se trouve à l'est de l'ensemble Jan Mayen—Groenland ;

(b) à l'anomalie C21, les anomalies magnétiques pointées dans le bassin Lofoten se superposent avec la partie septentrionale du bloc Jan Mayen, à la hauteur de l'île Jan Mayen. C'est-à-dire qu'on retrouve superposés des repères appartenant à des régions océaniques (les anomalies magnétiques) sur une structure supposée d'origine continentale ;

(c) aux anomalies C22 et C23 la dorsale se trouve à l'Ouest, entre la limite du bloc et la plate-forme groenlandaise ;

(d) à l'anomalie C24, la partie nord du bloc Jan Mayen est chevauchée par les escarpements de Vøring et de Faeroe-Shetland ;

(e) entre l'anomalie C25 et C34, l'escarpement de Vøring se situe à l'intérieur de l'actuelle plate-forme groenlandaise, et la partie septentrionale du bloc Jan Mayen se superpose au bassin Vøring.

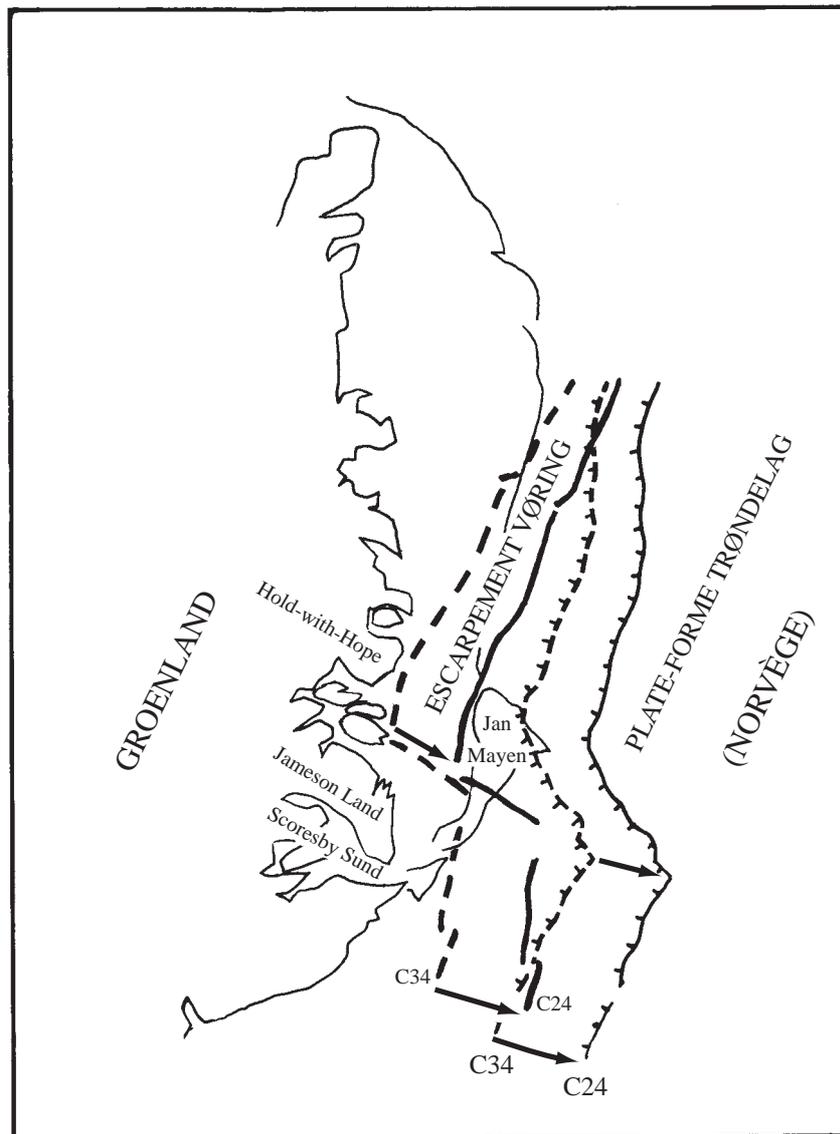


Figure V-13 : Évolution cinématique des bassins Vøring et Møre.
 Dans cette figure, le Groenland est fixe. De côté norvégien, deux traits structuraux sont dessinés : les escarpements de Vøring et de Faeroe-Shetland reliés par la prolongation de la zone de fracture Jan Mayen Est (voir aussi la figure V-6) ; et le bord de la plate-forme de Trøndelag. Ces traits sont représentés en trait continu pour l'anomalie C24 (~53 Ma, base de l'Éocène) et en tireté pour l'anomalie C34 (~84 Ma, Santonien). Les escarpements de Vøring et de Faeroe-Shetland, qui marquent approximativement la limite de l'océan, vont se retrouver en superposition plus importante sur le bloc Jan Mayen et la plate-forme groenlandaise à l'anomalie C34.

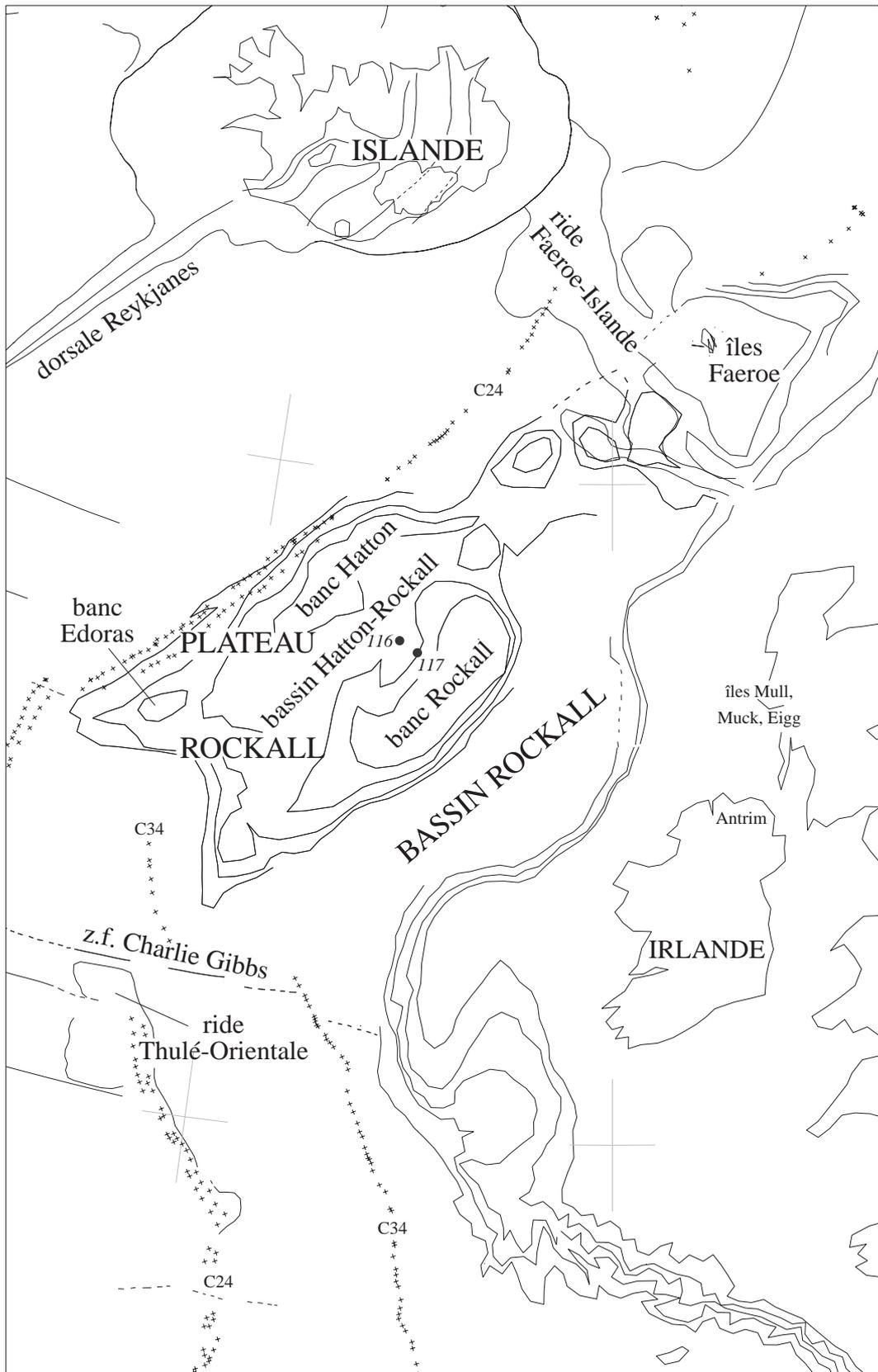


Figure V-14 : Toponymie de la région autour du plateau de Rockall.
 116 et 117 sont des forages DSDP. Les croix correspondent à l'anomalie C24 et C34 (au sud du plateau Rockall).

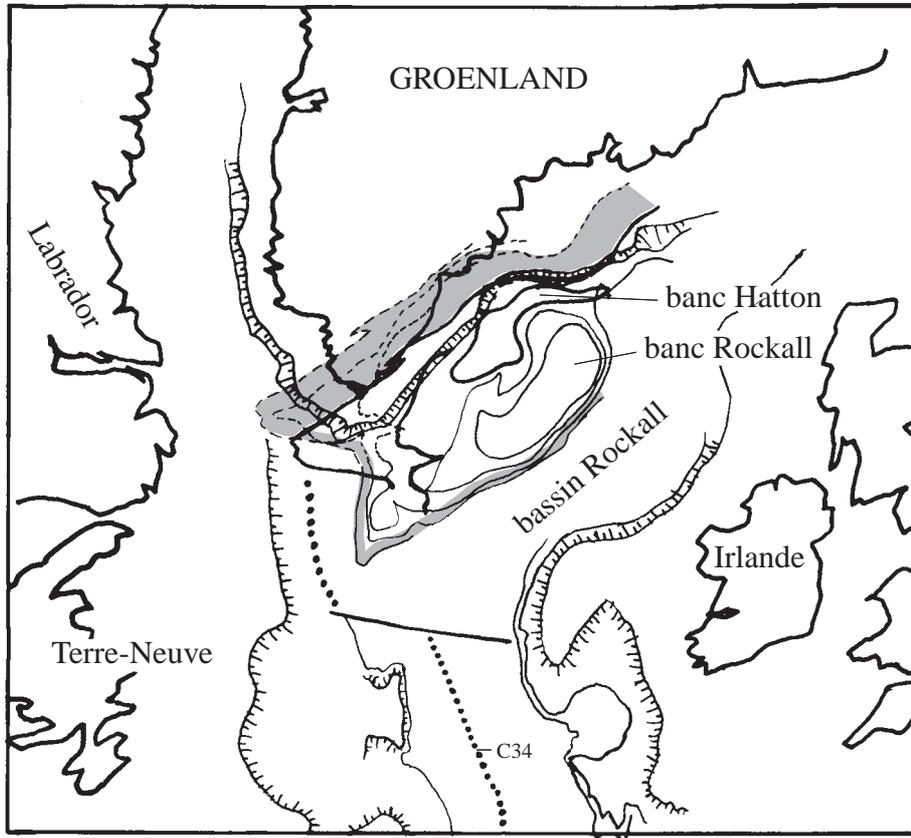


Figure V-15 : Le fit entre le Groenland et le plateau de Rockall.

Cette figure montre une reconstitution à l'anomalie C34 (~84 Ma, Santonien). Le plateau Rockall avec sa morphologie actuelle (bord en gris) se superpose de manière importante à la marge sud-est du Groenland (grisé, ça correspond un peu près à l'emplacement actuel des bancs Hatton et Edoras). Cette superposition persiste jusqu'à, au moins, l'anomalie C31 (~68 Ma, Maastrichtien). L'agencement des anomalies magnétiques (C34 dans cette figure) de part et d'autre de la zone de fracture Charlie Gibbs indiquent qu'il n'y a pas de mouvements différentiels importants dans le bassin Rockall.

Pour expliquer cette superposition deux hypothèses sont possibles :

— on considère que la partie superposée du plateau de Rockall (grisé, bancs Hatton et Edoras) a une origine principale liée au volcanisme thuléen ;

— on referme les bancs Hatton et Edoras (traits noirs épais) contre le banc Rockall, en faisant disparaître le bassin Hatton-Rockall. Dans ce cas, le plateau continental aurait subi un important phénomène de rifting au Paléocène qui aurait donné lieu au bassin Hatton-Rockall.

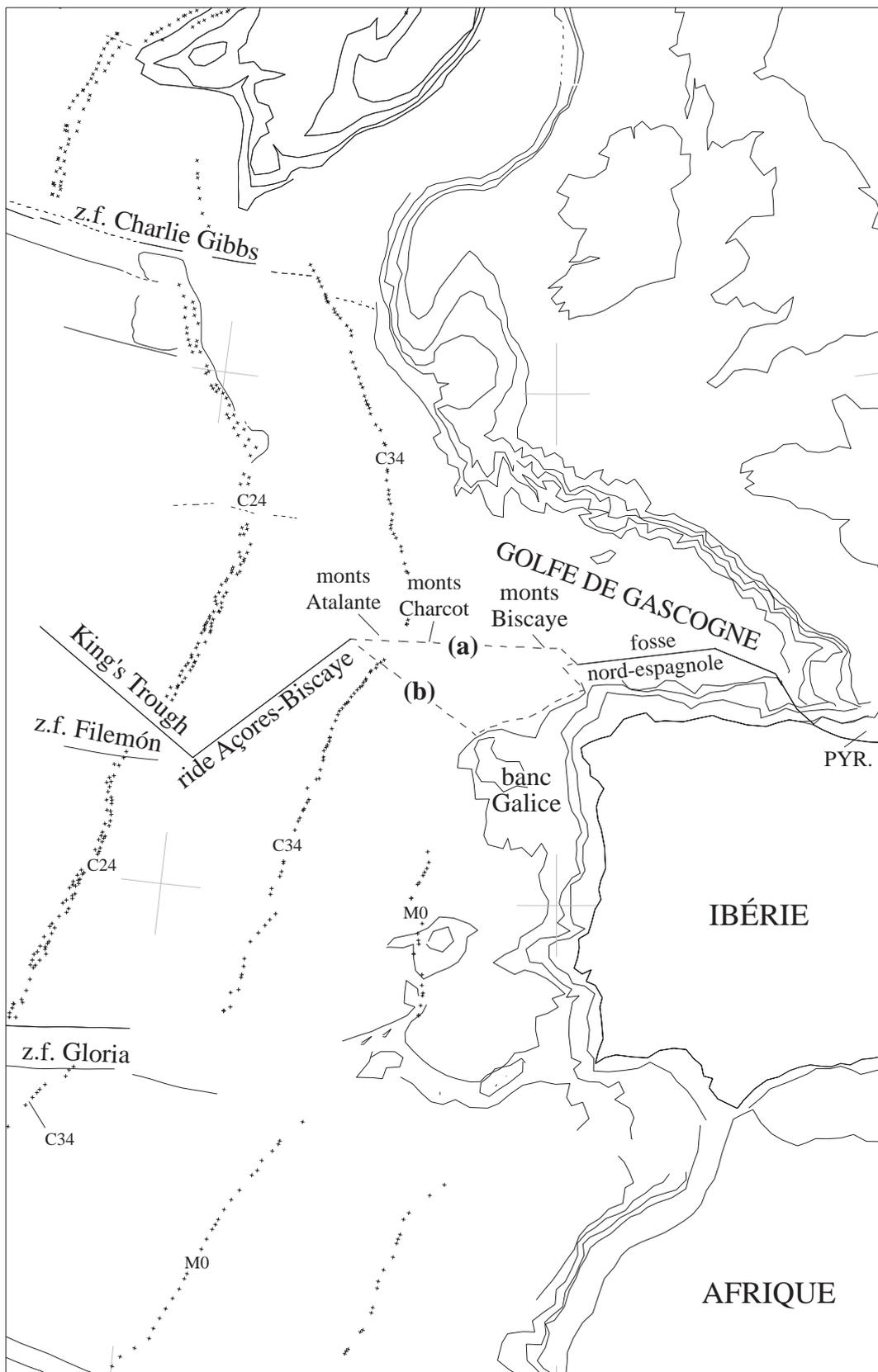


Figure V-16 : Toponymie de la région à l'ouest de la plaque ibérique.

PYR. = Pyrénées

Les croix signalent les anomalies C24 et C34 sur la plaque européenne, C24, C24 et M0 sur la plaque ibérique, et C34, M0 et M25 sur la plaque africaine. La frontière entre la plaque ibérique et l'Europe qui va de King's Trough aux Pyrénées, présente deux tracés possibles (en tiretés) dans sa partie centrale : (a) celui adopté par Olivet et al. [1984], Sibuet et al. [1993] et Olivet [1996] (c'est celui-là qui est représenté dans mes reconstitutions) ; (b) celui de Srivastava et al. [1990a] et Roest et Srivastava [1991].

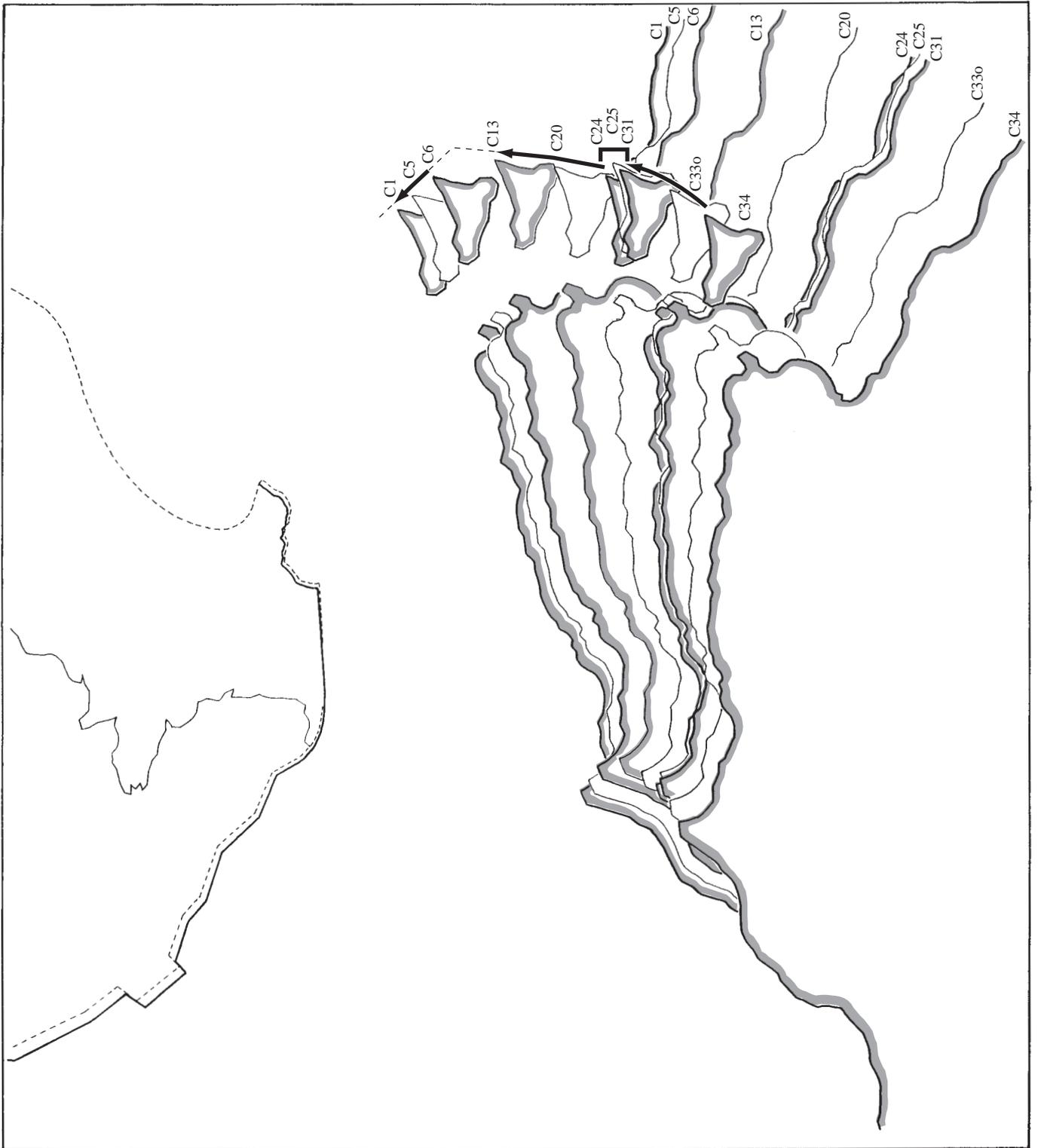


Figure V-17 : Évolution de l'Afrique par rapport à l'Europe d'après notre modèle.

Cette figure montre les mouvements de la plaque africaine par rapport à l'Europe (en réalité, le référentiel fixe est la partie océanique de cette plaque, le domaine "Porcupine-Rockall", et non les terres émergées). L'Ibérie n'est pas dessinée afin d'améliorer la lisibilité des mouvements de l'Afrique.

L'évolution du domaine téthysien décrite par le modèle cinématique peut se synthétiser comme suit : entre les anomalies C34 (~84 Ma, Santonien) et C31 (~68 Ma, Maastrichtien), l'Afrique se déplace vers l'Europe selon une direction SW-NE. Entre les anomalies C31 et C24 (~53 Ma, base de l'Éocène), il n'y a pratiquement pas de mouvement de convergence entre l'Afrique et l'Europe. Entre les anomalies C24 et C13 (~33 Ma, base de l'Oligocène), la convergence continue avec une orientation N-S. Quelque part entre les anomalies C13 et C6 (~20 Ma, Burdigalien) se produit un changement dans la direction du mouvement de convergence, changement qui est plus visible vers l'ouest du domaine méditerranéen. Entre les anomalies C6 et C1 (actuel), l'Afrique se déplace par rapport à l'Europe selon une direction NW.

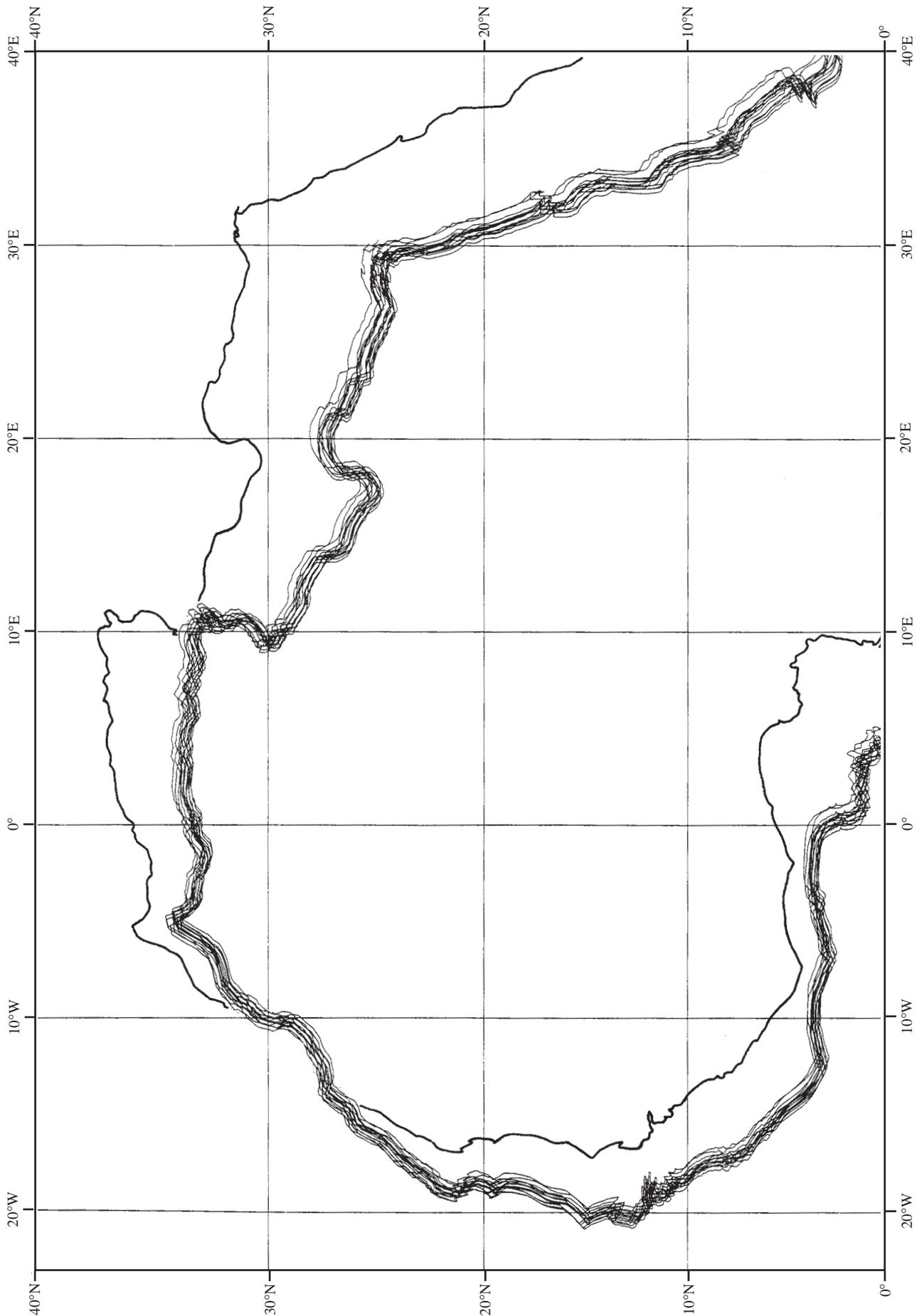


Figure V-18 : Combinaison des différentes solutions publiées pour la position de l'Afrique par rapport à l'Europe à l'anomalie C24 (~53 Ma, base de l'Éocène) [D. Aslanian et J.-L. Olivet, figure inédite].

En trait épais figure l'Afrique dans sa position actuelle, en traits fins les différentes solutions Afrique/Europe obtenues par la combinaison des divers pôles Europe/Amérique du Nord avec les différents pôles Afrique/Amérique du Nord publiés. La différence maximale entre les différentes options atteint la centaine de kilomètres.

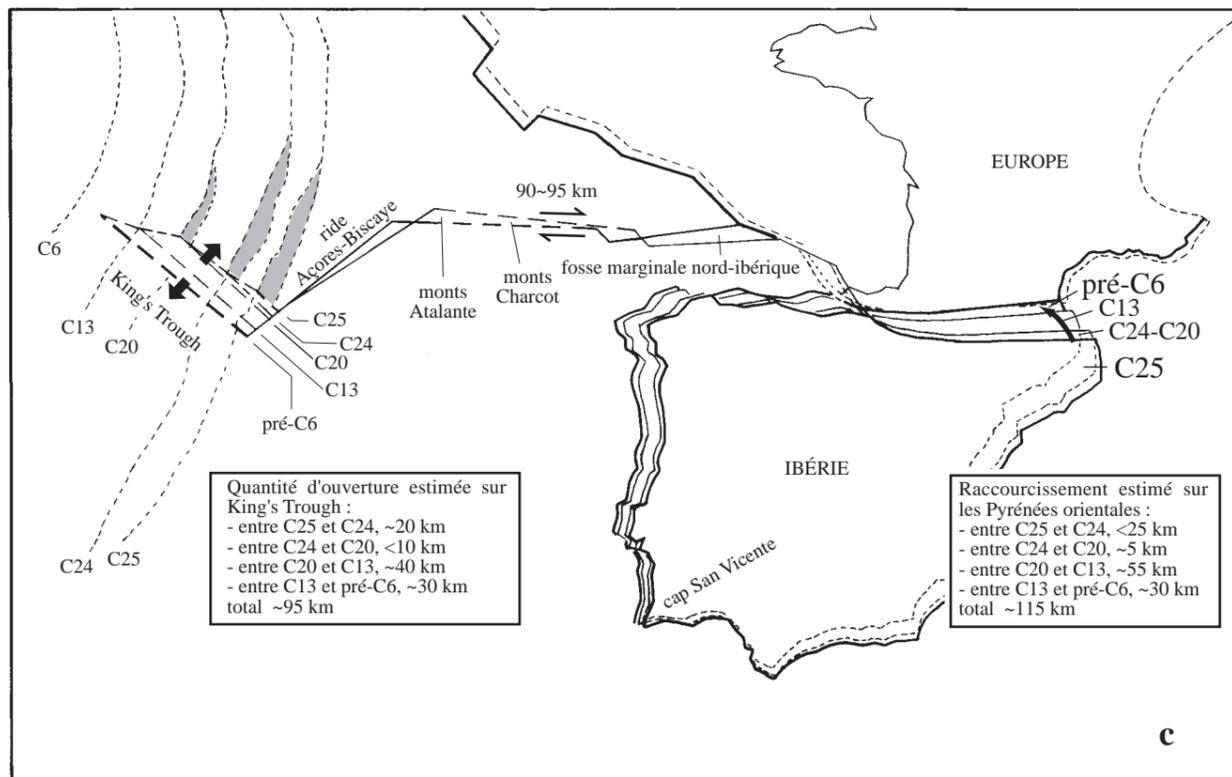
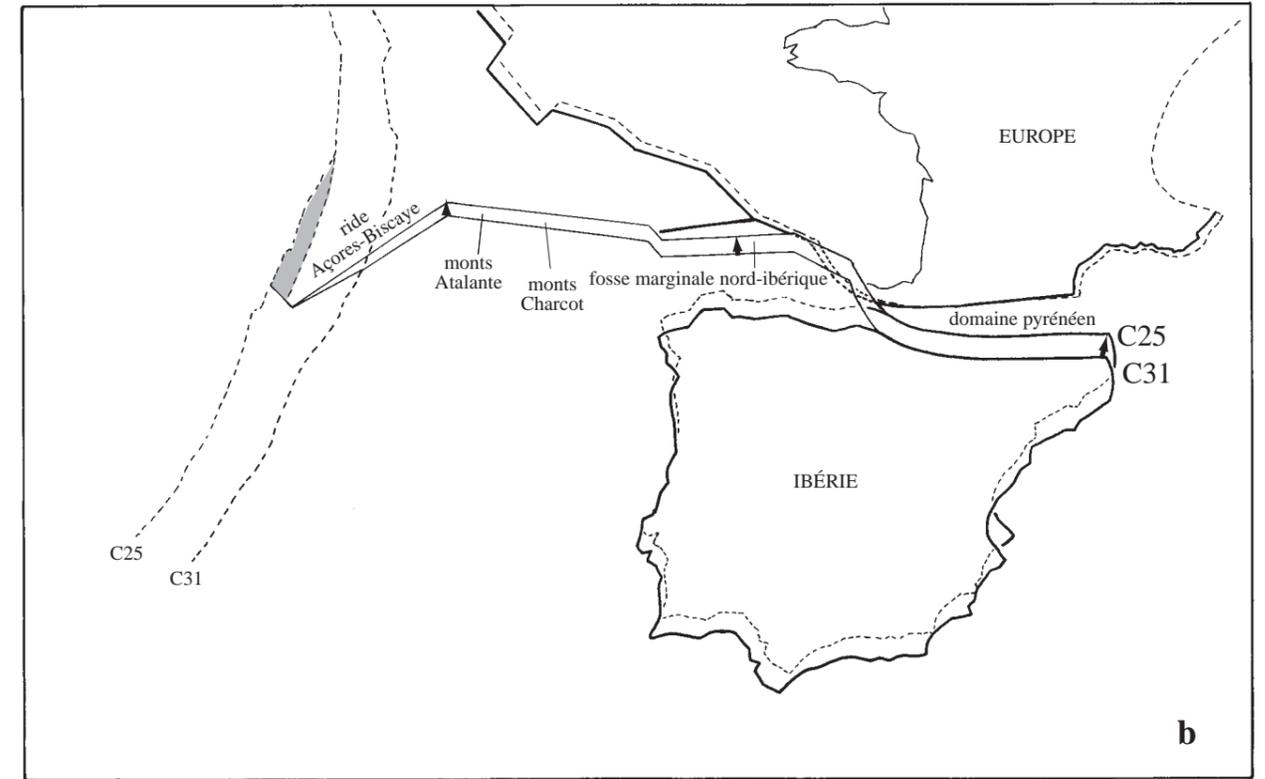
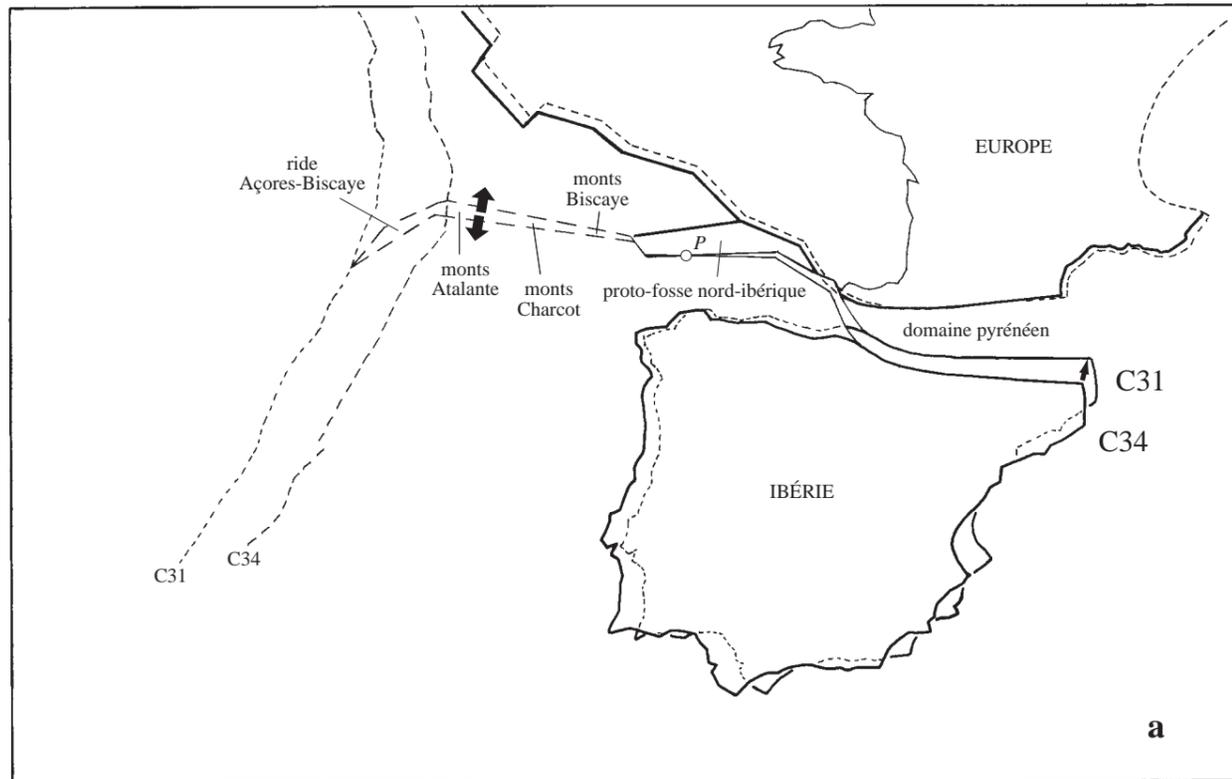


Figure V-19 : Évolution de l'Ibérie par rapport à l'Europe entre les anomalies C34 et C6.

(a) Entre les anomalies C34 (~84 Ma, Santonien) et C31 (~68 Ma, Maastrichtien), l'Ibérie se déplace avec un pôle de rotation qui se situe dans le golfe de Gascogne (P). Ceci produit un mouvement en ciseaux : de la compression à l'Est qui augmente progressivement vers les Pyrénées, et de la distension à l'ouest des monts Biscaye et Charcot.

À gauche les tiretés indiquent la trace des anomalies magnétiques C34 et C31. Entre les deux, la ride Açores-Biscaye serait dans un premier temps la trace, à la frontière entre l'Ibérie et l'Europe, d'un point triple de type dorsale-dorsale-dorsale.

L'espace entre les traits associés à la position de l'Ibérie à ces deux époques donnent une indication de la quantité de distension ou compression qui subit chaque domaine pendant cette période. La "proto-fosse nord-ibérique" et le "domaine pyrénéen" correspondent aux espaces qui vont disparaître postérieurement lors de la convergence entre les deux plaques.

(b) Entre les anomalies C31 (~68 Ma, Maastrichtien) et C25 (~56 Ma, fin du Paléocène), toute la frontière entre l'Ibérie et l'Europe est soumise à une convergence presque N-S.

À gauche les tiretés marquent la trace des anomalies magnétiques C31 et C25. Entre les deux, la ride Açores-Biscaye poursuit sa formation à la frontière entre l'Ibérie et l'Europe. Le point triple est maintenant de type dorsale-dorsale-frontière convergente. La ride Açores-Biscaye subit une déformation compressive plus faible que la région à l'Est. Cette déformation avance vers l'Ouest suivant le point triple à fur et à mesure qu'une nouvelle croûte océanique se met en place. Au nord de King's Trough et de la ride Açores-Biscaye, le grisé indique la région où l'agencement de l'anomalie magnétique homologue C25 (Amérique du Nord et Europe) présente une superposition. Une grande partie de l'espace "proto-fosse nord-ibérique" disparaît pendant cette période.

(c) À partir de l'anomalie C25 jusqu'au moment de l'arrêt des mouvements entre l'Ibérie et l'Europe, le mouvement se fait par rapport à un pôle de rotation qui se trouve près du cap San Vicente. Ceci produit des mouvements de compression dans le domaine pyrénéen et transpression dans le golfe de Gascogne. Dans les monts Charcot et la ride Açores Biscaye le mouvement est de décrochement dextre, puis distensif sur King's Trough. Cependant, ce mouvement général n'est pas continu : entre les anomalies C24 (~53 Ma, base de l'Éocène) et C20 (~43 Ma, Lutétien) il est pratiquement arrêté. Le mouvement reprend à l'anomalie C20. L'arrêt définitif se produit quelque part entre l'anomalie C13 (~33 Ma, base de l'Oligocène) et C6 (~20 Ma, Burdigalien) comme en témoigne la structure de King's Trough.

Les tiretés à gauche marquent la trace des anomalies magnétiques C25, C24, C20, C13 et C6. Au nord de King's Trough et de la ride Açores-Biscaye, le grisé indique la région où l'agencement des anomalies magnétiques homologues (Amérique du Nord et Europe) présente une superposition. Ce mauvais ajustement se produit pour la période entre C25 et C20. Il serait dû à la déformation intraplaque lié à la formation de King's Trough.

Plusieurs repères permettent d'avoir une idée de l'importance des mouvements entre chaque période. Au voisinage des Pyrénées, la distance entre le trait qui représente la frontière sur la plaque ibérique à deux époques différentes indique la quantité de raccourcissement total déduit du modèle. De même à l'Ouest, les traits parallèles à King's Trough donnent une indication de la quantité de séparation qu'a eu lieu pour chaque période. Les longueurs différentes de ces traits, plus longs vers l'Ouest et les époques récentes, correspondent à l'avancée de la limite de la frontière. Cette frontière cesse d'exister entre l'anomalie C13 et C6.

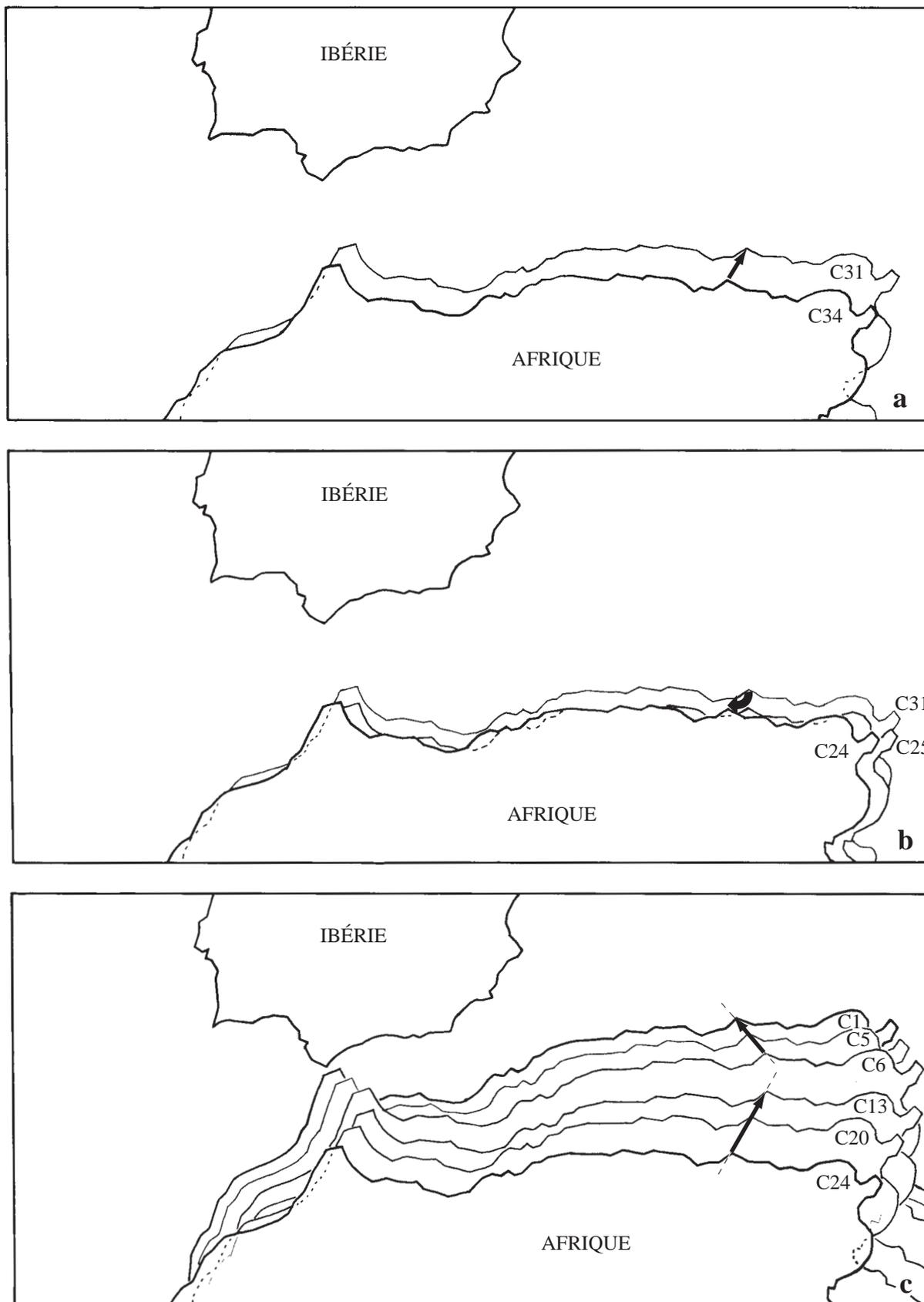


Figure V-20 : Évolution de l'Afrique par rapport à l'Ibérie (fixe).

Cette figure montre que : (a) entre l'anomalie C34 (~84 Ma, Santonien) et C31 (~68 Ma, Maastrichtien), il y a convergence entre l'Afrique et l'Ibérie, de direction NE-SW ; (b) entre les anomalies C31 et C24 (~53 Ma, Yprésien), ces deux plaques s'éloignent avec un mouvement de même direction mais de sens opposé et d'ampleur comparable à celui qui existe entre les anomalies C34 et C31 ; (c) à partir de l'anomalie C24, le mouvement est convergent. Le changement de direction dans le mouvement de convergence entre l'anomalie C13 (~33 Ma, base de l'Oligocène) et C6 (~20 Ma, Burdigalien) est bien visible.

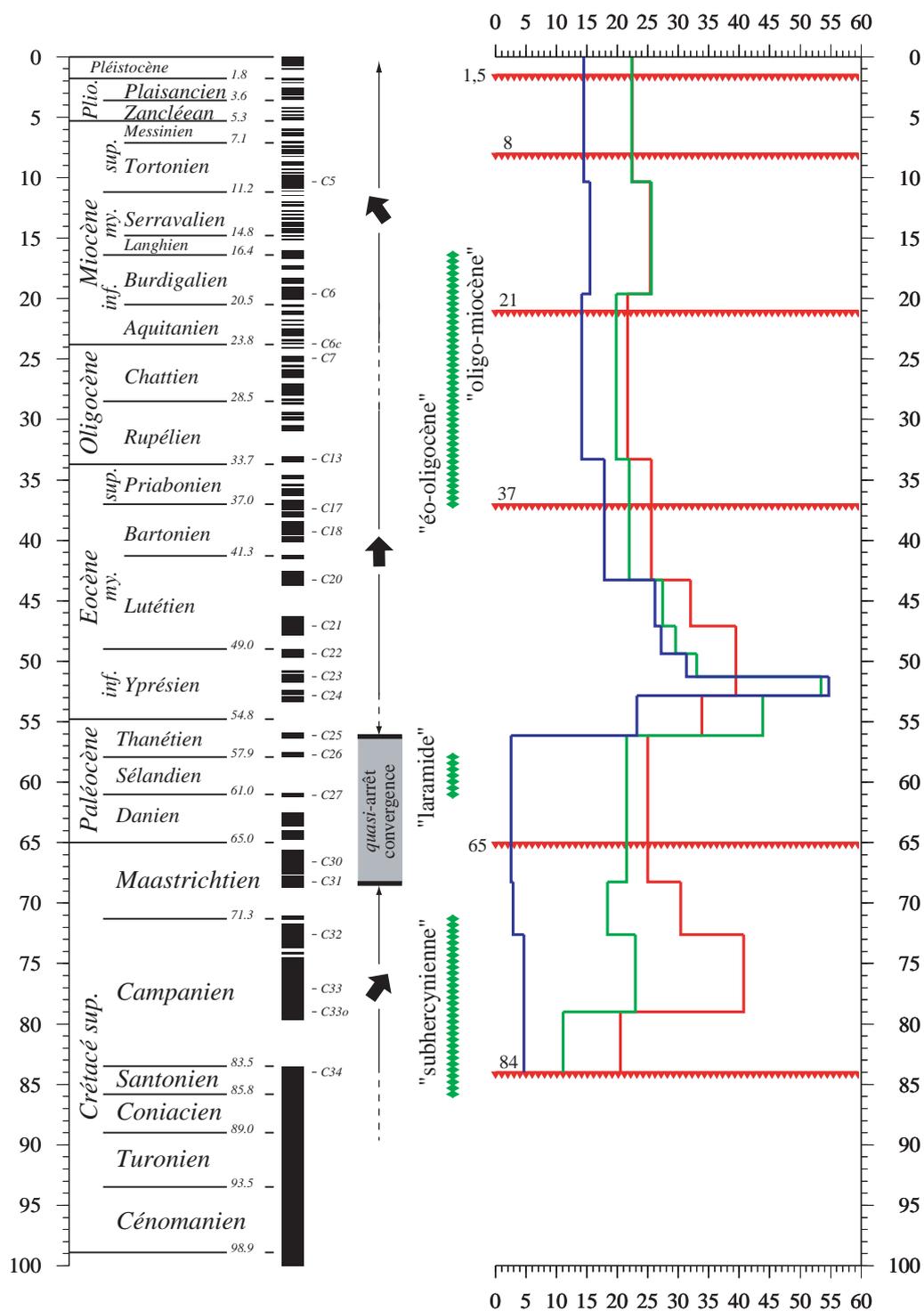


Figure V-21 : Comparaison entre les taux d'expansion dans l'Atlantique Nord et Central avec les phases tectoniques déduites des données géologiques.

Cette figure présente plusieurs renseignements à côté de l'échelle magnéto-stratigraphique utilisée dans ce travail. De gauche à droite :

Une représentation des diverses phases du mouvement de l'Afrique par rapport à l'Europe d'après mon modèle : (a) l'Afrique se déplace selon une direction SW-NE. (b) entre les anomalies C31 et C24, il y a un quasi-arrêt de la convergence entre l'Afrique et l'Europe. (c) entre les anomalies C24 et C13, la convergence continue avec une orientation N-S. (d) quelque part entre les anomalies C13 et C6 se produit un changement dans la direction du mouvement de convergence. (e) entre les anomalies C6 et C1 (actuel), l'Afrique se déplace vers le NW.

Les segments verticaux de couleur verte correspondent aux phases de déformation de Ziegler [1987d].

Les lignes horizontales rouges signalent les événements tectoniques ponctuels de Guiraud et Bosworth, 1997].

Trois histogrammes représentent les taux d'expansion océanique dans l'Atlantique Central au voisinage de la zone de fracture Oceanographer (en rouge), et l'Atlantique Nord, au voisinage de la zone de fracture Charlie Gibbs (vert) et sur les zones de fracture Senja et Groenland (bleu). Ces taux sont calculés à partir des pôles de rotation de mon modèle cinématique.

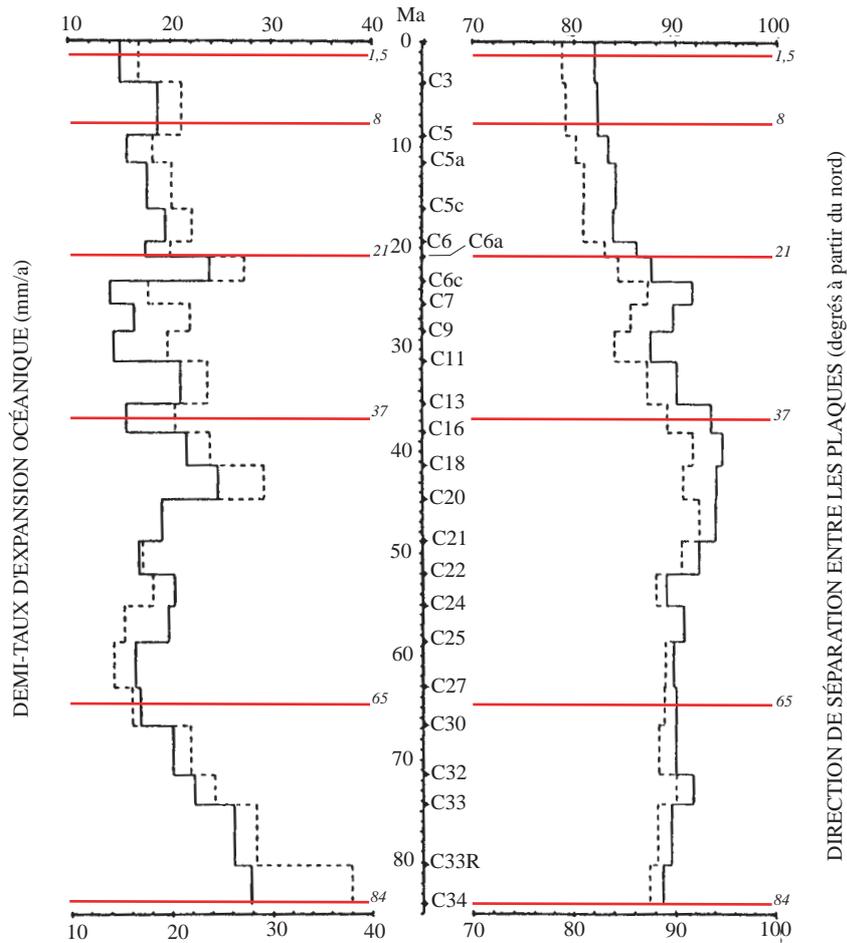


Figure V-22 : Histogramme montrant les demi-taux (à gauche) et les directions d'expansion océanique (à droite) entre l'Afrique et l'Amérique du Sud d'après Nürnberg et Müller [1991] qui se basent sur le travail de Cande et al. [1988].

Les taux et les directions d'expansion ont été calculés le long de deux trajectoires synthétiques (flowlines) qui commencent sur les points de la dorsale médio-atlantique $0,5^{\circ}\text{N } 25,1^{\circ}\text{W}$ (traits continus) et $39,9^{\circ}\text{S } 16,7^{\circ}\text{W}$ (tireté). Les traits rouges correspondent aux phases tectoniques définies par Guiraud et Bosworth [1997].

Chapitre VI

—

**LA MANIERE D'AFFRONTER LE
PROBLEME CINEMATIQUE DE LA
DEFORMATION INTRAPLAQUE EN
DETAIL**

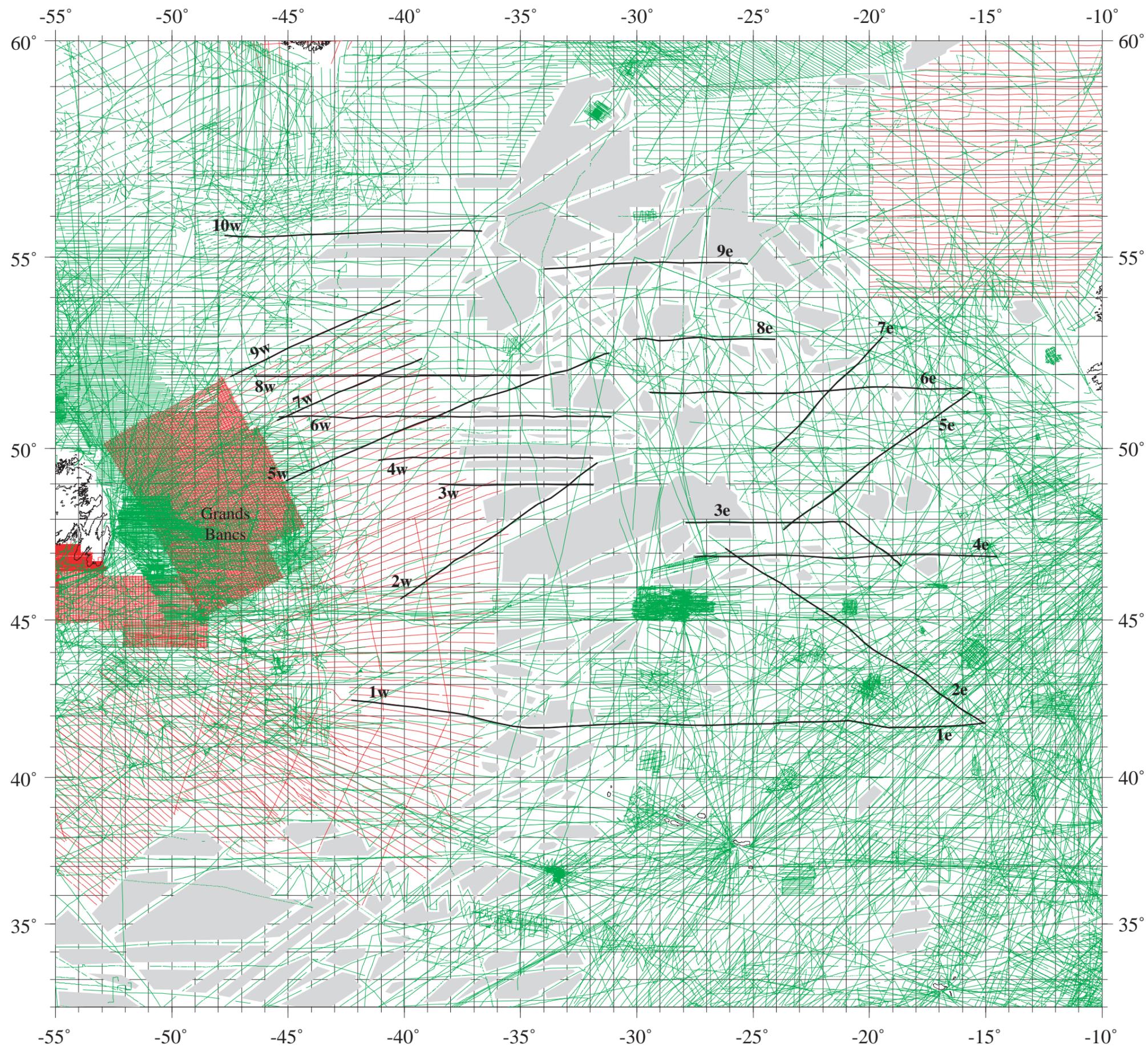


Figure VI-1 : Localisation des données magnétiques utilisées dans la compilation de Macnab et al. [1995] pour l'Atlantique Nord, entre les zones de fracture Charlie Gibbs et les zones de fracture Pico—Gloria.

Les profils aéromagnétiques sont représentés par des traits rouges. Les lignes vertes correspondent aux profils issus des campagnes océanographiques. La répartition des données n'est pas homogène : certaines régions sont très bien couvertes (par exemple les Grands Bancs à l'est de Terre-Neuve) et d'autres régions sont pratiquement dépourvues de données (surfaces en gris). Cette inhomogénéité va être une difficulté si on veut produire des cartes de contours des anomalies magnétiques (figure VI-4). Ces cartes demandent la création d'un modèle numérique de terrain. Celui-ci consiste à convertir les données existantes (position géographique et valeur de l'anomalie magnétique) en une grille régulière dont les nœuds présentent une valeur magnétique interpolée à partir des vraies données. Dans les régions avec une couverture minimale de données, les valeurs obtenues par interpolation n'ont pas de signification. Les surfaces grises dessinées vont nous permettre de masquer les contourages interpolés dans ces zones.

Quelques profils magnétiques ont été soulignés en noir, et numérotés. Ils sont montrés en coupe dans les figures VI-2 et VI-3.

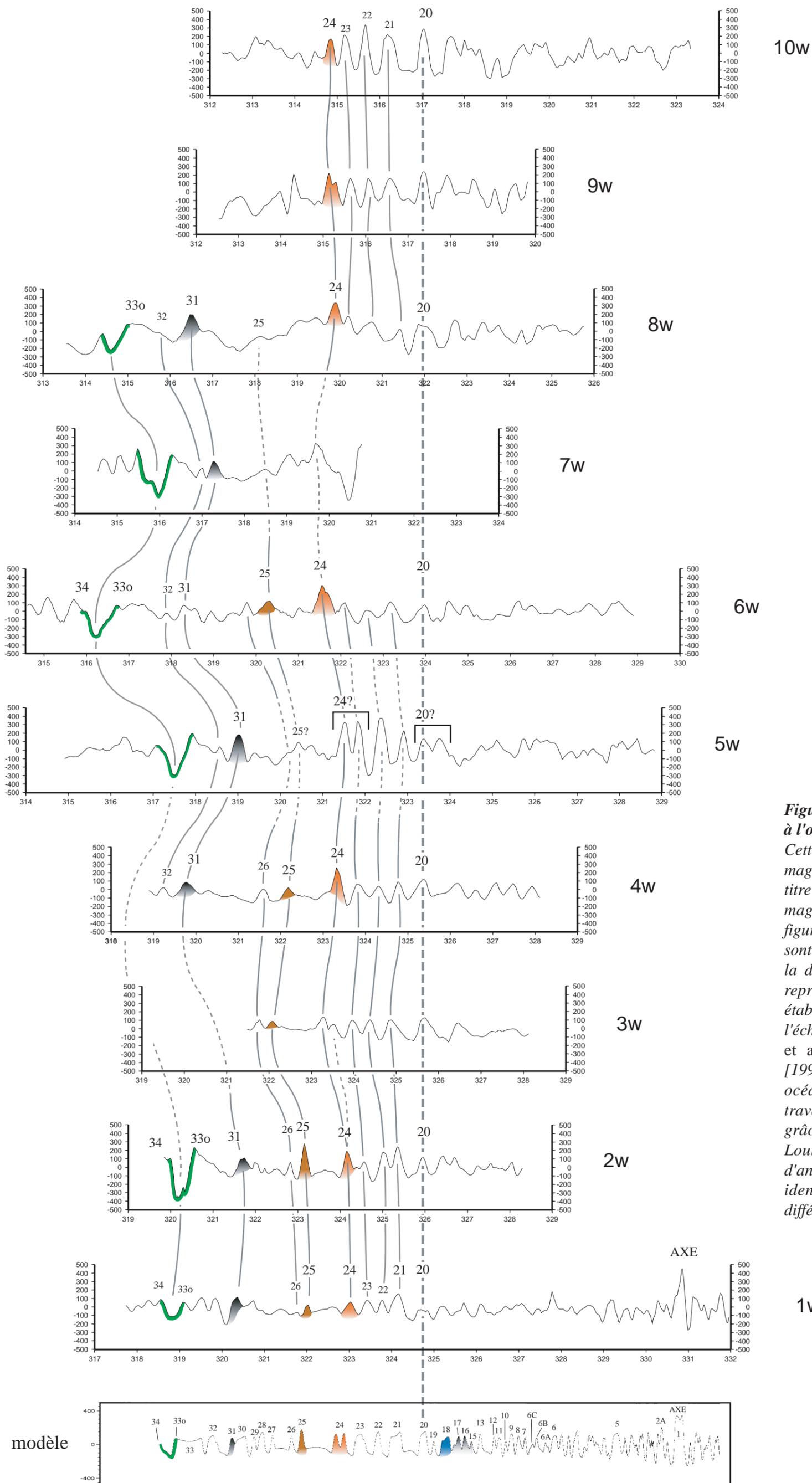


Figure VI-2 : Coupes magnétiques à l'ouest de la dorsale atlantique.
 Cette illustration montre les coupes magnétiques 1w à 10w choisies, à titre d'exemple, parmi les données magnétiques considérées dans la figure VI-1. Les coupes 1w et 1e sont en continuité de deux côtés de la dorsale (AXE). En bas, il est représenté le modèle magnétique établi pour cette région à partir de l'échelle magnétique de Gradstein et al. [1994] et Cande et Kent [1995] et les vitesses d'expansion océanique déduites du présent travail. Ce modèle a été réalisé grâce à un programme écrit par Louis Geli. Un certain nombre d'anomalies magnétiques ont été identifiées et corrélées sur les différentes coupes.

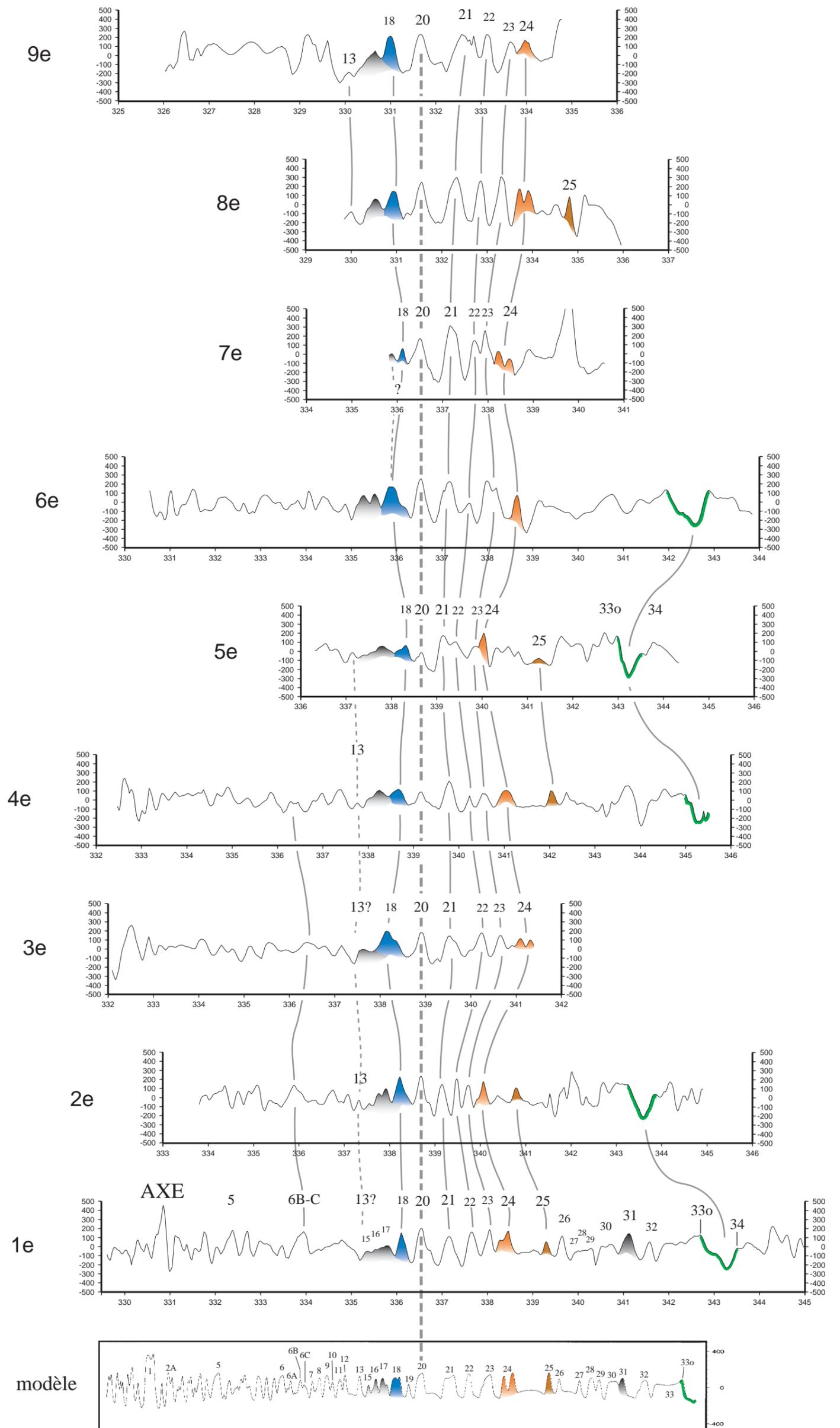


Figure VI-3 : Coupes magnétiques à l'est de la dorsale atlantique.

Cette illustration montre les coupes magnétiques 1e à 9e choisies, à titre d'exemple, parmi les données magnétiques considérées dans la figure VI-1. Les coupes 1w et 1e sont en continuité de deux côtés de la dorsale (AXE). En bas, il est représenté le modèle magnétique établi pour cette région à partir de l'échelle magnétique de Gradstein et al. [1994] et Cande et Kent [1995] et les vitesses d'expansion océanique déduites du présent travail. Ce modèle a été réalisé grâce à un programme crit par Louis Geli. Un certain nombre d'anomalies magnétiques ont été identifiées et corrélées sur les différentes coupes.

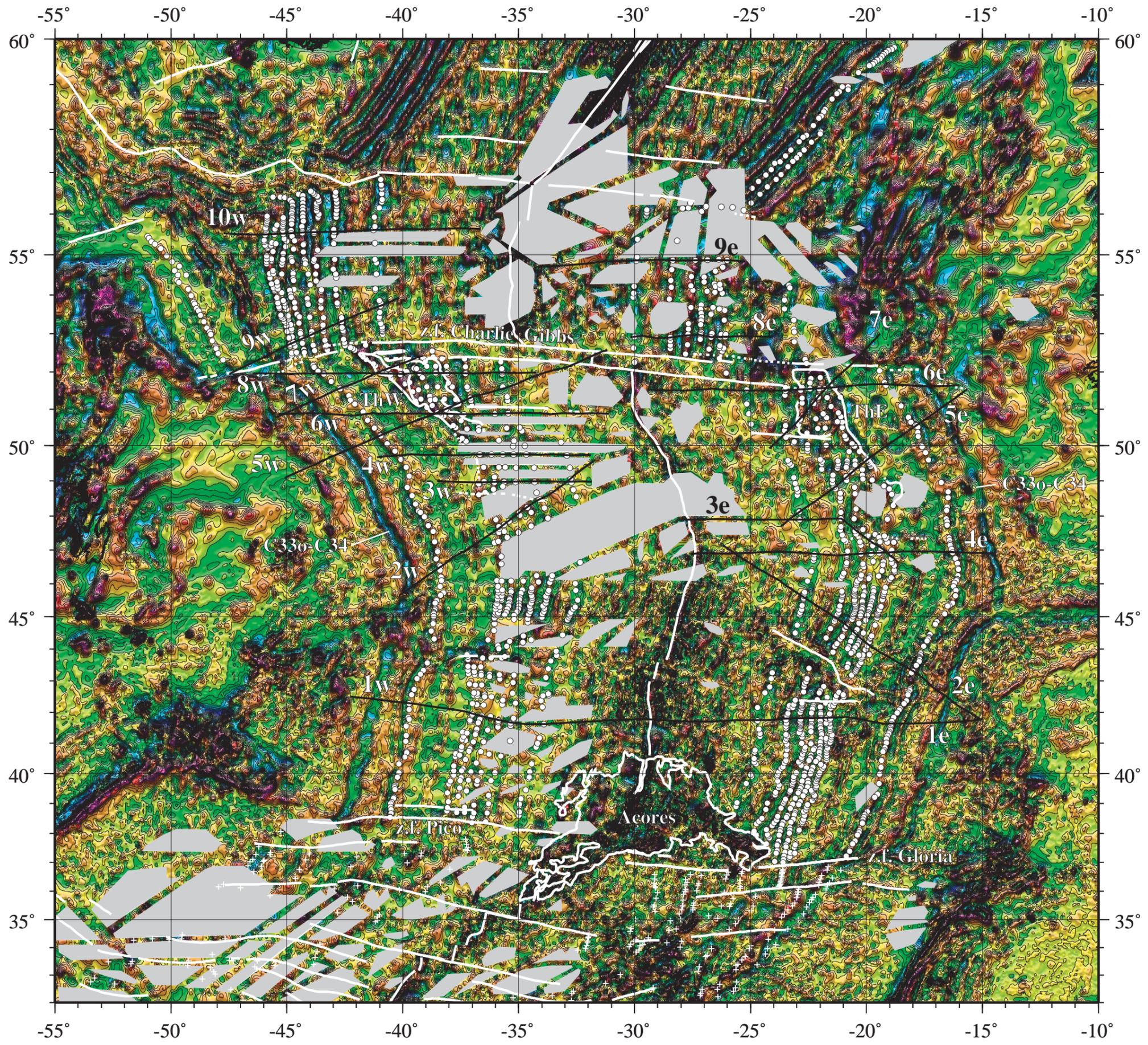


Figure VI-4 : Carte des anomalies magnétiques entre les zones de fracture Charlie Gibbs et Pico-Gloria.

Cette illustration représente la même région que la figure VI-1. Il s'agit d'une carte d'anomalies magnétiques contourées produite à partir du modèle numérique de terrain réalisé avec les profils montrés sur la figure VI-1. Les couleurs représentent l'amplitude des anomalies magnétiques. Dès valeurs positifs les plus forts aux plus négatives, la succession de couleurs est la suivante : violet, rouge, orange, jaune, vert clair, vert foncé, bleu clair, bleu foncé. Ces anomalies ont été "illuminées" pour donner une sensation de relief. Les mêmes taches grises de la figure VI-1 servent à masquer les zones sans données. Les traits blancs représentent de façon simplifiée les principales structures océaniques (la dorsale, zones de fracture, l'isobathe 2000 m. du plateau des Açores et les bords des plateaux volcaniques Thulé-Occidentale (ThW) et Thulé-Orientale (ThE)) utilisées dans mes reconstitutions. Pour la plupart, les traits structuraux sont issues de l'interprétation des données altimétriques de Sandwell et Smith [grille 1m x 1m, comm. pers.]. Les points blancs correspondent aux anomalies magnétiques pointées sur les profils magnétiques (figure VI-1). Certains d'entre eux (les traits noirs) sont montrés sur les figures VI-3 et VI-4. Les anomalies représentées sont, des deux côtés, de la dorsale vers la marge : C13, C20, C21, C22, C23, C24 et C31. Les "croix" blanches au sud des zones de fracture Pico et Gloria (partie inférieure de la figure) correspondent au pointage de Klitgard et Schouten [1986] pour l'Atlantique Central.

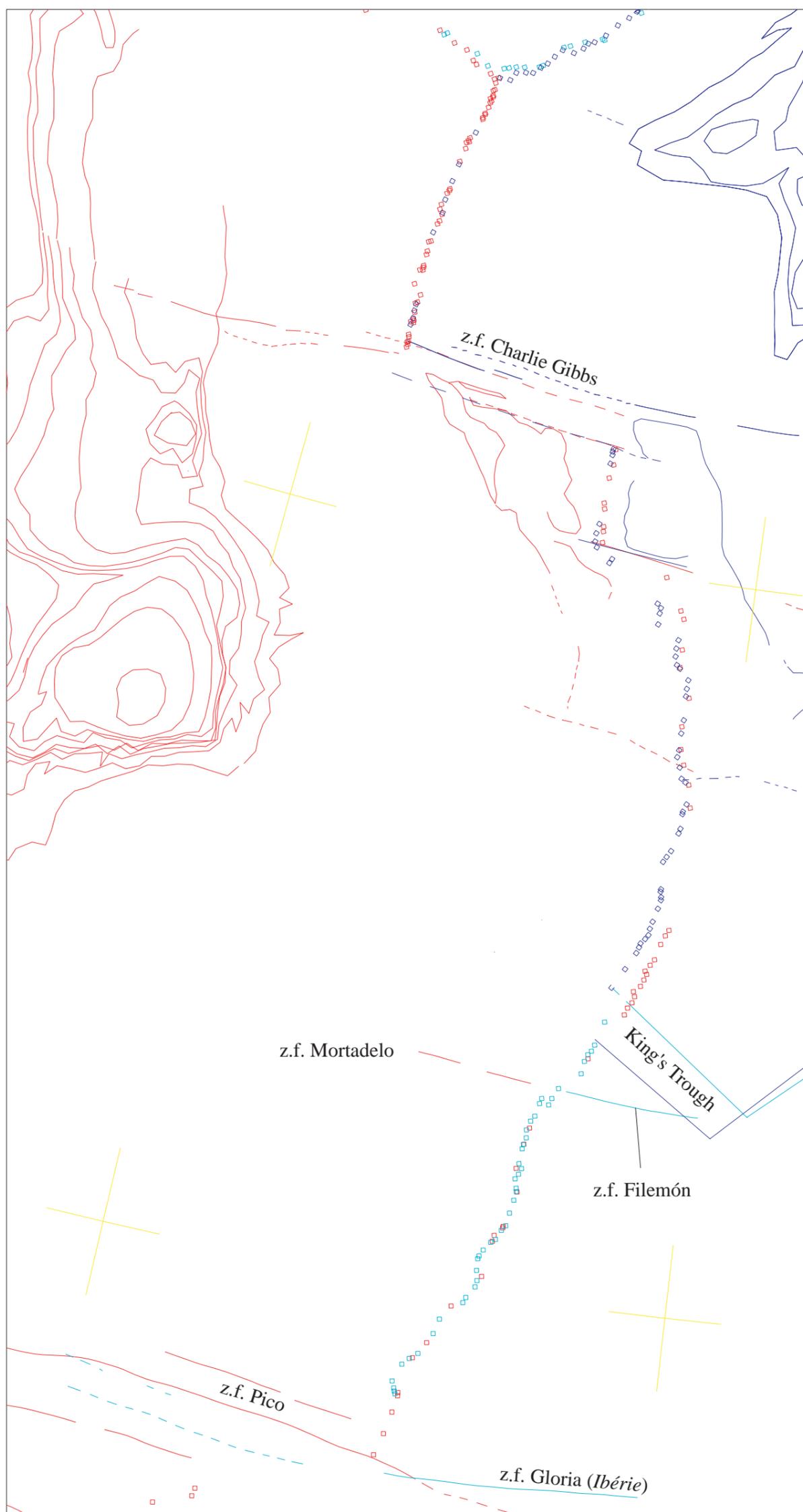


Figure VI-5 : Détail de la reconstitution à l'anomalie C20 entre l'Amérique du Nord, l'Europe et l'Ibérie

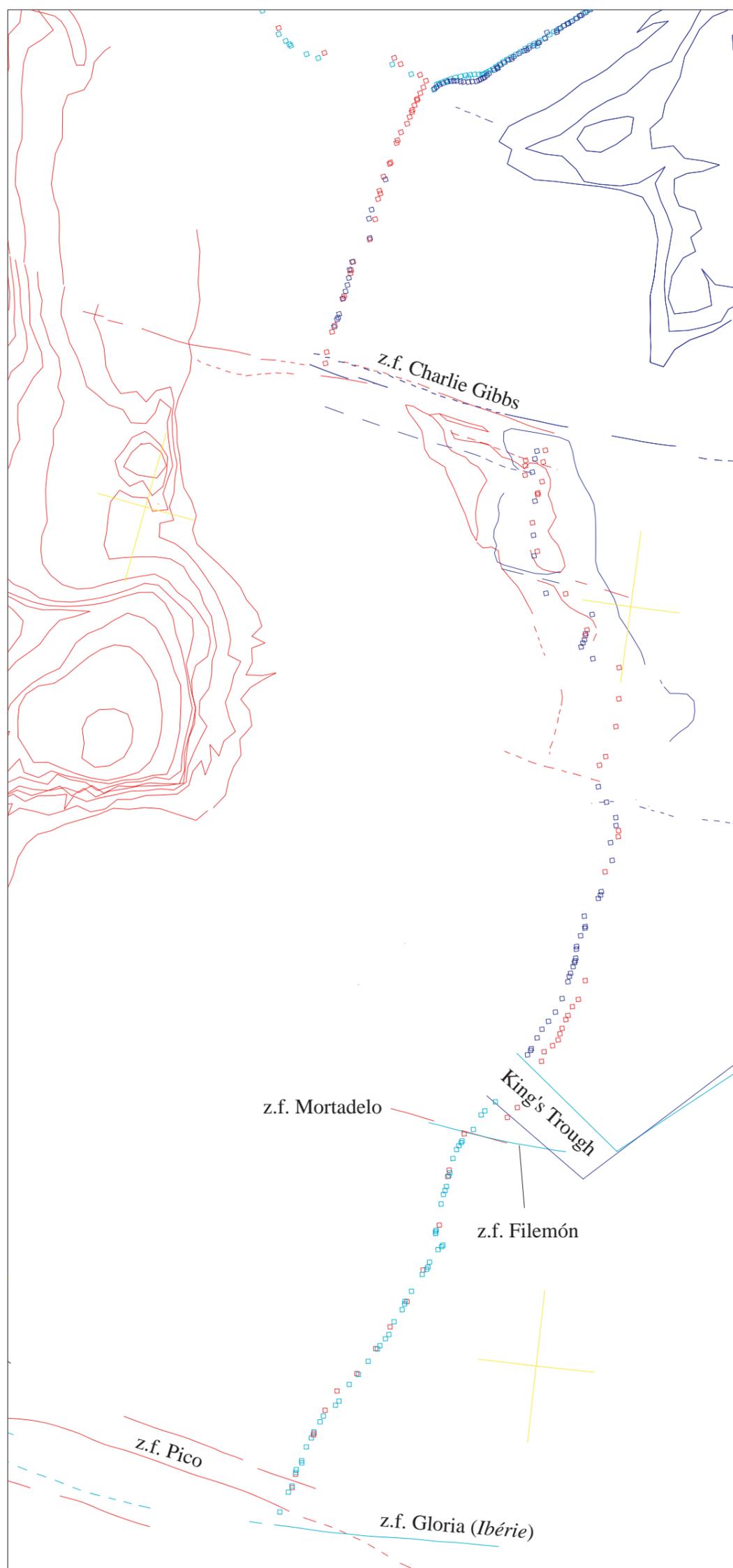


Figure VI-6 : Détail de la reconstitution à l'anomalie C22 entre l'Amérique du Nord, l'Europe et l'Ibérie

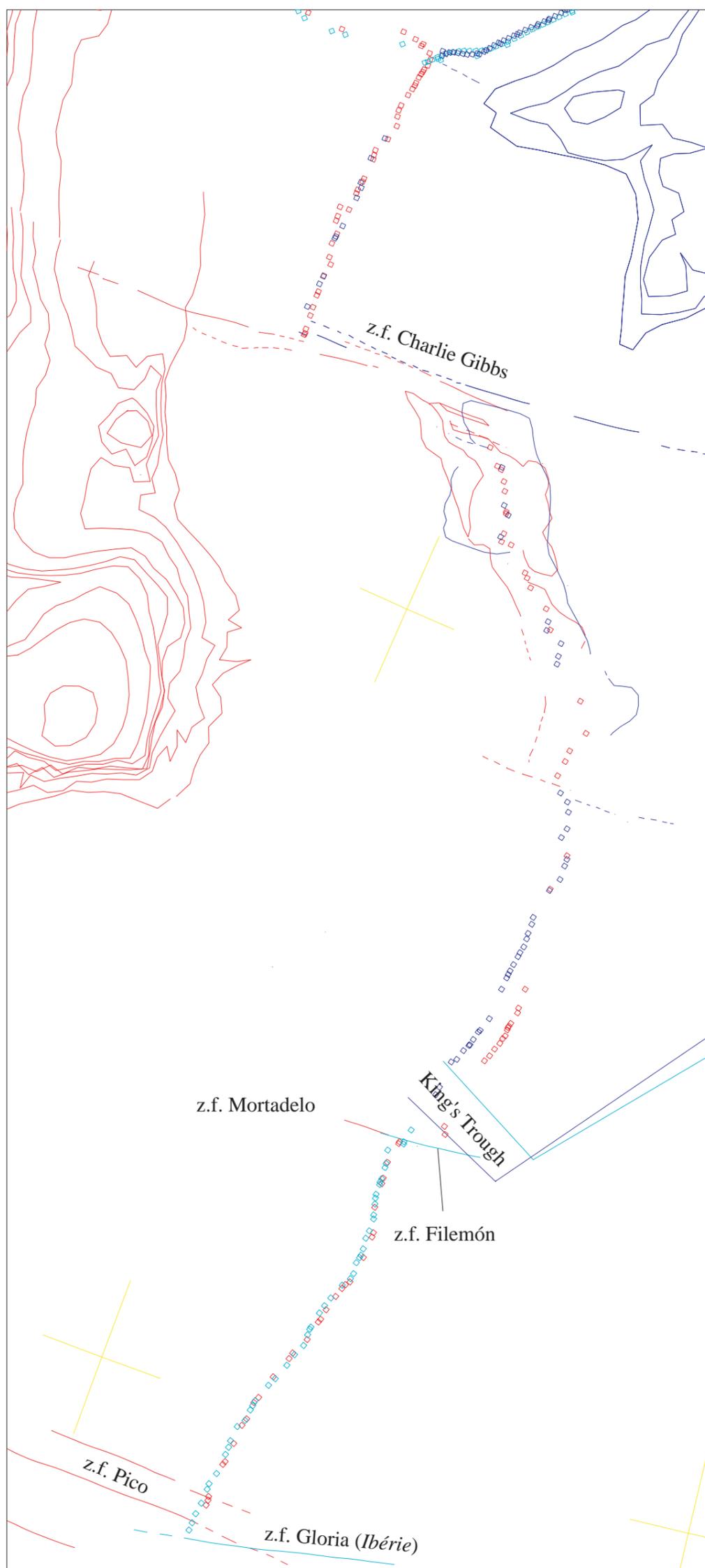


Figure VI-7 : Détail de la reconstitution à l'anomalie C23 entre l'Amérique du Nord, l'Europe et l'Ibérie

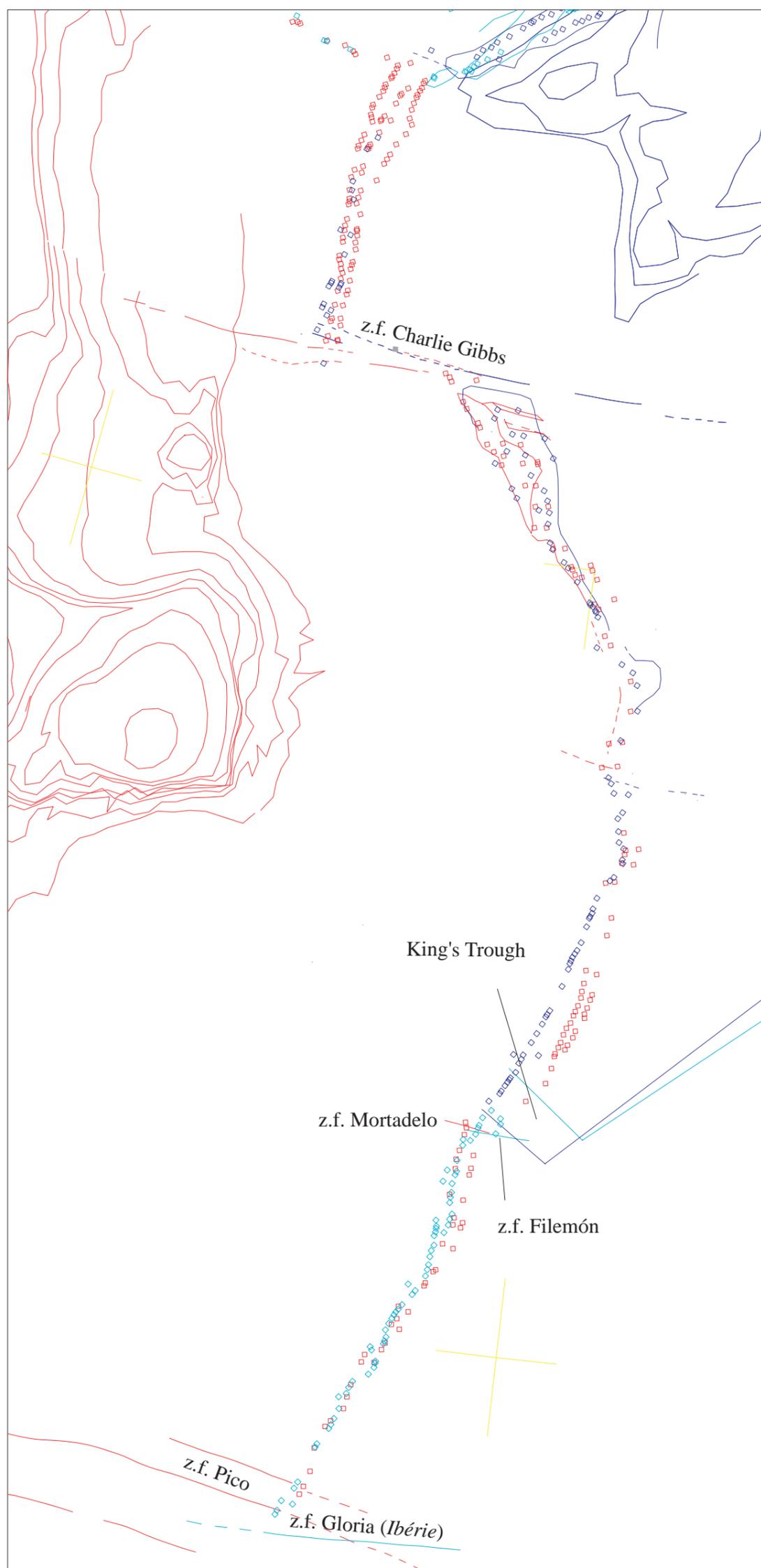


Figure VI-8 : Détail de la reconstitution à l'anomalie C24 entre l'Amérique du Nord, l'Europe et l'Ibérie

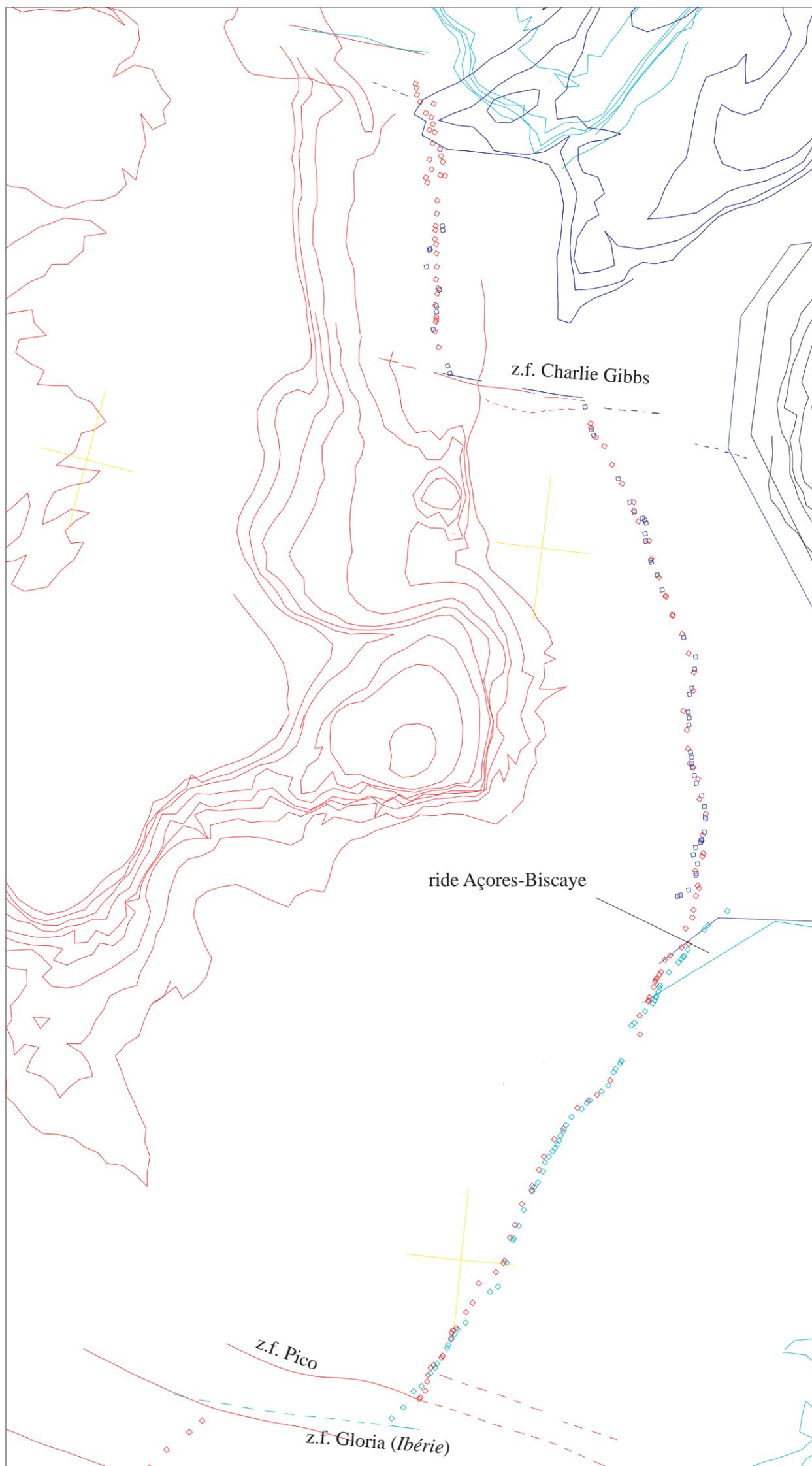


Figure VI-9 : Détail de la reconstitution à l'anomalie C31 entre l'Amérique du Nord, l'Europe et l'Ibérie

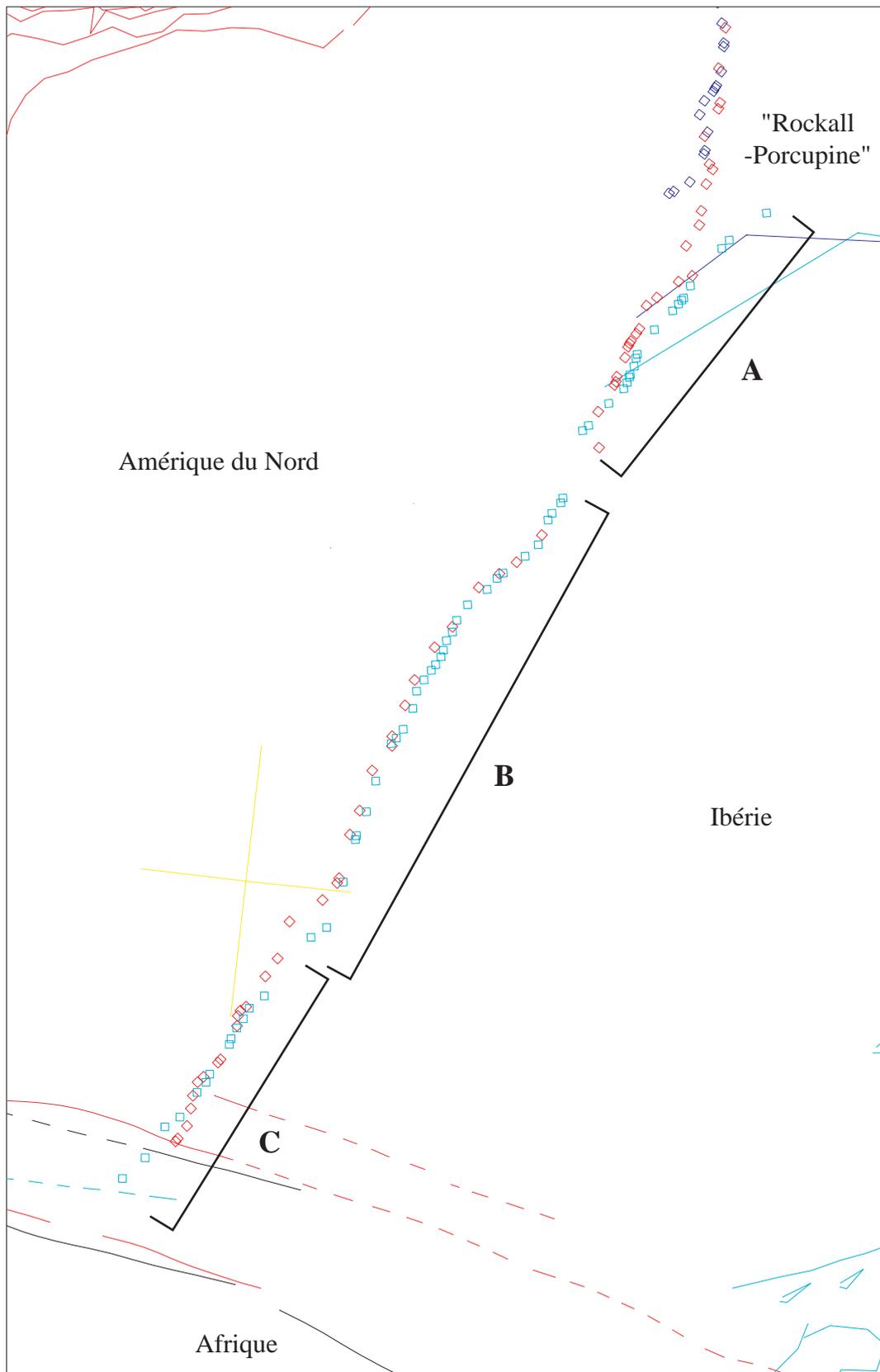


Figure VI-10 : Détail de la reconstitution à l'anomalie C31, présentée dans la figure IV-27.

Paramètres de rotation : IBE 36,83 -14,23 -5,65 ; AMN 56,31 146,33 15,87.

Le référentiel fixe est la partie océanique de la plaque européenne (domaine "Rockall-Porcupine"). Sur la figure, le rouge correspond à la plaque Amérique du Nord, le bleu clair à l'Ibérie, le bleu foncé à "Rockall-Porcupine") et le noir à l'Afrique

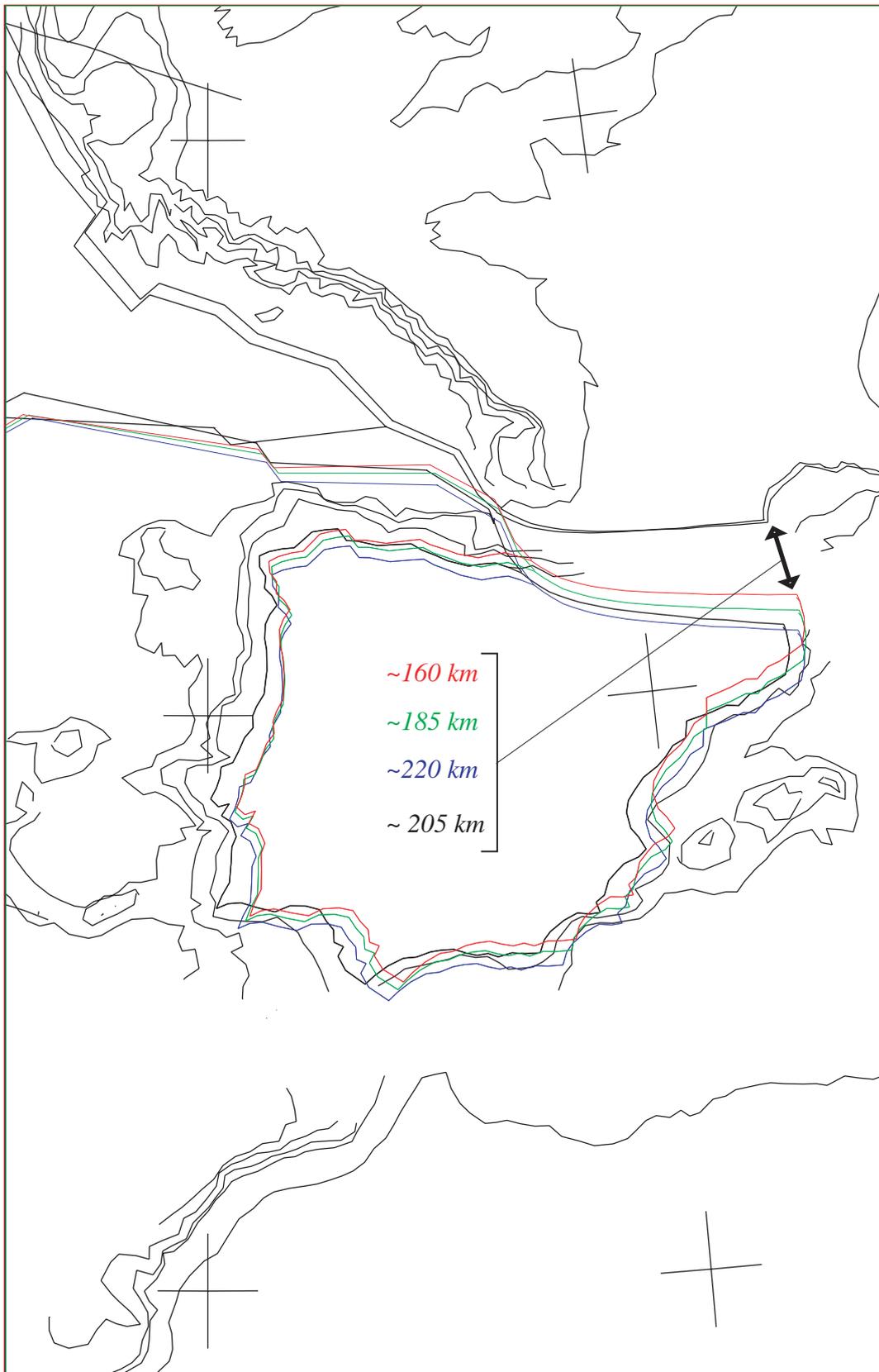


Figure VI-11 : Implications sur les Pyrénées des agencements montrés sur les figures VI-10, VI-12 et VI-13.

En noir, il est représenté un détail de la reconstitution cinématique à l'anomalie C34 présentée dans la figure IV-29. Le référentiel fixe est le domaine "Rockall-Porcupine". La position de l'Ibérie avec les paramètres de rotation de la figure VI-10 est dessinée en rouge, celle de la figure VI-12 en vert, et celle de la figure VI-13 en bleu. Les chiffres (avec les couleurs respectifs) donnent idée de la distance entre l'Europe et l'Ibérie à l'extrémité orientale des Pyrénées.

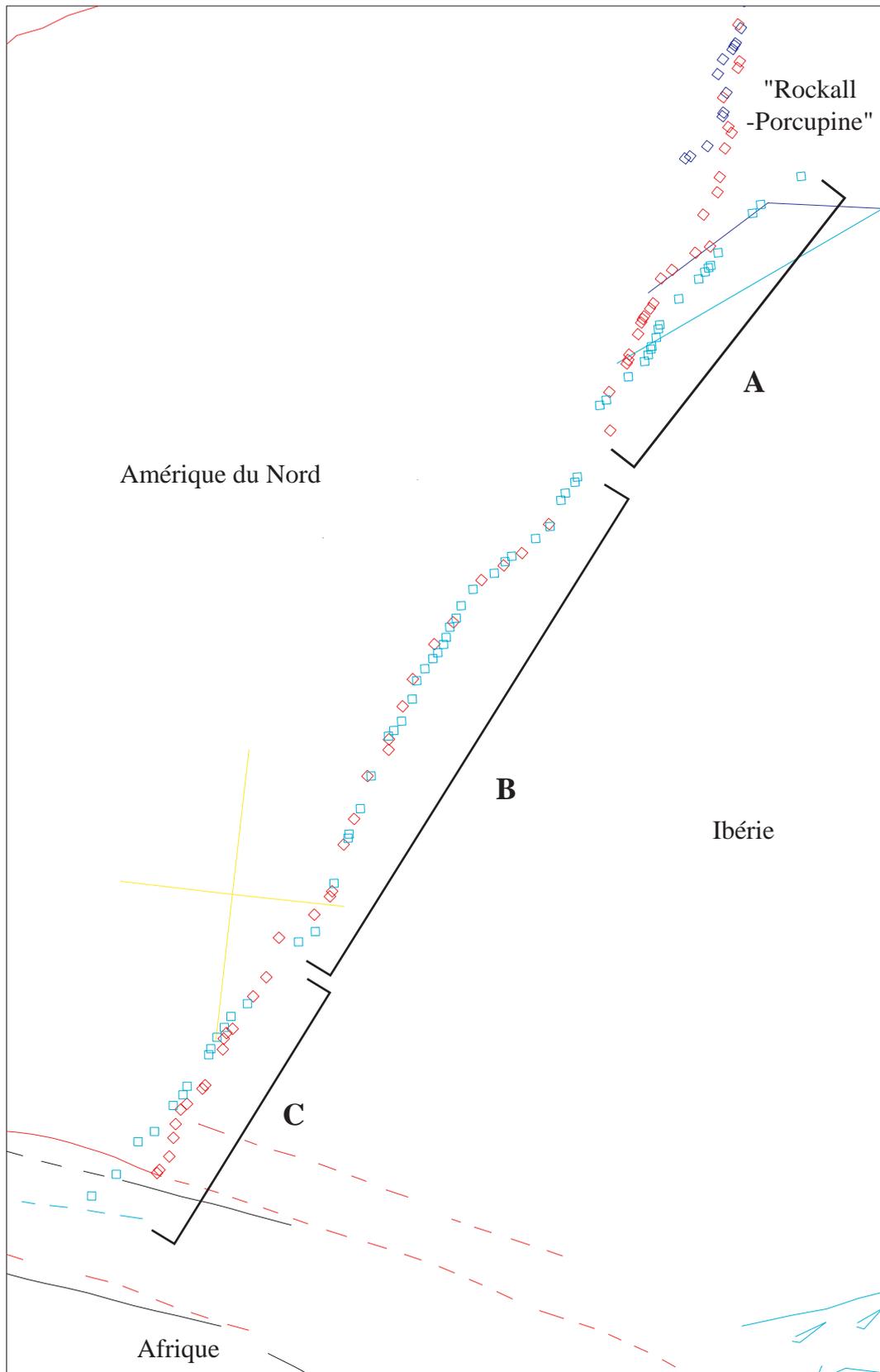


Figure VI-12 : Essai de reconstitution à l'anomalie C31.

Paramètres de rotation : IBE 37,56 -14,18 -6,77 ; AMN 56,31 146,33 15,87.

Le référentiel fixe est la partie océanique de la plaque européenne (domaine "Rockall-Porcupine"). Sur la figure, le rouge correspond à la plaque Amérique du Nord, le bleu clair à l'Ibérie, le bleu foncé à "Rockall-Porcupine") et le noir à l'Afrique

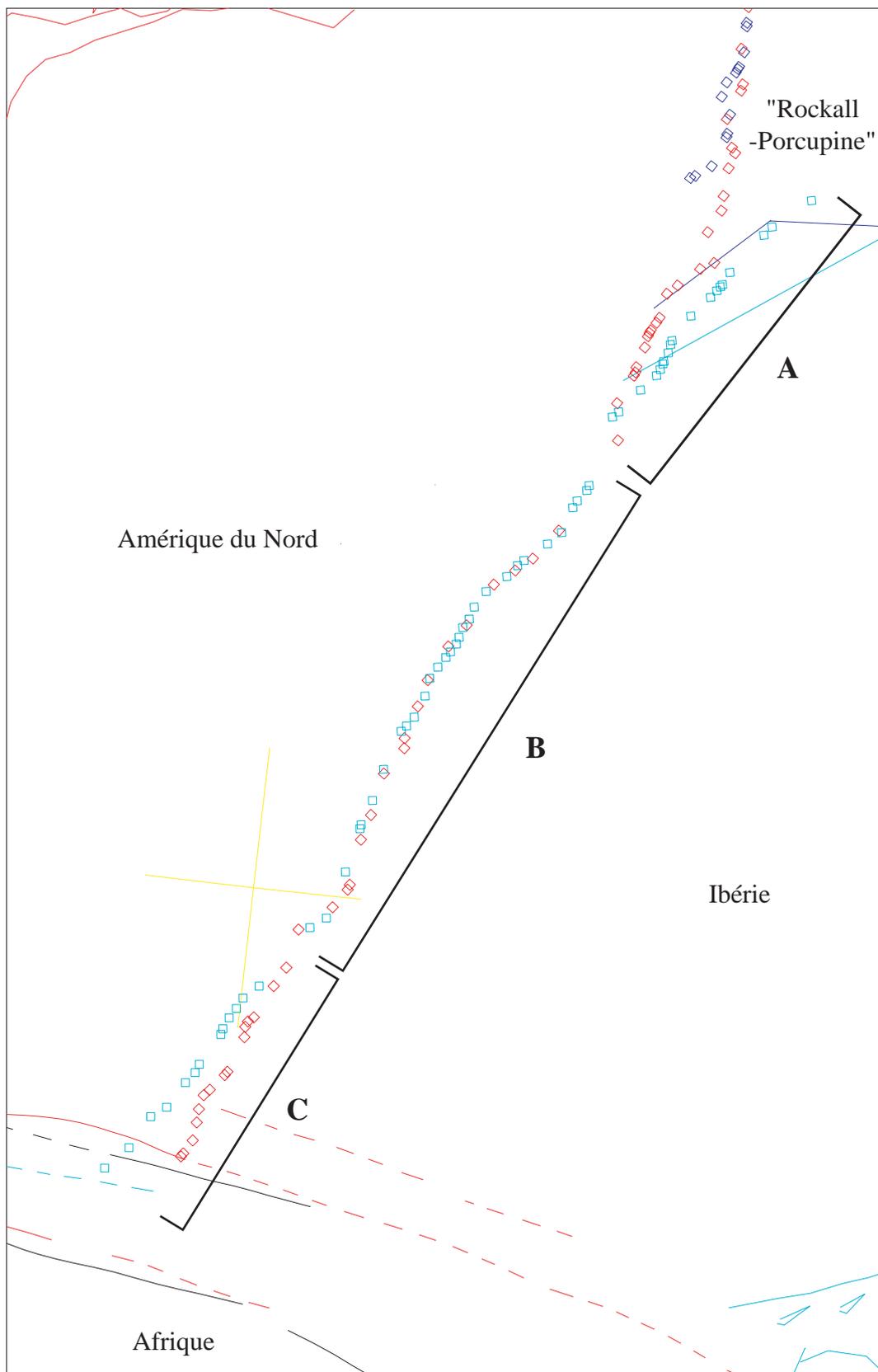


Figure VI-13 : Essai de reconstitution à l'anomalie C31.

Paramètres de rotation : IBE 38,30 -14,72 -8,08 ; AMN 56,31 146,33 15,87.

Le référentiel fixe est la partie océanique de la plaque européenne (domaine "Rockall-Porcupine"). Sur la figure, le rouge correspond à la plaque Amérique du Nord, le bleu clair à l'Ibérie, le bleu foncé à "Rockall-Porcupine") et le noir à l'Afrique

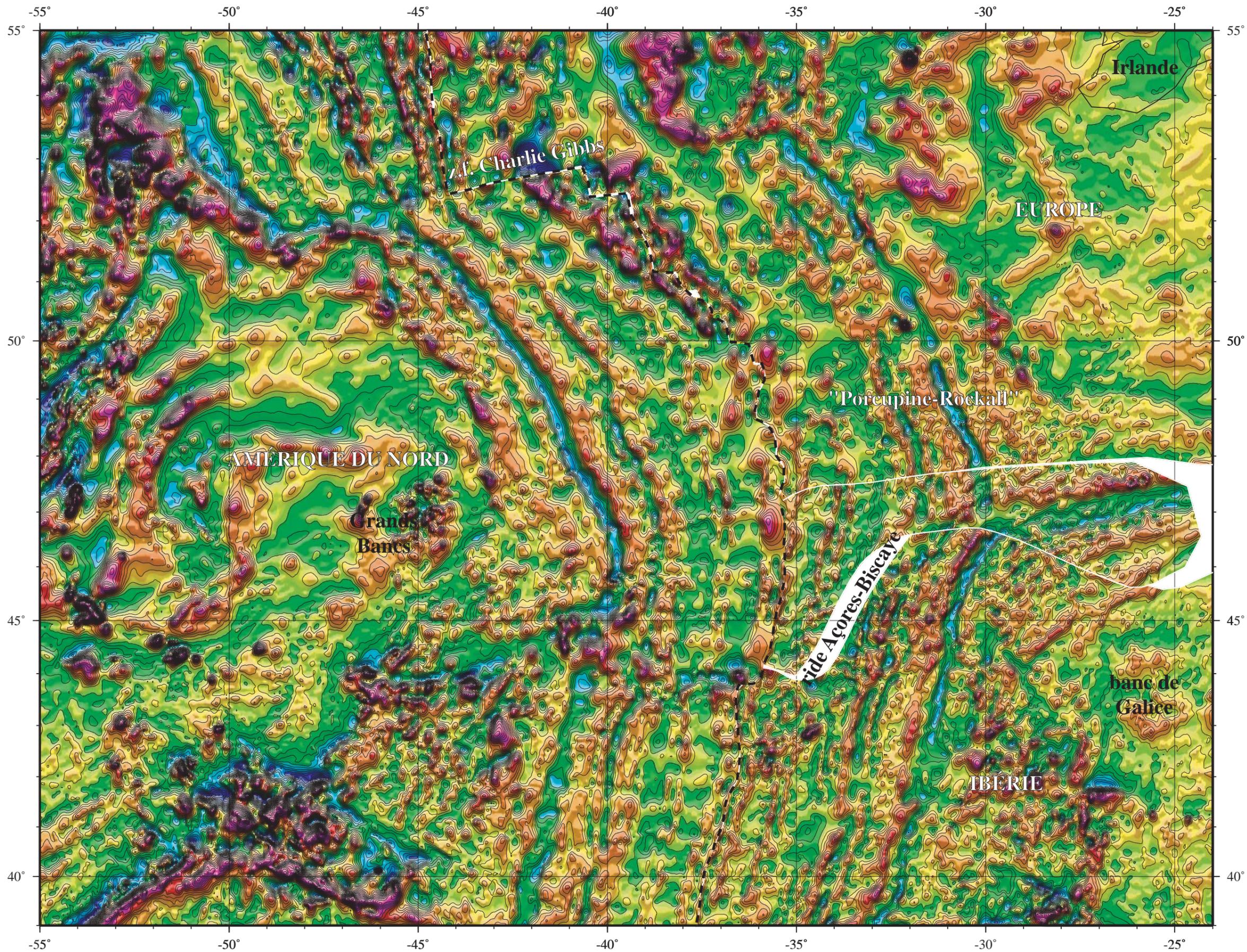


Figure VI-14 : Reconstitution à l'anomalie C23 .
 La grille des données magnétiques issue de la compilation de Macnab et al. [1995] a été découpée selon les plaques envisagées. Le trait discontinu de couleur noir marque la ligne d'agencement entre les différentes plaques.
 Cette figure a été réalisée en collaboration avec D. Aslanian.

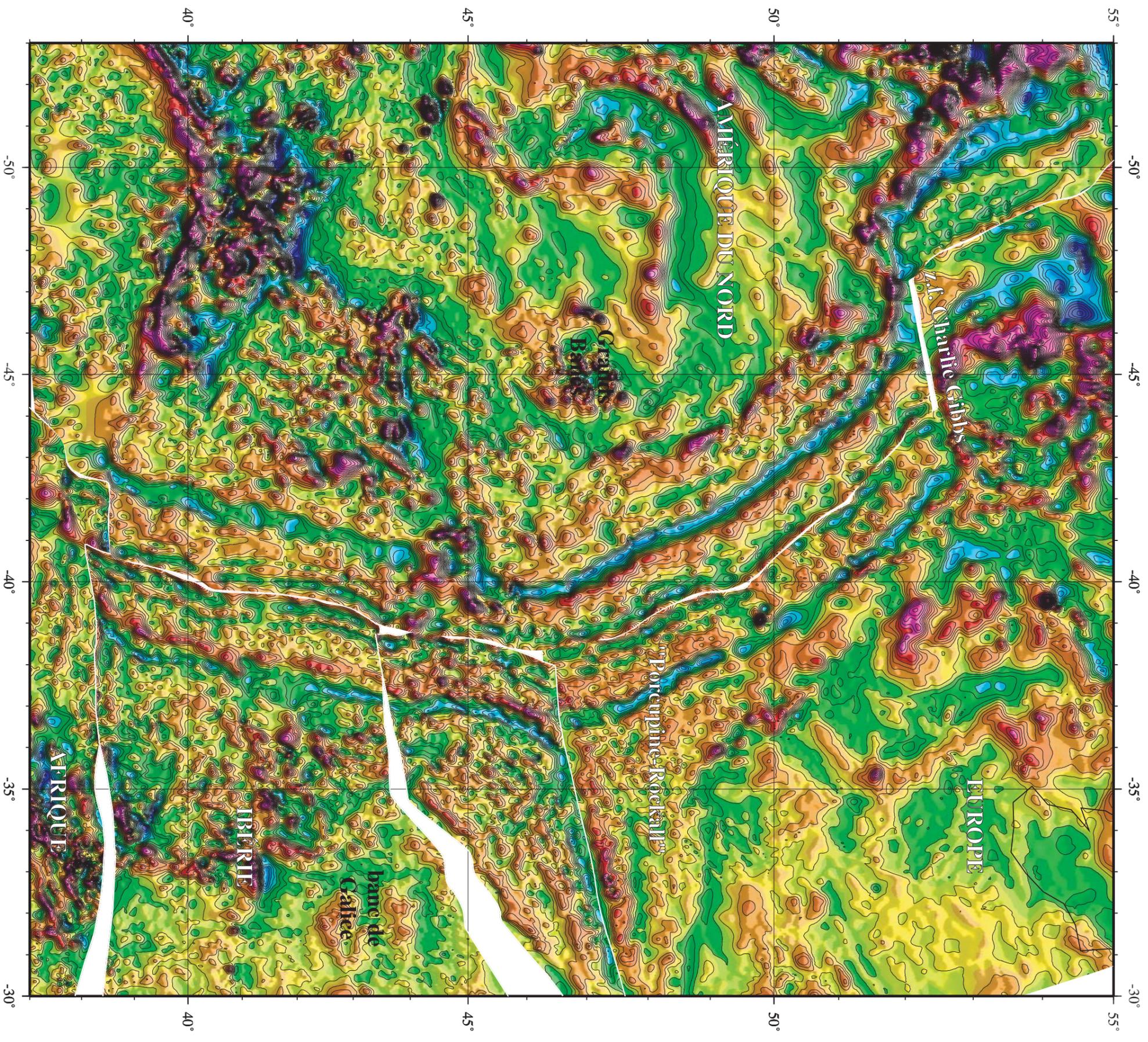


Figure VI-15 : Reconstitution à l'anomalie C31.
La grille des données magnétiques issue de la compilation de Macnab et al. [1995] a été découpée selon les plaques envisagées.
Cette figure a été réalisée en collaboration avec D. Aslanian.

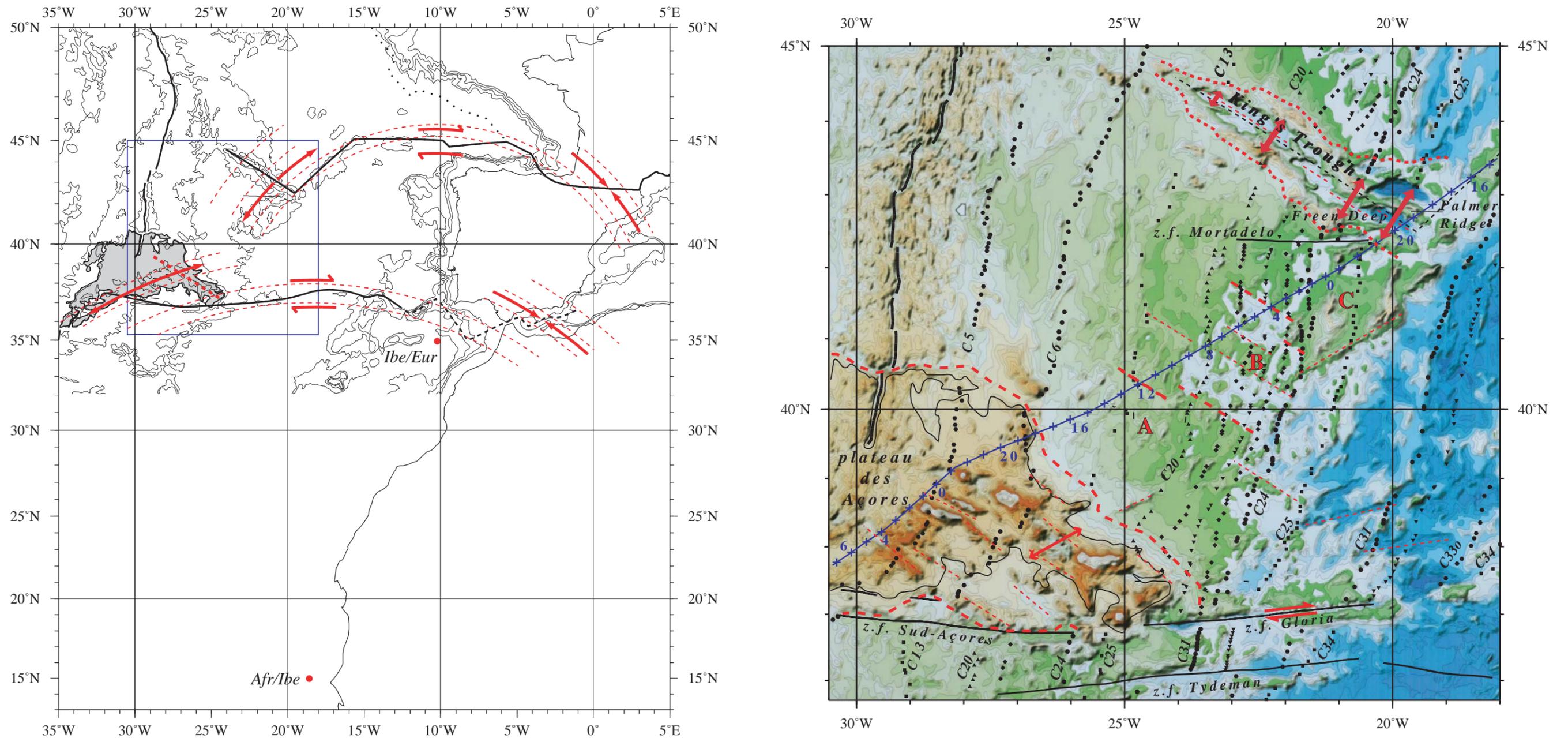


Figure VI-16 : L'extrémité occidentale de la plaque ibérique.

(a) Cette illustration schématise les mouvements relatifs sur les frontières de la plaque ibérique avec l'Afrique et avec l'Europe. La frontière entre l'Ibérie et l'Europe est schématisée par le même trait simplifié présent dans les reconstitutions du chapitre IV et V. La frontière entre l'Ibérie et l'Afrique est celle qui est proposée par Klitgord et Schouten [1986]. Les segments en trait discontinu représentent les parties donc la localisation de la frontière est imprécise. Le plateau des Açores est dessiné avec le même contour utilisé dans le chapitre IV. En couleur rouge, ils sont indiqués les mouvements relatifs au niveau des frontières de l'Ibérie. Le pôle ibe/eur de la rotation entre l'Ibérie et l'Europe est celui qui décrit le mouvement entre ces deux plaques depuis l'anomalie C25 jusqu'à peu avant l'anomalie C6 (figure V-19). Le pôle afr/ibe est celui qui décrit le mouvement entre l'Afrique et l'Ibérie depuis l'anomalie C6 (figure V-20). Tantôt dans la frontière septentrionale comme dans la méridionale, le mouvement entre les deux plaques en jeu est convergente à l'Est, de coulissement dans la partie centrale, et de divergence à l'Ouest. L'encadré bleu localise l'illustration de détail (b) à droite de cette figure.

(b) Cette figure montre une partie de la carte bathymétrique du nord-est de l'Atlantique [Monti et al., publication de l'IFREMER en cours]. L'actuelle dorsale médio-océanique, à l'Ouest, est représentée par une suite de traits noirs épais. Les zones de fracture utilisées dans mes reconstitutions sont représentées en noir. Le plateau des Açores (< 2000 m) est délimité par le même contour noir que dans l'illustration à gauche. Au nord (King's Trough), un tireté noir simplifié la limite de plaques utilisée dans les reconstitutions. De la dorsale vers les marges continentales, les pointées de quelques anomalies magnétiques ont été représentées : C5 (hexagones), C6 (cercles), C20 (triangles), C21 (losanges), C22 (triangles inversés), C23 (losanges), C24 (cercles), C25 (carrés), C32 (triangles inversés) et C34 (carrés). La carte bathymétrique montre des linéaments parallèles à la dorsale qui coïncident avec l'orientation de ces linéations magnétiques. Cela est frappant pour les anomalies C20 à C24, près de la zone B, et aussi pour l'anomalie C31. La position du profil de sismique réflexion présenté dans la figure VI-17 apparaît en bleu. Les tiretés épais de couleur rouge délimitent une série de domaines visibles sur les profils de la figure VI-17 : le plateau des Açores, trois zones A, B et C dans la plaine abyssale et King's Trough. Des tiretés fins de couleur rouge soulignent une série des directions structurales NE-SW et NW-SE (parallèles à King's Trough et les Açores) observables sur la bathymétrie. Ces dernières sont particulièrement visibles à l'intérieur de la zone délimitée B dont les bords sont aussi des linéations de ce type. Cette zone présente une bathymétrie très irrégulière et, en général, plus profonde que les zones A et C. Une série de flèches rouges indiquent des mouvements avec un sens d'écartement (King's Trough, Açores) et de coulissement (zone de fracture Gloria) Au voisinage de King's Trough, ces flèches sont de vecteurs dont la grandeur a été calculée d'après la figure V-19.

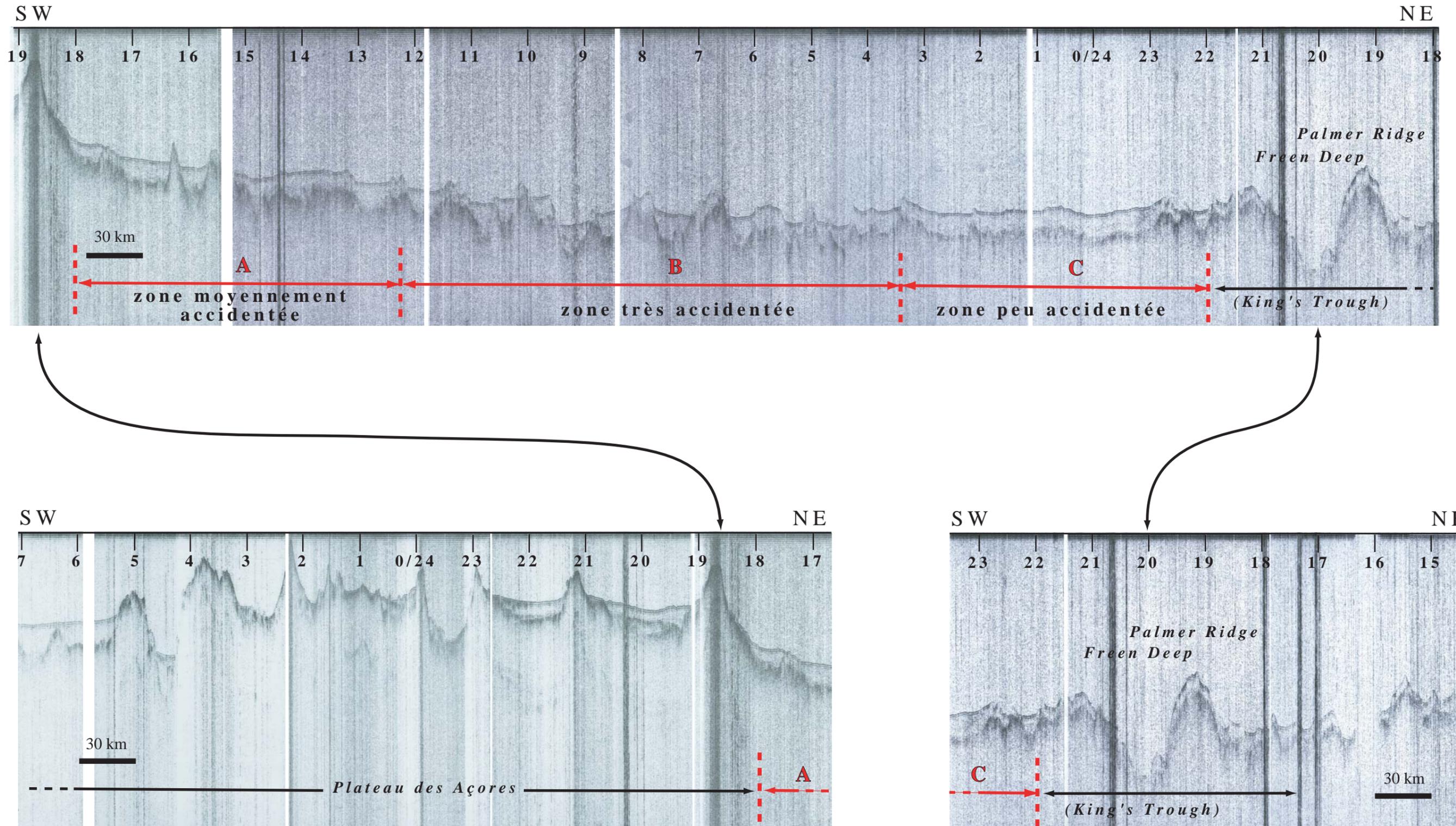


Figure VI-17 : Profil de sismique réflexion entre King's Trough et le plateau des Açores.

Ce profil est localisé sur la figure VI-16. Les différentes zones (plateau des Açores, A, B, C, King's Trough) sont repérées, comme dans la figure VI-16, par des tiretés épais de couleur rouge. Quelques faits peuvent être observé sur ce profil :

- Bien qu'à des profondeurs bathymétriques différentes, l'ampleur du dénivelé en King's Trough et aux Açores est comparable. La largeur des entailles aussi.
- Les zones A, B, C dont les limites coïncident avec des linéations bathymétriques parallèles à King's Trough et les Açores présentent des différences nettes concernant la régularité des fonds. A est une zone moyennement calme perturbée par des "pinacles" de socle dont la proximité aux Açores suggère une origine volcanique. B est une zone très accidentée. C, par contre, est peu accidentée.