Pyrenean deformations in the Bay of Biscay - Déformations pyrénéennes dans le Golfe de Gascogne

Isabelle Thinon, Luis Fidalgo-González, Jean-Pierre Réhault, Jean-Louis
Olivet

► To cite this version:

Isabelle Thinon, Luis Fidalgo-González, Jean-Pierre Réhault, Jean-Louis Olivet. Pyrenean deformations in the Bay of Biscay - Déformations pyrénéennes dans le Golfe de Gascogne. Comptes rendus de l'Académie des sciences. Série IIa, Sciences de la terre et des planètes, 2001, 332 (9), pp.561. 10.1016/S1251-8050(01)01576-2 . hal-00647829

HAL Id: hal-00647829

<https://hal-brgm.archives-ouvertes.fr/hal-00647829>

Submitted on 2 Dec 2011

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

DEFORMATIONS PYRENEENNES DANS LE GOLFE DE GASCOGNE

Pyrenean deformations in the Bay of Biscay

Isabelle Thinon³, Luis Fidalgo-González^{1,2}, Jean-Pierre Réhault¹, Jean-Louis Olivet²

(1) IUEM, Place N. Copernic, 29280 Plouzané-France ; tel : (33) 2 98 49 87 23 ; fax : (33) 2 98 49 87 60

(2) IFREMER, DRO-GM, BP 70, Place N. Copernic 29280 Plouzané-France ; tel : (33) 2 98 22 47 07 ; fax : (33)
2 98 22 45 49

(3) Laboratoire de Planétologie et Géodynamique, UFR des Sciences et Techniques de Nantes, 2218 Nantes
cedex 3 – France ; tel : (33) 2 51 12 52 82 ; fax : (33) 2 51 12 52 68

thinon@chimie.univ-nantes.fr ; jlolivet@ifremer.fr ; lfidalgo@ifremer.fr ; rehault@univ-brest.fr

Résumé : Une cartographie détaillée de la déformation maximale pyrénéenne datée de l'Eocène a été établie pour la partie septentrionale du golfe de Gascogne sur la base de nouvelles données de sismique réflexion. Ces nouvelles images sismiques mettent en évidence également l'existence d'un premier événement tectonique pyrénéen synchrone de l'initialisation de la convergence Ibérie/Europe. Les déformations pyrénéennes (structures compressives et inversées) sont principalement localisées aux frontières des domaines continental et océanique et affectent aussi la croûte océanique.

Abstract: A detailed cartography of the maximal Pyrenean deformation dated from Eocene has been made for the northern Bay of Biscay from the interpretation of new reflection seismic data. These new seismic images confirm the occurrence of a primary tectonic event for the Pyrenean phases. This event would underline the initialisation of the Iberia/Europe convergence. The Pyrenean deformations are mainly located at the boundaries of the

continental and oceanic domains and affect the oceanic crust. This deformation is principally underlined by compressive and inversed structures.

Mots-clés : golfe de Gascogne, déformation pyrénéenne, phase éocène, phase fini-crétacée

Keywords: Bay of Biscay, Pyrenean deformation, Eocene time, Late Cretaceous time

Abridged English version

The passive continental margins of the Bay of Biscay (fig. 1) were created within early Cretaceous times, while oceanic accretion occurred between Aptian and Campanian times [e.g. 7, 13, 18]. The latest post-rift structural evolution of the Bay of Biscay is strongly linked to the Pyrenean events induced by the Late Cretaceous to Oligocene convergence of the Iberia peninsula toward Europe [e.g. 7, 20]. This convergence has also led to the Pyrenees, the partial closing of the Bay of Biscay and the deformation of the North Iberian Margin [e.g. 1, 7, 8, 18]. In the Biscay Abyssal Plain, this deformation is sealed by a major seismic unconformity, dated Eocene in time and designed *D1* Unconformity [7, 8, 18]. The existence of an early compressive tectonic event was strongly debated: If a tectonic phase, dated from the end of Cretaceous Time, is established in the eastern Pyrenees [15], it is very controversial in the western Pyrenees and the Parentis Basin [6, 16, 14]. Recently, a seismic unconformity has been observed sporadically within the Biscay Abyssal Plain, postulated to Late Cretaceous event correlated with the initiation of the Pyrenean convergence [10].

In first time, this paper debates the number, the age and time of the tectonic phases recorded during the Iberia/Europe convergence. In second time, it presents the seismic characters and the spatial distribution of the Pyrenean deformation in the northern Bay of Biscay. This work is based both on seismic profiles acquired between 1969 and 1981 (the Nestlante, Albatlante, Noratlante, Norestlante, Gestlante, Nestlante and OC cruises, [e.g. 7], the *Société Nationale ELF Aquitaine* cruises [4]) and on new seismic data acquired during three Ifremer cruises, NORGASIS (1994, supervisors: Olivet & Avedik, [2]), SÉDIFAN (1997, supervisor: Auffret, [9]) and ZEE-GASCOGNE (1997, supervisor: Le Suavé) cruises (fig. 1).

The maximal Pyrenean deformation is underlined by the *D1* seismic unconformity. If most of the authors date this unconformity into Eocene time, their opinions defer on its precise age [7, 8, 18]. The

whole deformation seems to be continuous, but appears to have space and time variations in intensity. The D1 unconformity, which marks the paroxysmal and near final deformation phase, is surrounded with many minor unconformities (fig. 2). The whole northern Bay of Biscay is affected by faults with a reverse apparent component and an important vertical throw (fig. 3), with asymmetric folds [22] and with small tectonic inversions (fig. 4). In extreme case, the vertical displacements induce important tectonic inversions, creating large and huge reliefs, as the *Dôme Gascogne*, the Trevelyan escarpment and the Cantabria seamount [7, 8, 10, 11, 18, 22]. In the northern Bay of Biscay, the deformation is concentrated along the fossil structural boundaries as the northern edge of the oceanic domain (fig. 3, 5) and the deep border of the Armorican continental domain (fig. 5). The oceanic domain is also affected by a more diffuse compressive deformation (fig. 4, 5). On the contrary, the Armorican Basin is nearly undeformed and exhibits a thick sedimentary layer (2A unit) with a deposition contemporaneous to the Pyrenean convergence (fig. 3). This high subsidence rate and this lack of tectonic deformation characterize the whole Armorican Basin that is a wide Continent/Ocean Transition zone. These geological characters must be linked to the rheology of its dense substratum, postulated as serpentinized upper mantle [22, 23].

Previously on other tectonic Pyrenean event is underlined by a weak compressive deformation sealed by the D2 acoustic reflector (fig. 2, 3). This reflector, as well as the upper 2B series, is correlated with the Maestrichtian/Palaeocene hiatus, if we refer to DSDP holes of the North Biscay Margin [18]. The seismic expression of this reflector goes up from the conformity to the Unconformity (fig. 2, 3, 4). The unconformable aspect is observed on restricted area scattered in the abyssal plain of the Bay of Biscay (fig. 6). It is associated with an olistostrome at the base of the *Mont Armorique* (fig. 6, [22]) and with a tilted sedimentary cover at the foot of the *Dôme Gascogne* (fig. 4) and on both sides of the *Armorique-Trévelyan* ridge (fig. 6). It is also contemporaneous of the tectonic inversion of the “Black Shale” basin, described on the northern side of the *Mont Armorique* [13]. The D2 reflector shows also a rough and diffracting seismic facies. Described very locally by Bacon et al. (1969), this facies extends in reality over an 80x500 km area, adjacent to the oceanic domain (fig. 3, 6). We agree with the hypothesis of Montadert *et al.* (1971), that they have interpreted this facies as an erosion surface due to the influence of old deep submarine channel. We confirm thus that a compressive tectonic

phase, dated from Late Cretaceous/Palaeocene time, is recorded in the whole Bay of Biscay. This early Pyrenean deformation seems to be linked to the initiation of the Iberia/Europe convergence.

In conclusion, the Bay of Biscay has recorded two major tectonic events, at Eocene and at the End of Cretaceous times, during the Pyrenean convergence. The deformation, called Eocene phase, is regional, continuous during a long period of time, and includes the paroxysmal deformation Pyrenean phase. The latest Cretaceous phase is more “instantaneous”, heterogeneous and of weak intensity. With regard to the regional stress field during the Pyrenean phase (fig. 7), the apparent compressive deformation are induced by a transpressive tectonic along the boundaries of continental and oceanic domain of the northern Bay of Biscay (fig. 7). The strike-slip faults area followed the oceanic boundary off the western approaches margin shown by Montadert *et al.* (1979) and the dextral two strike-slip faults area, postulated by Derégnaucourt and Boillot (1982) off the Armorican Margin, are thus confirmed and specified. They coincide strictly with the fossil structural boundaries. In the Bay of Biscay, only the wide area of the “transitional” in nature Armorican Basin is resistant to the compressive Pyrenean deformation. The account of shortening in the western European plate (the northern Bay of Biscay) is therefore insignificant with regard to those, existing along the boundary of the Iberia and Europe lithospheric plates.

Les marges continentales passives du golfe de Gascogne (fig. 1) se sont structurées et amincies au Crétacé inférieur [7, 13, 18]. L'accrétion océanique s'est déroulée de l'Aptien (post-anomalie magnétique M0) au Campanien (anomalie magnétique 6) [7]. L'arrêt de l'accrétion océanique est synchrone de l'initiation vers 90 Ma de la convergence pyrénéenne, rotation anti-horaire de la plaque Ibérique vers la plaque Europe [*e.g.* 20]. Ce mouvement convergent, qui s'est poursuivi jusqu'à l'Oligocène, a provoqué l'orogénèse pyrénéenne [15], la fermeture partielle du golfe de Gascogne et l'intense déformation de la marge Nord-ibérique [1, 7, 8, 18, 5]. Cette déformation est scellée par une discordance sismique majeure, observée dans tout le golfe de Gascogne, datée dans l'éocène [7, 18] et appelée *D1* [8]. Jusqu'à présent, les indices d'un événement tectonique antérieur à l'Eocène, image de

l'initiation du rapprochement entre l'Ibérie et l'Europe, étaient rares et controversés. En effet, si l'existence d'un événement compressif fini-Crétacé/Paléocène a été établie dans les Pyrénées orientales [15], elle y est fortement contestée dans les Pyrénées occidentales et le Bassin de Parentis [6, 16, 14]. Toutefois, une discordance sismique a été décrite sur la ride Sud Gascogne et à l'aplomb du mont Cantabria et du dôme Gascogne (fig. 1) et reportée à l'initiation de la convergence pyrénéenne [10].

Cet article a pour objectif (1) de discuter le nombre, l'âge et la durée des phases tectoniques enregistrées durant la convergence Ibérie/Europe dans la partie septentrionale du golfe de Gascogne et (2) de présenter les principales caractéristiques sismiques et la répartition spatiale des effets des phases de la déformation pyrénéenne éocène et finie-crétacée. Cette discussion est basée sur la compilation d'une couverture de sismique réflexion désormais dense et à maille homogène (fig. 1), constituée par d'anciennes données réinterprétées (données acquises entre 1969 et 1981 lors des campagnes Nestlante, Albatlante, Noratlante, Norestlante, Gestlante, Nestlante, OC [7, 8, 18] et de la *Société Nationale ELF Aquitaine* [4]) et par des nouvelles données acquises par l'IFREMER lors des campagnes NORGASIS (N/O LE NADIR, 1994, chefs de mission : Olivet et Avedik, [2]), SEDIFAN (N/O L'ATALANTE, 1997, chef de mission : Auffret [9]) et ZEE-GASCOGNE, (N/O L'ATALANTE, 1997, chef de mission : Le Suavé).

La phase éocène: la phase de déformation pyrénéenne maximale

• Age et durée de la déformation

Si la plupart des auteurs attribuent l'épisode compressif majeur à l'Eocène, leurs avis divergent sur son âge précis. La déformation maximale des Pyrénées internes (Yprésien/Lutétien) est antérieure à celle des Pyrénées externes (Bartonien) [6, 15]. La discordance D1, attribuée à la déformation maximale, est datée de l'Eocène moyen sur le plateau continental Nord-Ibérique (anté-Lutétien sup.; [7]). Dans la plaine abyssale, les forages 118 et 119 du Leg 12 [13] traversent un hiatus de sédimentation daté respectivement, entre l'Éocène moyen et le Miocène et entre l'Eocène moyen et l'Eocène supérieur. Sur la Marge Nord Gascogne, l'âge du hiatus, corrélé à la discordance D1, varie d'un forage à l'autre malgré leur proximité géographique (fig. 1; [18]). En effet, le forage 151 du Leg 48 (fig. 1) montre l'existence d'un hiatus de sédimentation entre l'Éocène moyen et l'Éocène supérieur

[18], tandis que les forages 150 du Leg 48 (fig. 1) et PENMA1 datent respectivement ce hiatus entre l'Éocène supérieur et l'Oligocène [18] et entre l'Yprésien et le Lutétien (com. pers. Elf). Outre l'incertitude sur l'âge précis qui persiste, la déformation de la phase "éocène" semble continue et d'intensité variable sur un important laps de temps. En effet, sur la plupart des images sismiques de la Plaine Abyssale du golfe de Gascogne, la discordance sismique majeure (*D1*) est entourée de multiples discordances angulaires de plus faible amplitude (fig. 2) : les discordances *d1'* et *d1''* marquent respectivement le début et la fin de la déformation tectonique de la phase dite éocène. L'existence d'une importante épaisseur de sédiments (0,3 std) entre *d1'* et *d1''* suggère que durée de cette phase fut non-négligeable. Si l'on prend le taux de sédimentation actuel de la plaine abyssale de Gascogne (54 m/Ma; [13]), cette phase tectonique a une durée de 5 à 10 Ma. En opposition, une seule discordance (*D2*) souligne la phase du Crétacé terminal.

• *Style et répartition spatiale de la déformation maximale*

La déformation se localise préférentiellement le long de frontières structurales fossiles comme la limite septentrionale du domaine océanique vrai (fig. 3, 5) et la limite du domaine continental armoricain (fig. 5). Le long de la frontière septentrionale du domaine océanique, la déformation se répartit en segments de vergence et de direction variables. Ces variations s'expliquent simplement par un changement des relations géométriques entre la courbure du linéament (limites des domaines structuraux reprises par la déformation) et l'orientation des contraintes compressives régionales. Le domaine océanique vrai est, lui aussi, affecté par des inversions de reliefs et par une déformation compressive (fig. 4). Cette dernière est cependant diffuse (fig. 5). Le Bassin Armoricain est isolé du Bassin de Parentis et du Bassin Celtique Profond par deux bassins inversés et soulevés, appelés le Dôme Gascogne et Trévelyan. Très peu déformé, le Bassin Armoricain se distingue par une importante accumulation sédimentaire entre le Crétacé terminal et l'Eocène (unité 2A, fig. 3). Le comportement du Bassin Armoricain (taux de subsidence élevé et absence d'indice de déformation compressive pyrénéenne) est certainement lié à la rhéologie particulière de son substratum dense, attribué à un manteau serpentinisé [14, 23].

La déformation affecte le socle acoustique et la couverture sédimentaire sous-jacente à la discordance *D1* (fig. 3, 4). Dans la partie septentrionale du golfe de Gascogne, la déformation se

présente sous la forme de structures compressives, comme des failles à composante apparente inverse et à rejet vertical important (fig. 3), des plis asymétriques, des soulèvements de grande amplitude [22] et des petites inversions tectoniques (fig. 4). Dans les cas extrêmes, les mouvements verticaux aboutissent à une inversion tectonique importante, créant de vastes reliefs sous-marins élevés comme le dôme Gascogne, l'Escarpement de Trévelyan et le mont Cantabria [s.l. 7, 8, 10, 11, 18, 22].

La quantité de raccourcissement dans la partie septentrionale du golfe de Gascogne est cependant négligeable par rapport à celle qui existe le long de la Marge Nord Ibérique (90 km à l'Est, [20]) et des Pyrénées (150 km, [20]), frontière des plaques européenne et ibérique.

Une nouvelle discordance pyrénéenne : les prémices de la convergence

Entre la discordance $D3$ induite par la transgression cénomaniennne [7, 18] et la discordance $D1$ due au paroxysme de la déformation pyrénéenne [8], il existe un marqueur acoustique dont la signature sismique évolue de la concordance à la discordance (fig. 2, 3, 4). Ce marqueur, que nous avons appelé $D2$, se corrèle au hiatus situé entre le Paléocène inférieur et le Maestrichtien, si nous nous référons aux différents forages de la Marge Nord Gascogne [18]. Contrairement à la phase tectonique éocène, cet événement tectonique apparaît de courte durée sur notre sismique (fig. 2).

Ce réflecteur $D2$ présente une géométrie fortement discordante (fig. 2, 3, 4) sur des régions restreintes et éparses dans la plaine abyssale du golfe de Gascogne (fig. 6). Au pied du Dôme Gascogne, la discordance $D2$ est associée à un soulèvement et à un basculement vers le sud-ouest de la croûte océanique et des séries sédimentaires (fig. 4). Cette discordance angulaire est associée à un olistostrome au pied du mont Armorique, à des surface d'érosion et/ou à des zones de non-dépôt, et à un basculement vers le NE des séries sous-jacentes de part et d'autre d'une ride de socle, la Ride Armorique-Trévelyan (fig. 2, 6; [22]). Cette discordance est aussi synchrone de l'inversion tectonique d'un bassin rempli de sédiments à faciès transparent de type *Black Shales*, observée sur le flanc septentrional du mont Armorique [12]. Si Trévelyan et le Dôme Gascogne ont acquis leur relief lors de la phase éocène (fig. 4), l'inversion tectonique s'est toutefois initiée au Crétacé terminal : l'unité sismique 2A y est de plus faible épaisseur que dans les régions avoisinantes (fig. 6; [22]). Le marqueur sismique $D2$ présente aussi un faciès très fortement diffractant et rugueux sur une région, de 80 km de large et 500 km de long, adjacente au domaine océanique (fig. 6). Ce faciès avait été observé très

localement dès 1971 et interprété comme une surface d'érosion créée sous l'influence d'un ancien chenal ou d'une circulation profonde au pied d'un relief [7]. Les particularités sismiques du réflecteur D2 confirment donc l'existence d'une phase tectonique compressive datée de la limite Crétacé/Paléocène. Les prémices de la convergence entre l'Ibérie et l'Europe sont donc enregistrées dans le golfe de Gascogne.

Conclusion

Lors de la convergence Ibérie/Europe du Crétacé terminal à l'Oligocène, le golfe de Gascogne a enregistré deux événements tectoniques compressifs majeurs : (1) l'un durant l'éocène et (2) l'autre au Crétacé terminal. (1) La déformation de la phase dite éocène est observée à l'échelle régionale. Elle est continue sur une grande période de temps. Cette période inclut la phase de déformation pyrénéenne maximale ; (2) En comparaison, la phase fini-crétacée est beaucoup plus brève, hétérogène, locale et de plus faible intensité.

Les contraintes compressives régionales, induites par un pôle de rotation Ibérie/Europe situé au sud de Lisbonne (fig. 7, [20]), sont globalement parallèles aux limites des domaines structuraux fossiles de la plaque européenne occidentale, où elles induisent une tectonique transpressive (fig. 7). Les déformations apparentes compressives observées résulteraient donc principalement du fonctionnement de grands décrochements dextres localisés à la limite des domaines continental et océanique. Les deux décrochements majeurs au large de la Marge Armoricaire, postulés par Derégnaucourt et Boillot en 1982, sont donc confirmés et précisés : l'un borde la pente continentale armoricaine, l'autre longe le domaine océanique. Ce dernier décrochement semble se poursuivre au large de la Marge des Entrées de la Manche, jusqu'à la Marge de Goban, rejoignant ainsi les observations effectuées antérieurement par Montadert *et al.*, (1979) [19].

Si la déformation pyrénéenne se localise essentiellement à la frontière des plaques lithosphériques, au niveau de la Marge Nord Ibérique et des Pyrénées, elle affecte aussi la couverture sédimentaire et le socle acoustique d'une portion de la plaque ouest-européenne (domaines océanique et continental). Seul le Bassin Armoricaire (large zone de croûte intermédiaire dense et marquant la Transition Océan/Continent) est réfractaire à la déformation compressive.

Remerciements : Ce travail a été réalisé dans le cadre de l'IUEM et de l'IFREMER. Les auteurs remercient F. Avedik et A. Hirn pour la mise en oeuvre de la campagne NORGASIS, R. Le Suavé et G. Auffret pour l'accès aux données de ZEE-GASCOGNE et SEDIFAN.

Figure 1 : Plan de position des profils de sismique réflexion NORGASIS (violet), ZEE-GASCOGNE (vert), SEDIFAN (tiret vert) et SNEA (noir) reportés sur la carte bathymétrique [21]. Les limites des domaines océanique (bleu) et continental (rouge) dérivent des données magnétiques et sismiques (Thinon, 1999). Etoiles = forages DSDP des Legs 48, 50 et 12. M = Terrasse de Mériadzek ; T = Trévelyan ; BA = Bassin Armoricaïn ; BCP = Bassin Celtique Profond ; DG = Dôme Gascogne ; BP = Bassin de Parentis ; MB = Montagne de Biscay ; MC = Monts Charcot ; MA = Montagne Armorique.

Position of multichannel seismic reflection profiles. The NORGASIS (purple line), ZEE-GASCOGNE (green line), SÉDIFAN (green dashed) and SNEA (black line) cruises are reported on the bathymetric map [21]. The continental (red) and oceanic (blue) boundaries come from the magnetic and seismic data [22]. Stars = DSDP holes of Legs 48, 50 and 12. M = Meriadzek Terrace; T = Trevelyan; BA = Armorican Basin; BCP = Deep Celtic Basin; DG = *Dôme Gascogne* ; BP = Parentis Basin; MB = Biscay seamount; MC = Charcot seamounts; MA = *Armorique* seamount.

Figure 2 : Amplitude temporelle des 2 phases tectoniques pyrénéennes sur la section sismique du profil SEDIFAN 07 (Illustration figure 1). La discordance D1 souligne la déformation paroxysmale datée dans l'Eocène. Les discordances secondaires d1' et d1" seraient les marqueurs sismiques de l'initiation et de la fin de cette phase tectonique. La discordance D2 souligne la phase tectonique finie-crétacée. Unité 1 = Quaternaire à l'Eocène ; Unité 2A = Eocène au Paléocène/Crétacé terminal ; Unité 2B = Crétacé terminal au Cénomanién ; Unité 3 = *Black Shales* du Cénomanién-Aptien(?) ; D3 = discordance liée à la transgression cénomaniénne.

Temporal amplitude of the 2 Pyrenean tectonic phases on the seismic section of SEDIFAN 7 profile (Illustration on the figure 1). D1 = Unconformity linked to the Eocene paroxysmal deformation of the Pyrenean phase. d1' = Unconformity underlies the initiation of this tectonic phase. d1'' = unconformity marks the end of this tectonic phase. D2 = unconformity correlated to the Cretaceous/Palaeocene tectonic phase. Unit 1 = Quaternary/Eocene; Unit 2A = Eocene-Palaeocene; Unit 2B = Late Cretaceous-Cenomanian; Unit 3 = Cenomanian-Aptian (?) Black Shales ; D3 = acoustic reflector of the Cenomanian transgression.

Figure 3 : Déformation tectonique le long de la frontière entre le domaine océanique et la zone de Transition Continent/Océan (profil NORGASIS 17, localisation figure 1).

Pyrenean deformation along the boundary between the oceanic domain and the Continent/Ocean Transition zone (NORGASIS 17 profile, localisation on figure 1).

Figure 4 : Déformation tectonique dans le domaine océanique (profil Zee-Gascogne 174, localisation sur la figure 1).

Tectonic deformations in the oceanic domain (Zee-Gascogne 174, localisation on the figure 1).

Figure 5 : Carte structurale de la phase pyrénéenne "éocène". Les traits structuraux majeurs de la Marge Nord Ibérique [8] y sont reportés, ainsi que la limite septentrionale du domaine océanique (bleu, [22]) et la limite du domaine continental de la Marge Armoricaire (rouge, [22]).

Structural map of the Eocene deformation. The major structural lineament [8] along the Northern Iberian Margin are reported on the bathymetric map, the northern boundary of the oceanic domain (blue, [22]) and along the boundary of the continental domain (red, [22]).

Figure 6 : Carte de répartition des différents faciès du réflecteur D2 corrélé au hiatus du Crétacé terminal/Paléocène.

Repartition of the different facies of the D2 reflector, correlated with the Cretaceous/Palaeocene hiatus.

Figure 7 : Champ de contrainte dans la partie septentrionale du golfe de Gascogne durant la phase pyrénéenne. En encadré, reconstruction cinématique au stade de 90 Ma, qui représente le positionnement des plaques lithosphériques à l'ouverture maximale du golfe de Gascogne (figure d'Olivet [1996] simplifiée).

Stress field on the northern Bay of Biscay during the Pyrenean convergence. The box is a simplified kinematic reconstruction (90 By stade), which represents the position of the lithospheric plates when the maximal open of the Bay of Biscay (modified figure from Olivet [1996]).

- [1] Alvarez-Marrón J., Perez-Estaún A., *et al.*, Seismic structure of the northern continental margin of Spain from ESCIN deep seismic profiles, *Tectonophysics*, 264 (1996) 153-174.
- [2] Avedik F., Hirn A., Renard V., Nicolich R., Olivet J.L., Sachpazi M., "Single-bubble" marine source offers new perspectives for lithospheric exploration, *Tectonophysics*, 267 (1996) 57-71.
- [3] Bacon M., Gray F., Matthews D.H., Crustal structure studies in the Bay of Biscay, *Earth Planetary Science Letters*, 6 (1969) 377-385.
- [4] Barbier F., Duvergé J., Le Pichon X., Structure profonde de la marge Nord-Gascogne. Implications sur le mécanisme de rifting et de formation de la marge continentale, *Bulletin du Comité de recherche et de production de la Société Nationale Elf Aquitaine*, 10 (1986) 105-121.
- [5] Boillot G., Dupeuble P.A., Malod J., Subduction and tectonics on the continental margin off northern Spain, *Marine Geology*, 32 (1979) 53-70.
- [6] Choukroune P., Le Pichon X., Séguret M., Sibuet J.C., Bay of Biscay and Pyrenees, *Earth and Planetary Science letters*, 18 (1973) 109-118.
- [7] Debyser J., Le Pichon X., Montadert L. *et al.*, Histoire structurale du Golfe de Gascogne, in Technip. (éd), Publication de l'Institut Français du Pétrole, Paris, I & II, 1971.
- [8] Derégnaucourt D., Boillot G., Structure géologique du golfe de Gascogne, *Bulletin B.R.G.M.*, n° 3, 1 (1982) 149-178.
- [9] Droz L., Auffret G.A., Savoye B., Bourillet J.F., L'éventail profond de la marge celtique : stratigraphie et évolution sédimentaire, *C. R. Acad. Sci. Paris*, 328 (1999) 173-180.
- [10] Fidalgo-González L., Les monts sous-marins dans le golfe de Gascogne : témoins de son évolution? mémoire de DEA, Université de Bretagne Occidentale, 1995.

- 299 [11] Frappa M., Vaillant F.X., Prolongation vers l'ouest des structures du golfe de Gascogne, Bulletin
300 de l'Institut Géologique du Bassin d'Aquitaine, 12 (1972) 101-121.
- 301 [12] Frappa M., Muraour P., Horn R., Structure géologique de la montagne sous-marine Armorique
302 (Golfe de Gascogne). Résultat d'une étude par sismique réflexion, Bulletin du B.R.G.M., n° 2, IV
303 (1974) 49-55.
- 304 [13] Laughton A.S., Berggreen W.A. *et al.*, Initial Reports of the Deep Sea Drilling project,
305 Washington (U.S. Government Printing Office), 12, 1972.
- 306 [14] Masse P., The early Cretaceous Parentis Basin (France)-A basin associated with a wrench fault,
307 Bois *et al.* (éd.), Deep Seismic study of the Earth's crust-ECORS Bay of Biscay Survey, Mémoire
308 de la Société Géologique de France, 171, 1997, pp. 177-185.
- 309 [15] Mattauer M., Proust F., L'évolution structurale de la partie Est du domaine pyrénéo-provençal au
310 Crétacé et au Paléogène, Biogéographie du Crétacé-éocène de la France Méridionale, Travaux du
311 Laboratoire Géochimie-Biosphère, 1967, pp. 9-20.
- 312 [16] Mattauer M., Séguret M., Les relations entre la chaîne des Pyrénées et le Golfe de Gascogne. In
313 Technip. (éd.), Histoire structurale du Golfe de Gascogne. I.F.P. et C.N.E.X.O, Paris, I, 1971, pp.
314 IV.4.1-IV.4.13.
- 315 [17] Montadert L., Damotte B., Fail J. P., Delteil J. R., Valery P., Structure géologique de la plaine
316 abyssale du Golfe de Gascogne, in Technip. (éd.), Histoire structurale du Golfe de Gascogne, I.F.P.
317 et C.N.E.X.O, Paris, II, 1971, pp. VI.14.1-VI.14.18.
- 318 [18] Montadert L., Roberts D.G., *et al.*, Initial Reports of the Deep Sea drilling Project, Usher (éd),
319 (U.S. Govt. Printing Office), California, 48, 1979.
- 320 [19] Montadert L., Roberts D. G., De Charpal O., Guennoc P., Rifting and subsidence of the northern
321 continental margin of the Bay of Biscay. in Usher (éd.), Initial Reports of the Deep Sea Drilling
322 Project, Washington, 48, 1979, pp. 1025-1060.
- 323 [20] Olivet J.L., La cinématique de la plaque ibérique, Bulletin des Centres de Recherche,
324 d'Exploration et de Production d'Elf-Aquitaine, 21 (1996) 131-195.
- 325 [21] Sibuet J.C., Monti S., Pautot G., New bathymetric map of the Bay of Biscay, C. R. Acad. Sci.
326 Paris, 318 (1994) 615-625.

[22] Thinon I., Structure profonde de la Marge Nord Gascogne et du Bassin Armoricaire (golfe de Gascogne), Thèse de doctorat, Université de Bretagne Occidentale, 1999.

[23] Thinon I., Matias L., Fidalgo- González L., Olivet J. L., Réhault J.P., Hirn A., Avedik F., The deep structure of a non-volcanic rifted continental margin: The North Biscay Margin, Special Publication of the Geological society (London), Non-volcanic rifting of continental margins: a comparison of evidence from land and sea (accepted).

FIGURES

Figure 1

Figure 2

Figure 3

Figure 4

Figure 5

Figure 6

Figure 7