



HAL
open science

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://brgm.hal.science/hal-00647829v1>

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.

3

4 **DEFORMATIONS PYRENEENNES DANS LE GOLFE DE GASCOGNE**

5 **Pyrenean deformations in the Bay of Biscay**

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

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

8 (2) IFREMER, DRO-GM, BP 70, Place N. Copernic 29280 Plouzané-France ; tel : (33) 2 98 22 47 07 ; fax : (33)
9 2 98 22 45 49

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

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

13

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

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

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

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

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

30 **Abridged English version**

31 The passive continental margins of the Bay of Biscay (fig. 1) were created within early
32 Cretaceous times, while oceanic accretion occurred between Aptian and Campanian times [*e.g.* 7, 13,
33 18]. The latest post-rift structural evolution of the Bay of Biscay is strongly linked to the Pyrenean
34 events induced by the Late Cretaceous to Oligocene convergence of the Iberia peninsula toward
35 Europe [*e.g.* 7, 20]. This convergence has also led to the Pyrenees, the partial closing of the Bay of
36 Biscay and the deformation of the North Iberian Margin [*e.g.* 1, 7, 8, 18]. In the Biscay Abyssal Plain,
37 this deformation is sealed by a major seismic unconformity, dated Eocene in time and designed *D1*
38 Unconformity [7, 8, 18]. The existence of an early compressive tectonic event was strongly debated: If
39 a tectonic phase, dated from the end of Cretaceous Time, is established in the eastern Pyrenees [15], it
40 is very controversial in the western Pyrenees and the Parentis Basin [6, 16, 14]. Recently, a seismic
41 unconformity has been observed sporadically within the Biscay Abyssal Plain, postulated to Late
42 Cretaceous event correlated with the initiation of the Pyrenean convergence [10].

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

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

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

68 Previously another tectonic Pyrenean event is underlined by a weak compressive deformation
69 sealed by the D2 acoustic reflector (fig. 2, 3). This reflector, as well as the upper 2B series, is
70 correlated with the Maestrichtian/Palaeocene hiatus, if we refer to DSDP holes of the North Biscay
71 Margin [18]. The seismic expression of this reflector goes up from the conformity to the Unconformity
72 (fig. 2, 3, 4). The unconformable aspect is observed on a restricted area scattered in the abyssal plain of
73 the Bay of Biscay (fig. 6). It is associated with an olistostrome at the base of the *Mont Armorique* (fig.
74 6, [22]) and with a tilted sedimentary cover at the foot of the *Dôme Gascogne* (fig. 4) and on both sides
75 of the *Armorique-Trévelyen* ridge (fig. 6). It is also contemporaneous of the tectonic inversion of the
76 “Black Shale” basin, described on the northern side of the *Mont Armorique* [13]. The D2 reflector
77 shows also a rough and diffracting seismic facies. Described very locally by Bacon et al. (1969), this
78 facies extends in reality over an 80x500 km area, adjacent to the oceanic domain (fig. 3, 6). We agree
79 with the hypothesis of Montadert *et al.* (1971), that they have interpreted this facies as an erosion
80 surface due to the influence of an old deep submarine channel. We confirm thus that a compressive tectonic

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

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

97

98

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

108 l'initiation du rapprochement entre l'Ibérie et l'Europe, étaient rares et controversés. En effet, si
109 l'existence d'un événement compressif fini-Crétacé/Paléocène a été établie dans les Pyrénées orientales
110 [15], elle y est fortement contestée dans les Pyrénées occidentales et le Bassin de Parentis [6, 16, 14].
111 Toutefois, une discordance sismique a été décrite sur la ride Sud Gascogne et à l'aplomb du mont
112 Cantabria et du dôme Gascogne (fig. 1) et reportée à l'initiation de la convergence pyrénéenne [10].

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

124 **La phase éocène: la phase de déformation pyrénéenne maximale**

125 • *Age et durée de la déformation*

126 Si la plupart des auteurs attribuent l'épisode compressif majeur à l'Eocène, leurs avis divergent sur
127 son âge précis. La déformation maximale des Pyrénées internes (Yprésien/Lutétien) est antérieure à
128 celle des Pyrénées externes (Bartonien) [6, 15]. La discordance D1, attribuée à la déformation
129 maximale, est datée de l'Eocène moyen sur le plateau continental Nord-Ibérique (anté-Lutétien sup.;
130 [7]). Dans la plaine abyssale, les forages 118 et 119 du Leg 12 [13] traversent un hiatus de
131 sédimentation daté respectivement, entre l'Éocène moyen et le Miocène et entre l'Eocène moyen et
132 l'Eocène supérieur. Sur la Marge Nord Gascogne, l'âge du hiatus, corrélé à la discordance D1, varie
133 d'un forage à l'autre malgré leur proximité géographique (fig. 1; [18]). En effet, le forage 151 du Leg
134 48 (fig. 1) montre l'existence d'un hiatus de sédimentation entre l'Éocène moyen et l'Éocène supérieur

135 [18], tandis que les forages 150 du Leg 48 (fig. 1) et PENMA1 datent respectivement ce hiatus entre
136 l'Éocène supérieur et l'Oligocène [18] et entre l'Yprésien et le Lutétien (com. pers. Elf). Outre
137 l'incertitude sur l'âge précis qui persiste, la déformation de la phase "éocène" semble continue et
138 d'intensité variable sur un important laps de temps. En effet, sur la plupart des images sismiques de la
139 Plaine Abyssale du golfe de Gascogne, la discordance sismique majeure (*D1*) est entourée de multiples
140 discordances angulaires de plus faible amplitude (fig. 2) : les discordances *d1'* et *d1''* marquent
141 respectivement le début et la fin de la déformation tectonique de la phase dite éocène. L'existence
142 d'une importante épaisseur de sédiments (0,3 std) entre *d1'* et *d1''* suggère que durée de cette phase fut
143 non-négligeable. Si l'on prend le taux de sédimentation actuel de la plaine abyssale de Gascogne (54
144 m/Ma; [13]), cette phase tectonique a une durée de 5 à 10 Ma. En opposition, une seule discordance
145 (*D2*) souligne la phase du Crétacé terminal.

146 • *Style et répartition spatiale de la déformation maximale*

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

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

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

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

171 **Une nouvelle discordance pyrénéenne : les prémices de la convergence**

172 Entre la discordance $D3$ induite par la transgression cénomanienne [7, 18] et la discordance $D1$
173 due au paroxysme de la déformation pyrénéenne [8], il existe un marqueur acoustique dont la signature
174 sismique évolue de la concordance à la discordance (fig. 2, 3, 4). Ce marqueur, que nous avons appelé
175 $D2$, se corrèle au hiatus situé entre le Paléocène inférieur et le Maestrichtien, si nous nous référons aux
176 différents forages de la Marge Nord Gascogne [18]. Contrairement à la phase tectonique éocène, cet
177 événement tectonique apparaît de courte durée sur notre sismique (fig. 2).

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

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

196 **Conclusion**

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

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

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

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

221 _____
222 _____

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

272 Stress field on the northern Bay of Biscay during the Pyrenean convergence. The box is a
273 simplified kinematic reconstruction (90 Myr stage), which represents the position of the
274 lithospheric plates when the maximal opening of the Bay of Biscay (modified figure from Olivet
275 [1996]).

276

277

278 [1] Alvarez-Marrón J., Perez-Estaún A., *et al.*, Seismic structure of the northern continental margin of
279 Spain from ESCIN deep seismic profiles, *Tectonophysics*, 264 (1996) 153-174.

280 [2] Avedik F., Hirn A., Renard V., Nicolich R., Olivet J.L., Sachpazi M., "Single-bubble" marine
281 source offers new perspectives for lithospheric exploration, *Tectonophysics*, 267 (1996) 57-71.

282 [3] Bacon M., Gray F., Matthews D.H., Crustal structure studies in the Bay of Biscay, *Earth Planetary
283 Science Letters*, 6 (1969) 377-385.

284 [4] Barbier F., Duvergé J., Le Pichon X., Structure profonde de la marge Nord-Gascogne. Implications
285 sur le mécanisme de rifting et de formation de la marge continentale, *Bulletin du Comité de
286 recherche et de production de la Société Nationale Elf Aquitaine*, 10 (1986) 105-121.

287 [5] Boillot G., Dupeuble P.A., Malod J., Subduction and tectonics on the continental margin off
288 northern Spain, *Marine Geology*, 32 (1979) 53-70.

289 [6] Choukroune P., Le Pichon X., Séguret M., Sibuet J.C., Bay of Biscay and Pyrenees, *Earth and
290 Planetary Science letters*, 18 (1973) 109-118.

291 [7] Debyser J., Le Pichon X., Montadert L. *et al.*, Histoire structurale du Golfe de Gascogne, in
292 *Technip. (éd), Publication de l'Institut Français du Pétrole, Paris, I & II, 1971.*

293 [8] Derégnaucourt D., Boillot G., Structure géologique du golfe de Gascogne, *Bulletin B.R.G.M., n° 3,
294 1 (1982) 149-178.*

295 [9] Droz L., Auffret G.A., Savoye B., Bourillet J.F., L'éventail profond de la marge celtique :
296 stratigraphie et évolution sédimentaire, *C. R. Acad. Sci. Paris*, 328 (1999) 173-180.

297 [10] Fidalgo-González L., Les monts sous-marins dans le golfe de Gascogne : témoins de son
298 évolution? mémoire de DEA, Université de Bretagne Occidentale, 1995.

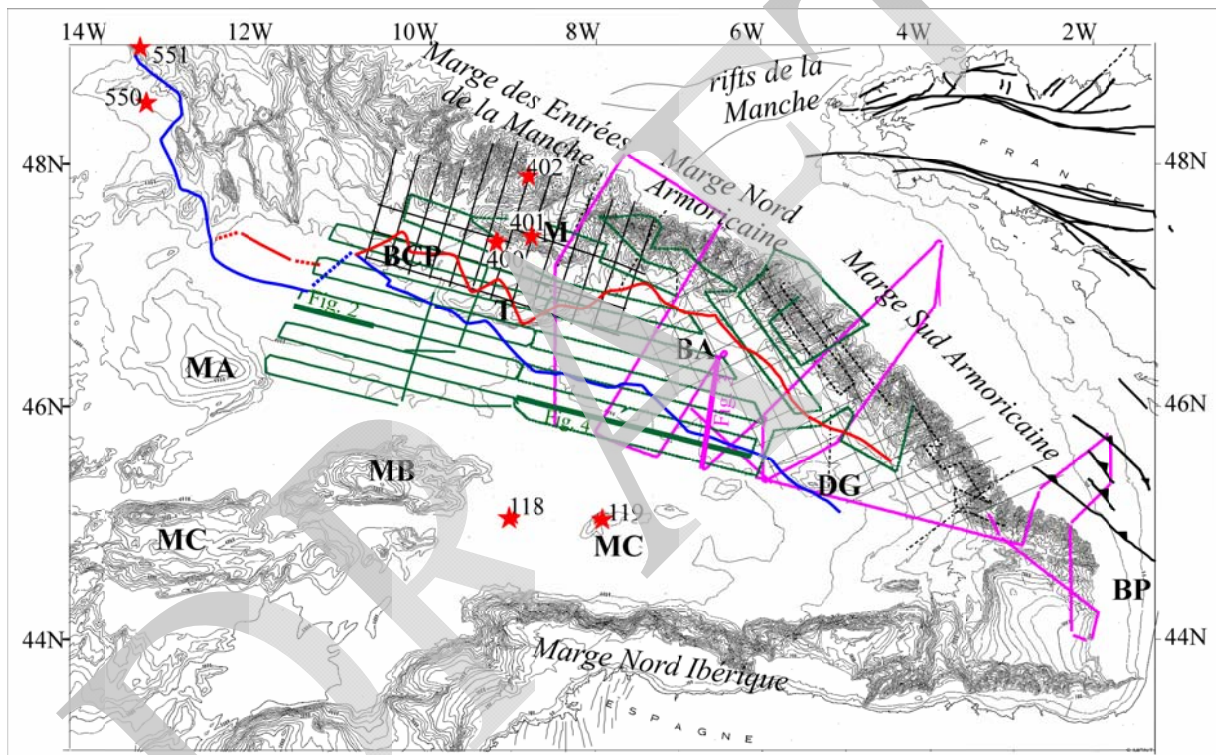
- 299 [11] Frappa M., Vaillant F.X., Prolongation vers l'ouest des structures du golfe de Gascogne, Bulletin
300 de l'Institut Géologique du Bassin d'Aquitaine, 12 (1972) 101-121.
- 301 [12] Frappa M., Muraour P., Horn R., Structure géologique de la montagne sous-marine Armorique
302 (Golfe de Gascogne). 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.

327 [22] Thinin I., Structure profonde de la Marge Nord Gascogne et du Bassin Armoricaire (golfe de
328 Gascogne), Thèse de doctorat, Université de Bretagne Occidentale, 1999.

329 [23] Thinin I., Matias L., Fidalgo- González L., Olivet J. L., Réhault J.P., Hirn A., Avedik F., The
330 deep structure of a non-volcanic rifted continental margin: The North Biscay Margin, Special
331 Publication of the Geological society (London), Non-volcanic rifting of continental margins: a
332 comparison of evidence from land and sea (accepted).

333

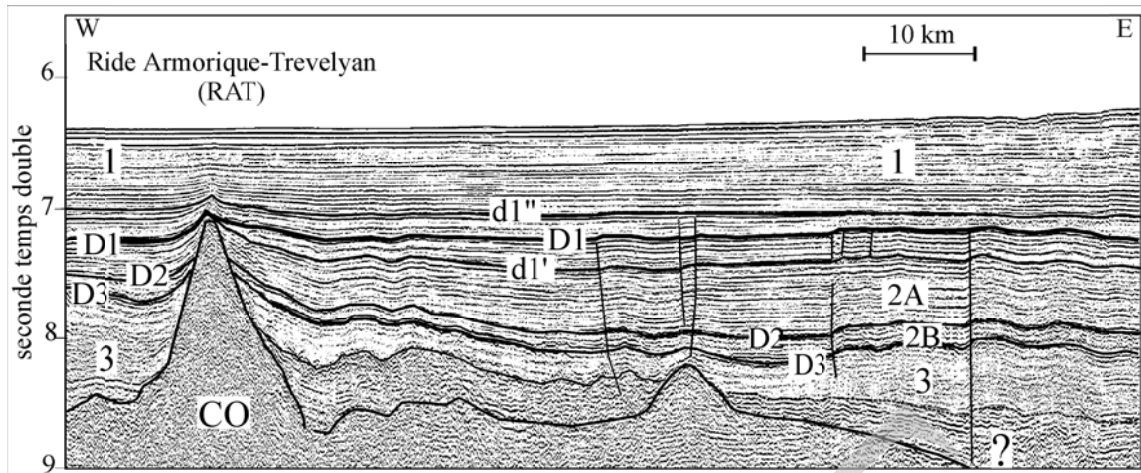
334 FIGURES



335

336 Figure 1

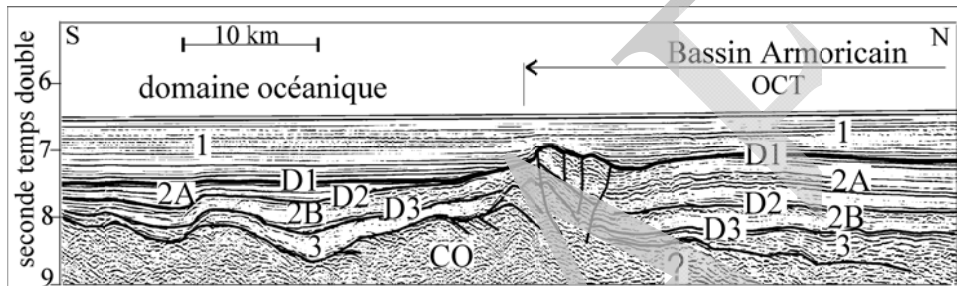
337



338

339 Figure 2

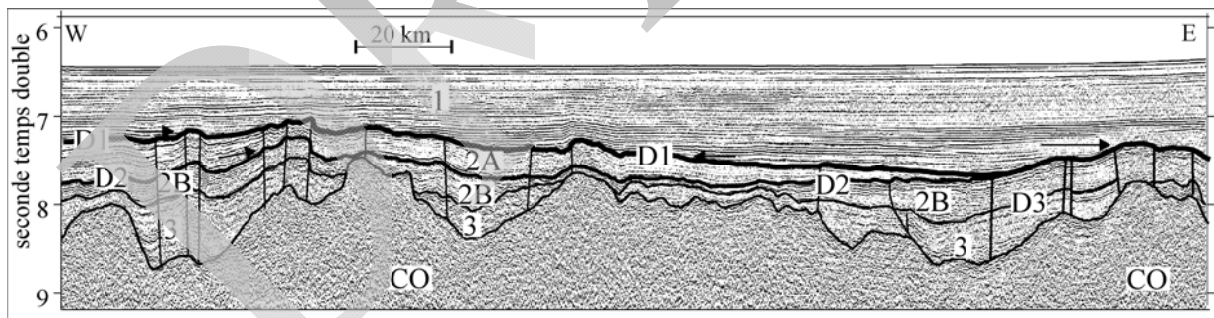
340



341

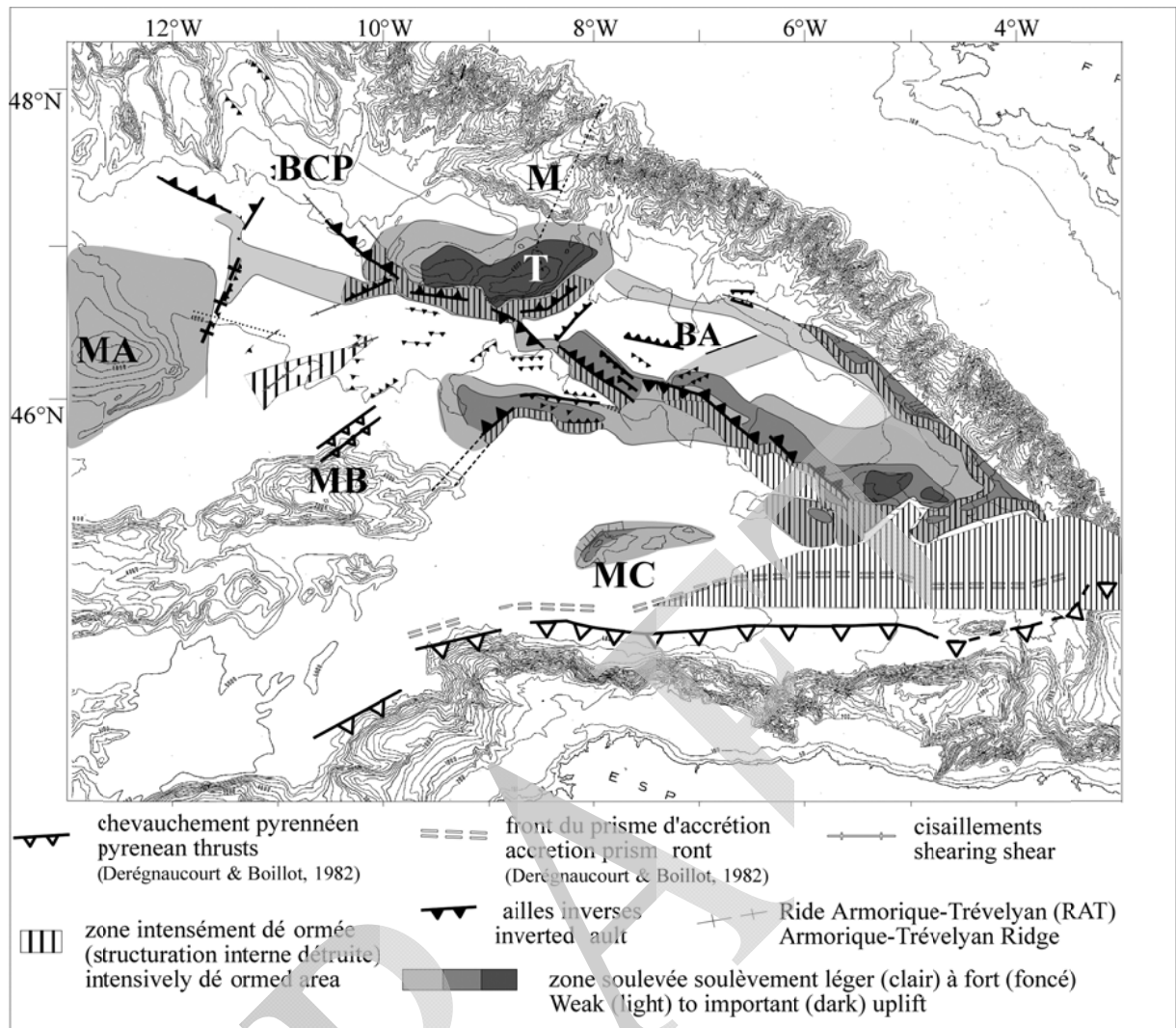
342 Figure 3

343



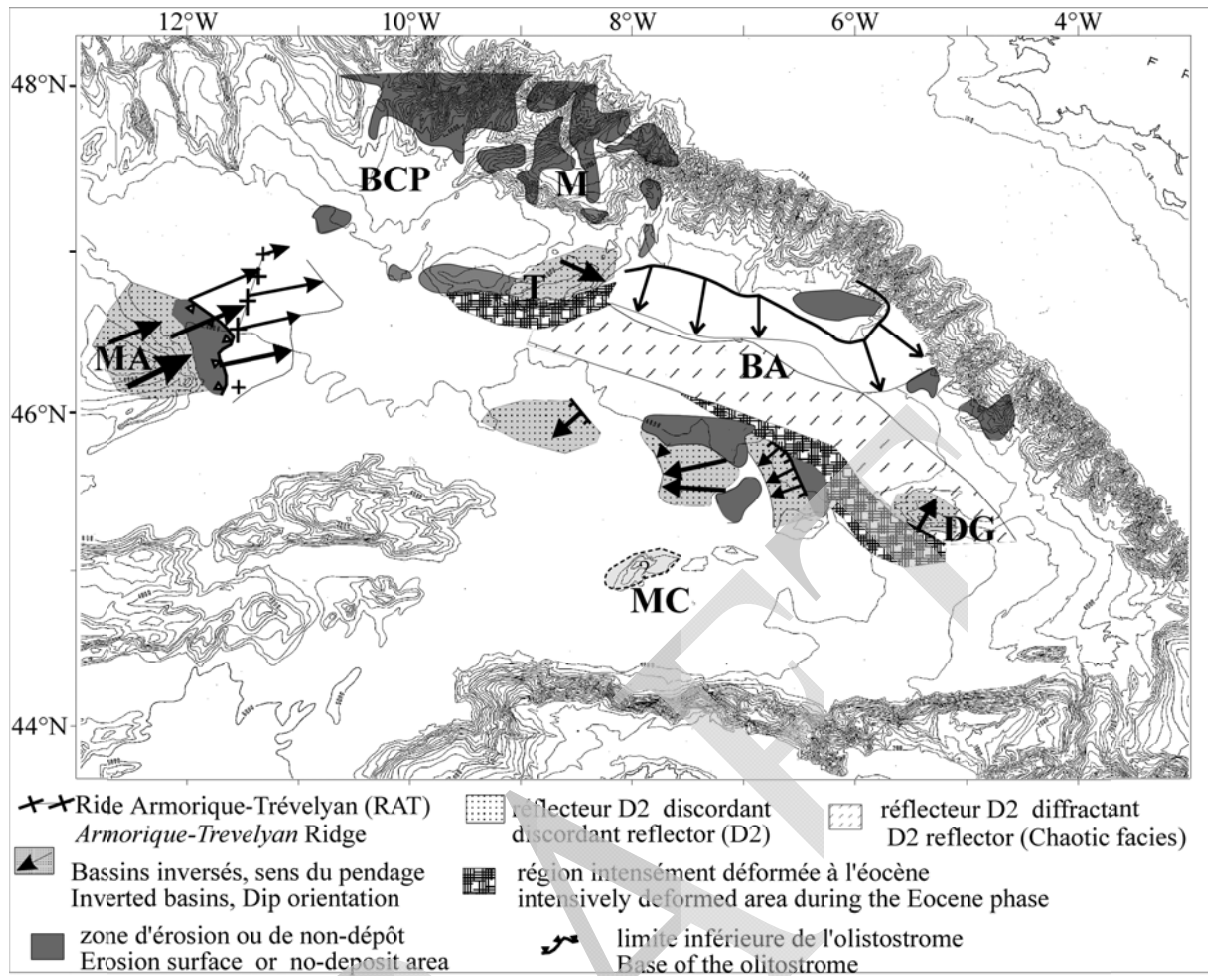
344

345 Figure 4



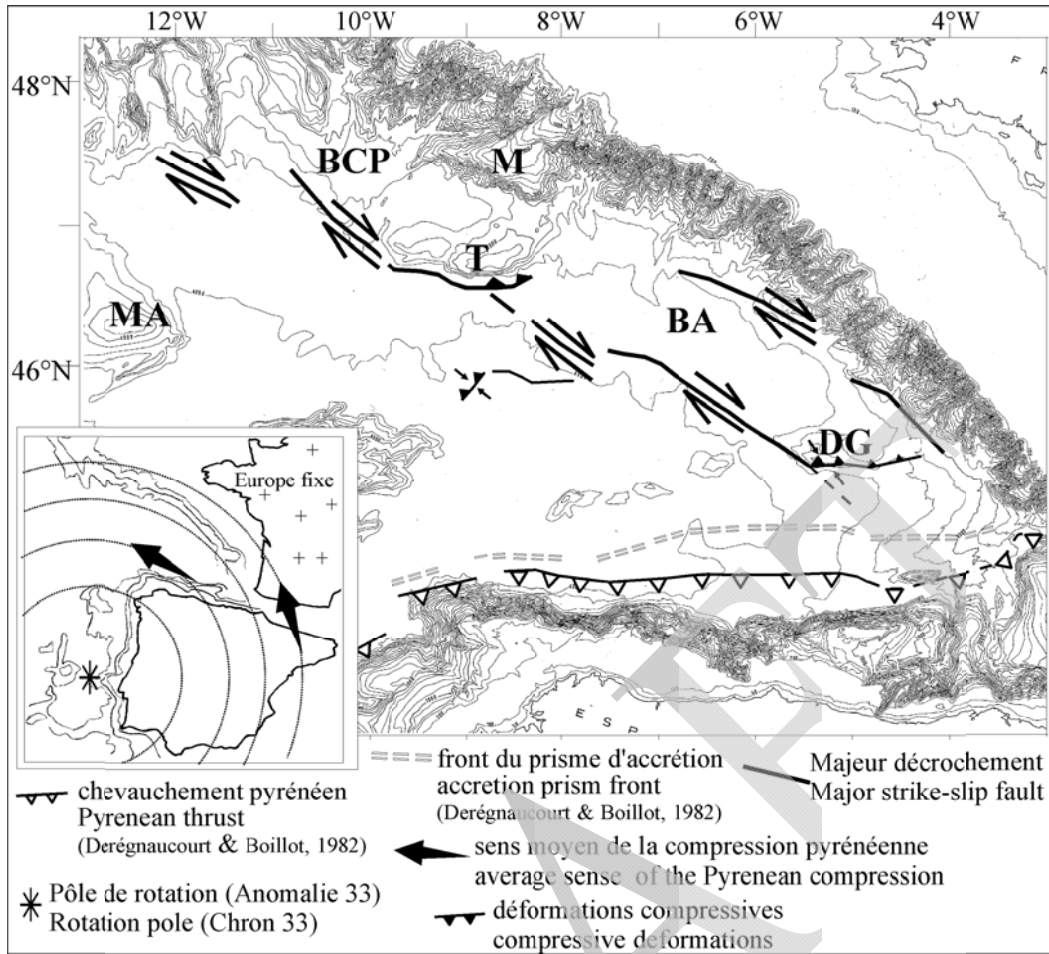
346

347 Figure 5



348

349 Figure 6



350

351 Figure 7