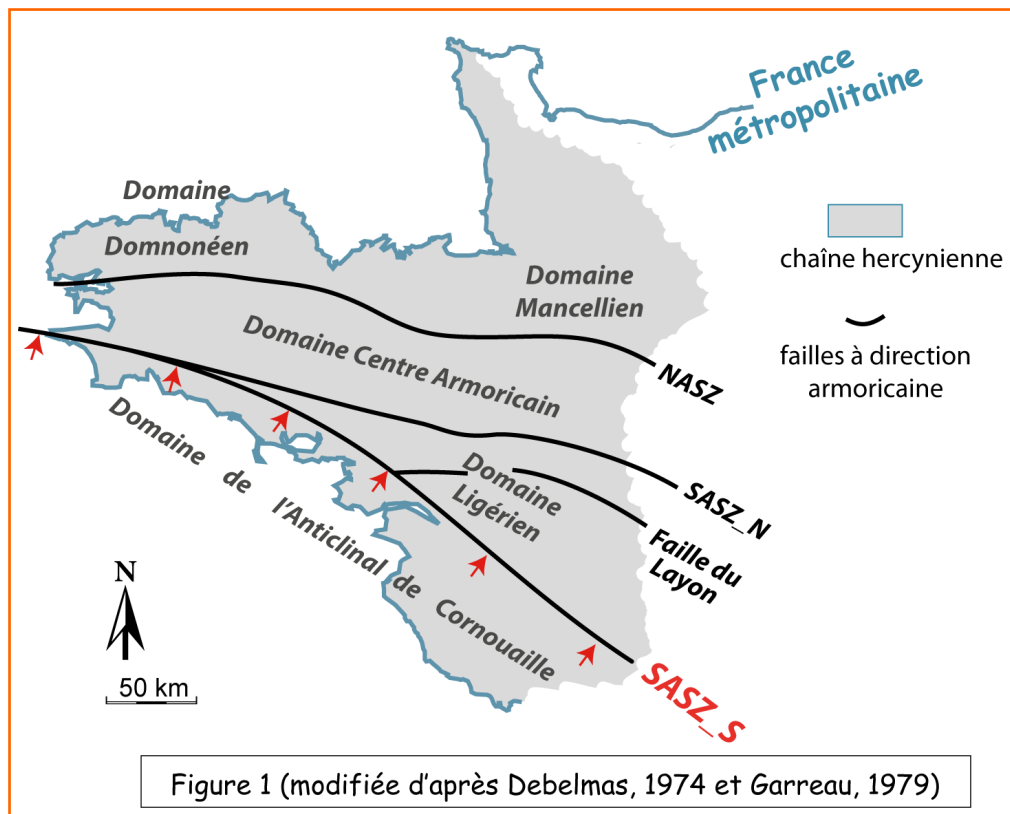


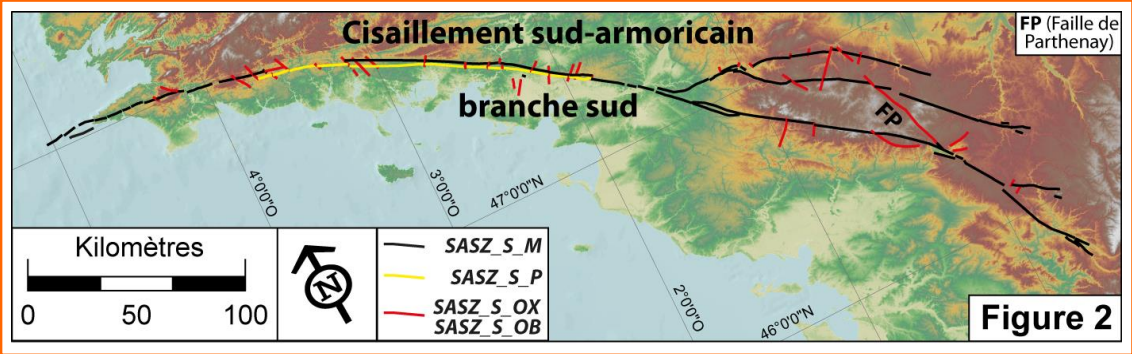
Fiche descriptive de faille	Nom :	Cisaillement sud armoricain, branche Sud V01
	ID Faille :	10747
	Région :	Bretagne - Sud Est armoricain
	INB associée :	Brennilis-Civaux
	Rédacteurs : Commentaires :	Luigi Palumbo
	Vérificateur : Commentaires :	Stéphane Baize et Marc Cushing
	Statut Validation	Validée IRSN le 18 02 2013

La branche Sud du cisaillement sud-armoricain (**SASZ_S**) est l'accident tectonique le plus long de la France métropolitaine. Longue de presque 500 km, cette faille s'étend de la *Mer d'Iroise* dans le sud-ouest de la Bretagne jusqu'à la région du *Poitou- Charentes*. De la *Pointe du Raz* à la *région de Lorient*, elle est confondue avec la branche septentrionale (**SASZ_N**) ; ensuite, vers l'Est, la **SASZ_N** se prolonge vers *Angers*, tandis que la **SASZ_S** se prolonge

Description générale



d'abord vers *Nantes* et ensuite en direction de *Poitiers* et de *Niort*. Ses terminaisons ne sont pas contraintes : à l'Ouest, dans le *Finistère*, ses segments sous-marins pourraient être plus longs que ce qui est reporté par les cartes géologiques (cf. *Avedik, 1975 et Garreau, 1977*). Sa

	<p>terminaison SE est aussi ambiguë : ce système pourrait atteindre le <i>Sillon Houiller</i> (Cogné et al., 1966) et même être connecté avec les failles du <i>Massif Central</i> (Rolin et Colchen, 2001). Géologiquement, cette faille correspond à la limite septentrionale du <i>Domaine de l'Anticlinal de la Cornouaille</i> qui s'étend au sud des domaines <i>Centre armoricain</i> et <i>Ligérien</i> (cf. figure1). Auparavant cette faille était nommée <i>Zone broyée sud-armoricaine</i> (cf. Garreau, 1979).</p>
<p>Tracé et segmentation</p>	<p>Index des acronymes : CG1M est la carte géologique 1 : 1 000 000 de la France, BRGM ; CG250 est la carte géologique 1 : 250 000, feuille de Lorient, BRGM ; CG50 sont les cartes géologiques 1 : 50 000 BRGM. ID BRGM est l'identifiant de la carte numérique au 1 : 1 000 000 (édition 2006). GE indique les images consultables sur <i>Google Earth</i>. OP sont les ortho-photographies (BD ORTHO®) et CT les cartes topographiques (à plusieurs échelles, de 1 :25 000 à 1 :100 000) de l'institut Géographique National.</p>  <p>Dans le SASZ_S, on distingue quatre familles de failles : 1) la SASZ_S_M en est la principale compte-tenu de son extension. Elle est composée de segments de direction armoricaine qui se disposent de la façon suivante : (i) dans la partie centrale et occidentale, entre les segments sous-marins et la <i>Loire</i>, cette famille suit une forme légèrement arquée ; (ii) dans sa partie centre-orientale, elle est caractérisée par une structure en « queue de cheval » avec les segments qui se disposent sur trois lignes principales, recoupées par la <i>faille de Parthenay</i> (cf. FP, figure 2).</p> <p>2) La famille SASZ_S_P est également composée par des segments à direction armoricaine. Ils suivent parallèlement, et à moins de 3 km de distance, la famille SASZ_S_M. Néanmoins, ces tracés sont clairement identifiables en surface par la présence de ressauts topographiques et distingués sur les feuilles géologiques (CG1M et CG50). Cette famille s'étend sur 150 km uniquement dans la partie centre-oriental de SASZ_S.</p> <p>3 et 4) Les familles SASZ_S_OB et SASZ_S_OX rassemblent des segments moins longs, si on les compare aux segments de SASZ_S_M et SASZ_S_P. Les segments des familles OB et OX intersectent les failles de direction armoricaine avec des angles, respectivement, inférieurs (OB) ou supérieurs (OX) à 70°. Dans SASZ_S_OB, la faille de <i>Parthenay</i> se distingue pour la longueur de ses segments et son importance régionale (cf. Rolin et al., 2001).</p>
<p>Géométrie</p>	<p>Les évaluations de la profondeur et du pendage du plan de faille de SASZ_S_M se basent essentiellement sur la reconstruction d'une coupe géologique réalisée à partir d'un profil de sismique-réflexion en écoute longue (Bitri et al., 2003), mais aussi par la détermination des mécanismes focaux du séisme de Lorient du 30 septembre 2002 (ML = 5,4) (cf. Perrot et al., 2005). Celui-ci reste l'événement le plus fort enregistré dans la région.</p> <p>Les inversions géophysiques et l'ensemble des données géologiques indiquent un pendage subvertical pour l'ensemble des segments de la SASZ_S_M (Arroucau, 2006 ; Ballèvre et al., 2009 ; Briti et al., 2003 ; 2010 ; Mazabraud, 2004).</p> <p>Pour ce qui concerne la profondeur de SASZ_M, la coupe géologique (transversale à SASZ, cf. Bitri et al., 2003) indique une profondeur maximale entre 17 et 20 km (cf. figure 3).</p>

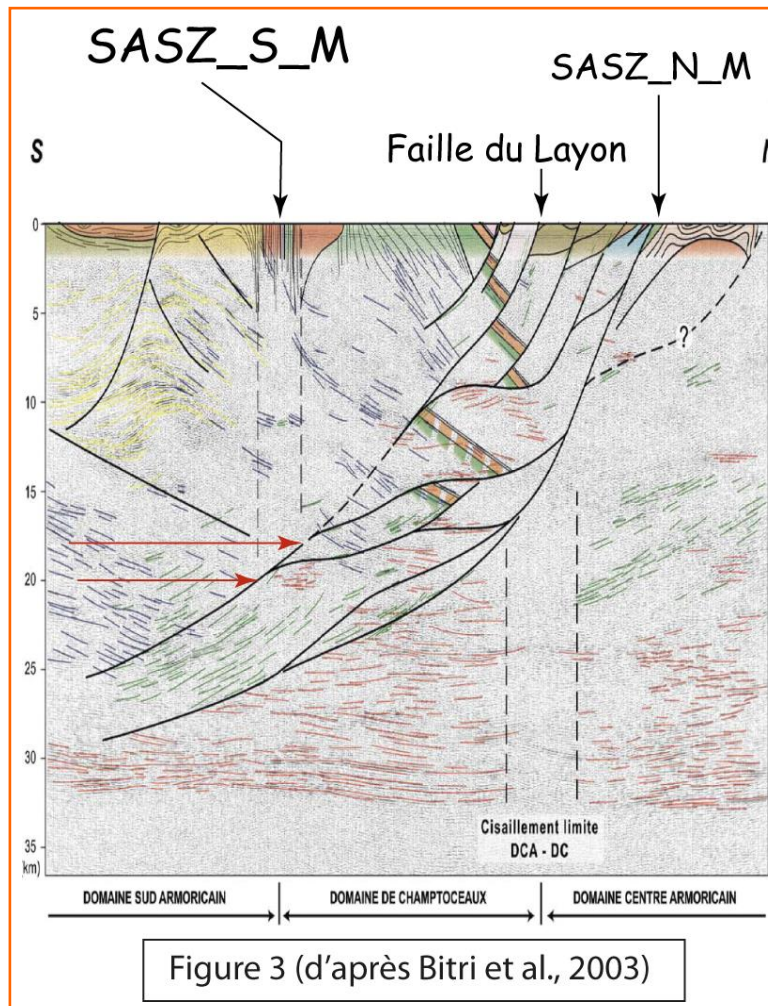


Figure 3 (d'après Bitri et al., 2003)

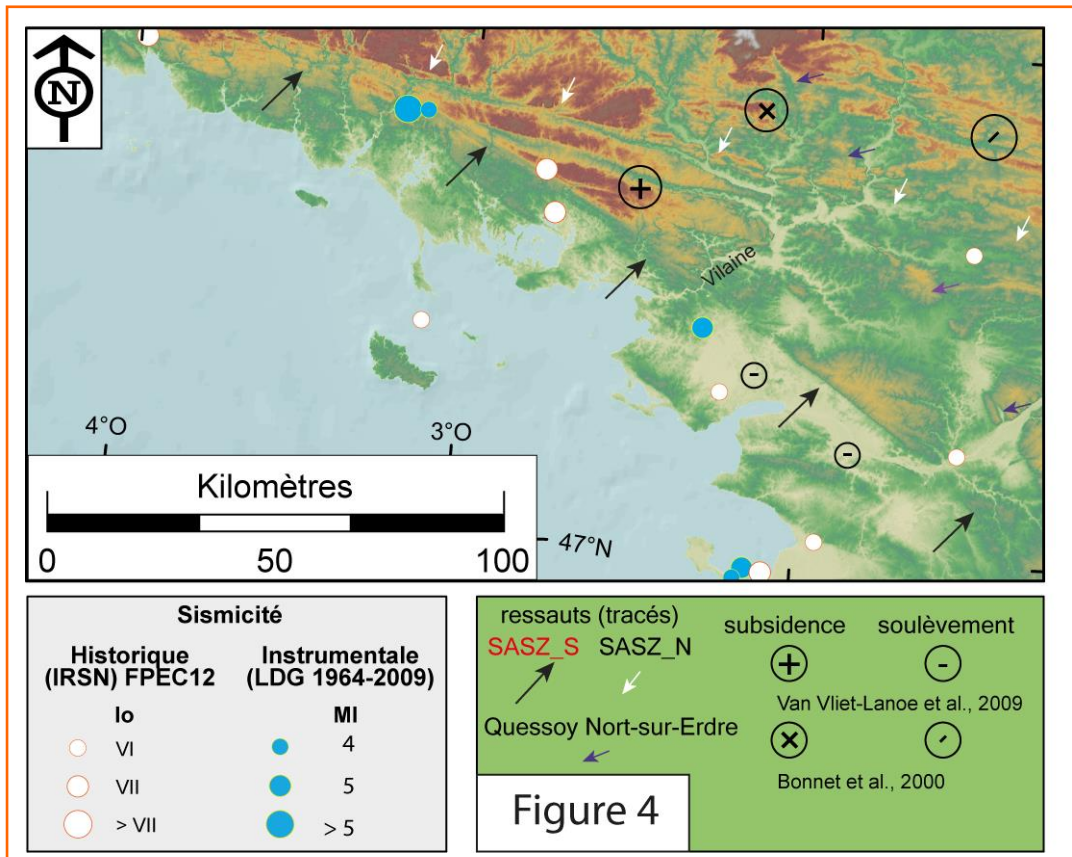
Les données actuelles ne permettent pas de préciser les variations latérales de la profondeur et du pendage de SASZ_S_M. La coupe géologique construite sur la base des données de sismique réflexion (cf. *Bitri et al.*, 2003 ; 2010) montre que la profondeur maximale du plan de la SASZ_S est limitée à son intersection avec le plan de la SASZ_N. Or, les tracés du SASZ_S et du SASZ_N convergent en surface (cf. figure 1), si l'on considère constants les pendages des SASZ_S et du SASZ_N, la profondeur du SASZ_S diminuerait au fur et à mesure que les deux plans se rapprochent (vers l'ouest). Cette observation, même si elle reste qualitative, est compatible avec les valeurs de profondeur maximale du plan de faille du SASZ_S estimées sur une distance de 125 km : 17 - 20 km dans la région à l'ouest de Nantes (cf. *Bitri et al.*,

2003) et 13,5 km dans la région de Lorient (*Perrot et al.*, 2005).

L'ensemble des considérations géométriques mentionnées et l'hypothèse vraisemblable que SASZ_S_P soit aussi subvertical (puisque les tracés de SASZ_S_M et SASZ_S_P sont à une distance de moins de 3 km) laissent supposer une profondeur de 13 à 15 km pour ce qui concerne l'ensemble des segments de la famille SASZ_S_P.

Pour les segments de la famille SASZ_S_OX et SASZ_S_OB, il n'y a pas de synthèse ou d'information dans la littérature qui concernent leur pendage et leur profondeur. Néanmoins ils sont associés à l'effondrement de fossés tectoniques (*Rolin et al.*, 1988) et donc probablement caractérisés par des forts pendages des plans de failles.

Expression morphologique



La présence d'escarpements, de discontinuités et d'anomalies à la fois du relief et du réseau hydrographique sont très claires si l'on observe le paysage à large échelle (cf. MNT). Bien que l'origine tectonique de l'ensemble des ressauts soit incontestable, elle n'est pas directement attribuable à l'activité néotectonique (cf. *Dufaure, 2007*) : ainsi, les limites lithologiques coïncidant avec les failles majeures d'âge paléozoïque sont soulignées par des reliefs résultant de phénomènes d'érosion différentielle et non nécessairement rajeunis par la tectonique actuelle et récente.

Cependant *Van Vliet-Lanoe et al. (2009)*, sur la base des déformations quaternaires observées à *Pénestin* (en rive gauche de la Vilaine), considèrent le SASZ_S actif. Par ailleurs, cette faille correspond à la limite entre deux domaines caractérisés par des taux de soulèvement différents. Un ressaut topographique particulièrement visible dans cette région lui est associé (cf. figure 4). Plus au nord, le tracé de la faille *Quessoy-Nort-sur-Erdre* est aussi marqué dans la morphologie (cf. figure 4) et il soulignerait également une limite entre deux zones ayant des taux de soulèvement différents (*Bonnet (1998) et Bonnet et al. (1998 ; 2000)*).

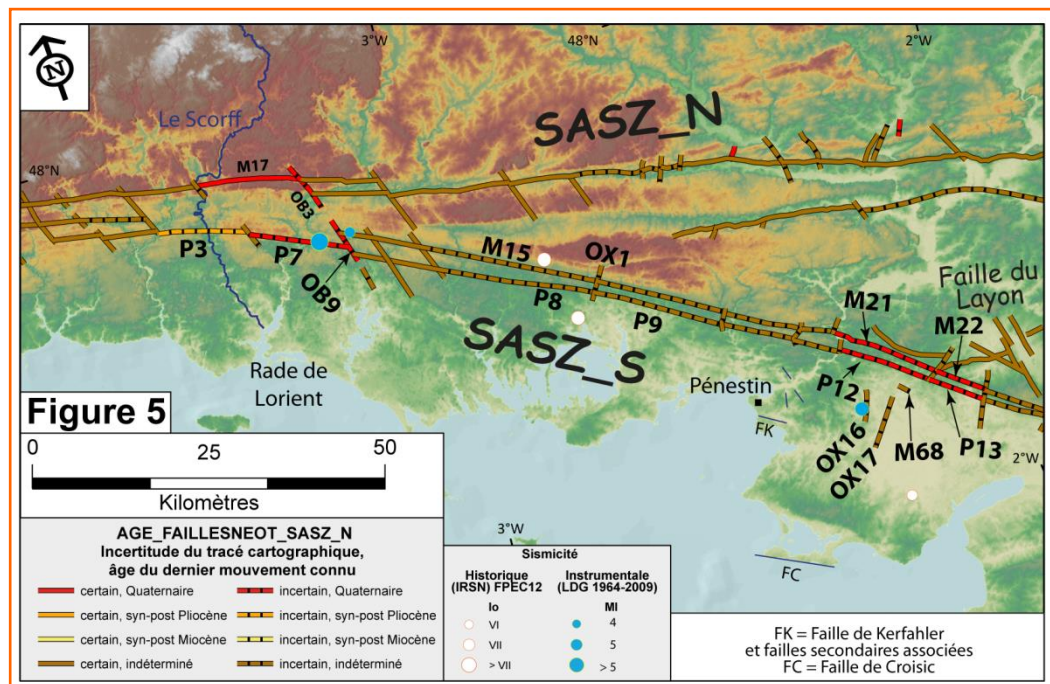
Observations néotectoniques

Dans la base des données IRSN, 4 indices d'activité néotectonique pourraient être associés à la SASZ_S.

Fiche Descriptive des Failles Potentiellement Actives, Version 2012 DEI/SARG/BERSSIN

Base de données dans [ATTRIBUTS_FAILLESNEOT.xls](#)
Tracé dans [AGE_FAILLESNEOT.shp](#)

Le FID n.124 (Scorff) rapporte une observation géomorphologique de *Bonnet* (1998) concernant le cours du *Scorff*, un fleuve côtier à direction subméridienne et longue d'un peu moins de 80 km. Son tracé coupe transversalement les deux branches du SASZ et se jette dans une ria (cf. la *rade de Lorient* ; figure 5). *Bonnet* (1998), en analyse à la fois le profil transversal et le bassin versant, conclut que les ruptures de pentes que l'on peut observer au long du profil transversal de ce fleuve sont la conséquence d'une forte incision post pliocène. La rupture de pente principale est localisée par *Bonnet* (1998) plus au nord de SASZ_N où *Guilcher* en 1948 la signalait comme une « section de rivière à pente accélérée ». Toutefois, la base de données IRSN localise cet indice plus au sud, près de SASZ_S_P3. Ce segment peut faire partie du système qui limite la zone de subsidence côtière (cf. *Sira et al.*, 2010 et *Van Vliet-Lanoe et al.*, 2009) et par conséquent augmenter les taux d'incision des rivières en amont. Il faut remarquer que la subsidence de la zone cotière peut donc favoriser la formation de ruptures de pentes par érosion régressive sur des zones à contraste lithologique en amont et loin des zones d'affaissement. Le lien entre SASZ_S_P3 et la rupture de pente du *Scorff* reste donc indirect et ténu.



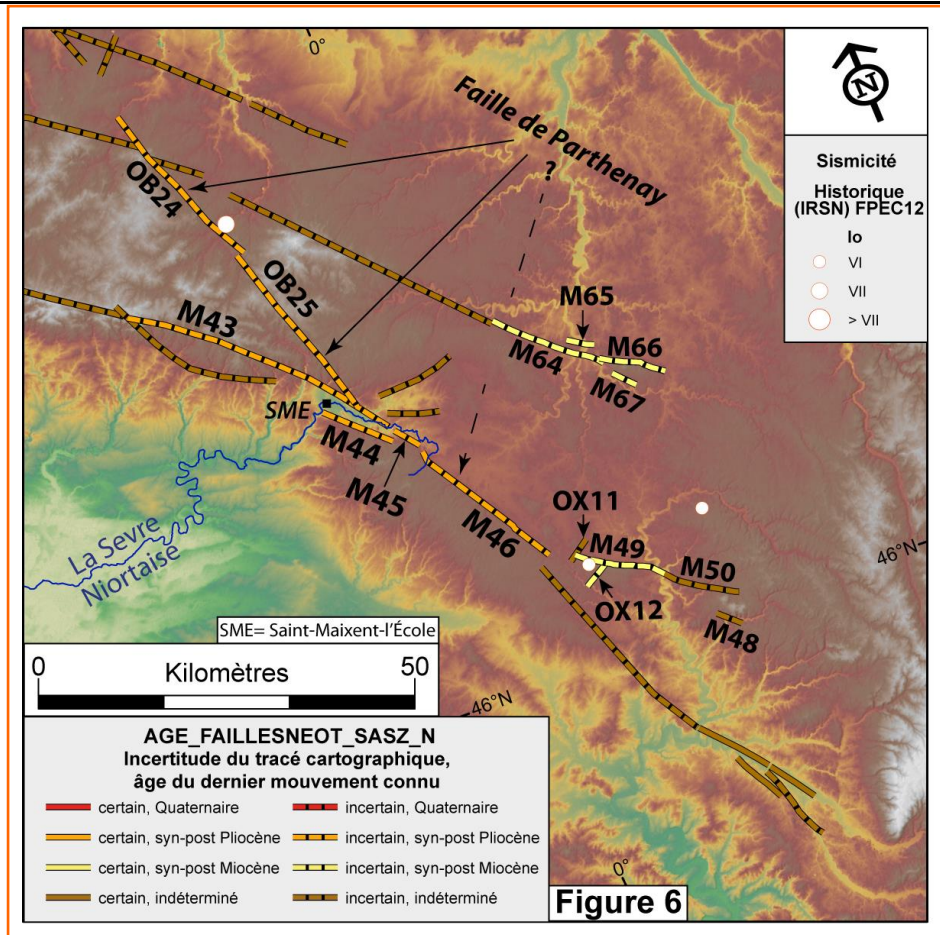
Le FID n.11 concerne la région du *Pénestin* que *Brault et al.* (2001) considèrent comme une zone tectoniquement active. Les déformations qui y sont observées (parmi lesquelles des figures décimétriques d'argilocinèse) seraient associées à des ruptures de petits segments (de longueur inférieure à 5 km) de direction N50° et N70°, qui correspondraient à des structures secondaires d'un cisaillement N110° plus important, connu comme faille de *Kerfahler* (cf. figure 5). Pourtant, *Hibsch et Cushing* (1996) excluent l'activité récente de cette faille de *Kerfahler*, tout comme *Van Vliet-Lanoe et al.* (2009) qui proposent que les déformations soient liées à l'activité sismique régionale (séismites). De même que la faille du *Croisic* (cf. *Meynier*, 1946), *Gautier* (1975 ; 1980 a) en exclut une activation récente (pour ce qui concerne les séismes historiques) et en limite l'activité au Tertiaire (*Gautier*, 1980b). Le domaine côtier subsident est limité au NW par les segments SASZ_P12 et SASZ_P13, SASZ_M21 et SASZ_M22 (cf. figure 5) ; ces 4 segments forment deux couples ayant la même

direction, N130°, et très proches (moins de 2 km) les uns des autres.

Le *Fossé de Saint-Maixent* (SME, voir figure n°6) est une structure tectonique à direction armoricaine associée cartographiquement aux indices FID n. 173 de la base de données IRSN et n. 79270001 de la base de données Néopal (indices renvoyant à *Lerouge et Freytet* (1988)). En fait *Lerouge et Freytet* (1988) signalent un faisceau de failles armoricaines bordant un bassin syn-pliocène près de Saint-Maixent (SME), mais la cartographie proposée ne correspond pas précisément aux segments de faille bordant le fossé sur les cartes géologiques disponibles (CG1M et CG50). Dans la morphologie (cf. les segments SASZ_S_M43 et SASZ_S_M44) ce fossé est bien visible sur environ 10 km, vers l'ESE en partant de Saint-Maixent-l'École (cf. figure 6).

La partie la plus méridionale du segment SASZ_S_M43 est aussi connue comme étant la faille d'*Exireuil* : *Bouhier et Robert* (1965) l'interprètent comme un *escarpement de ligne de faille*, tout en évoquant son inactivité. *Façon* (1957) signale cette faille comme étant active, de même que les failles de *Chambrille*, de *Lezay* et de *Montalembert* qui correspondent respectivement aux segments SASZ_S_M43, SASZ_S_M45 et SASZ_S_M46 (cf. figure 6). D'après *Façon* (1957), toutes ces failles limitent le *fossé de Saint-Eanne*, une structure ESE-WNW, active au Pliocène, qui inclut le *Fossé de Saint-Maixent*. Cette structure marque la limite entre deux zones caractérisées par des valeurs gravimétriques positives (au NE) et négatives (au SW) (cf. *Cariou et al.*, 2006).

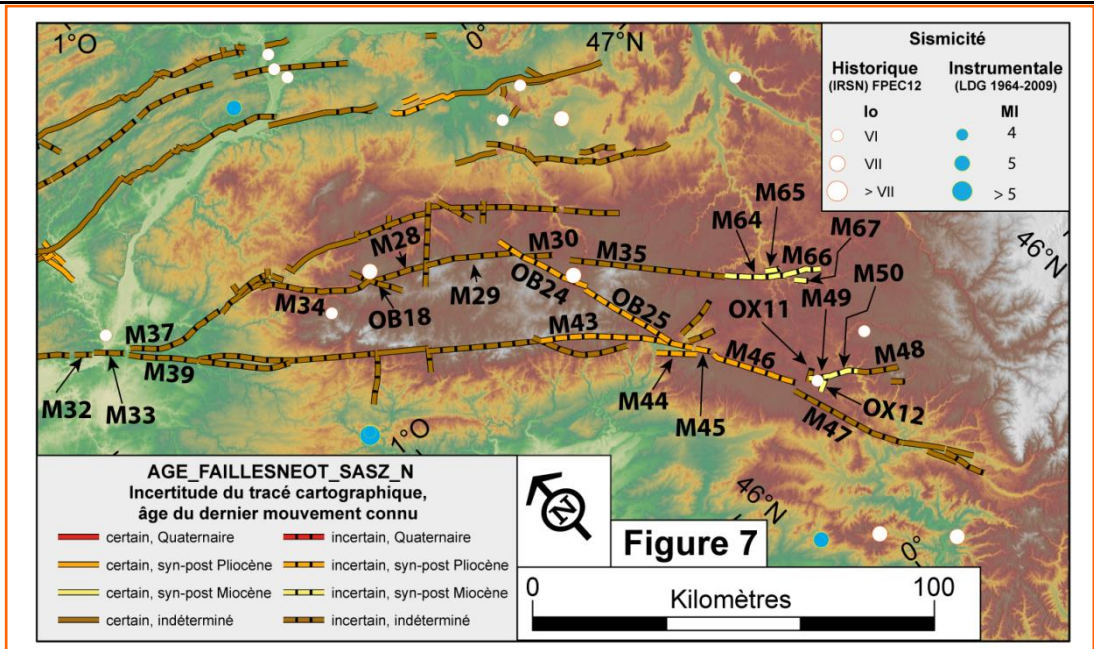
On observe que le cours supérieur de *La Sèvre Niortaise* entoure le fossé de *Saint-Maixent* ; de l'amont vers l'aval, trois tracés rectilignes se succèdent et suivent les directions N45°, N315° et N226° (cf. figure 6). Bien que l'origine de ces coudes soit vraisemblablement directement ou indirectement structurale, elle n'est pas forcément néotectonique.



Le dernier indice (cf. IRSN FID n. 101 et Néopal n. 79202001 - Parthenay) concerne une anomalie géomorphologique identifiée par *Lerouge et Freydet* (1988) et qui pourrait être rattachée à la faille de Parthenay, décalant du Plio-Quaternaire selon la CGM1. Toutefois, il faut souligner que les segments cartographiés par *Lerouge et Freydet* (1988) ne correspondent pas de manière évidente aux segments reportés sur les feuilles géologiques (CGM1 et CG50). Notamment, au nord de Saint-Maixent l'école, *Lerouge et Freydet* (1988) placent un bloc basculé (*Saint-Martin-du-Fouilloux*) et un fossé actif au Pliocène de direction (NW-SE) sensiblement obliques à la faille de Parthenay (cf. *Rolin et Colchen*, 2001). Les segments de la faille de Parthenay correspondent à SASZ_S_OB24 et SASZ_S_OB25 (cf. figure 6) : la CG1M indique qu'ils affectent des terrains plio-quaternaires, mais la CG50 (cf. feuille 588, *Mazières-en-Gâtine*) ne confirme pas cette cartographie. La continuation méridionale de cette faille (cf. les segments SASZ_S_M45 et SASZ_S_M46) est incertaine. Cette faille N150° est de grande importance régionale (cf. *Rolin et Colchen*, 2001), marquée par une discontinuité verticale crustale (*Matte et Hirn*, 1988).

Sismicité

Pour ce qui concerne les connaissances actuelles des séismes historiques et instrumentaux, plusieurs épencentres ont été localisés près des segments du SASZ_S. À défaut de référence associée, les données sont celles des catalogues LDG (période 1964 - 2009) et IRSN (FPEC V1.2) et SisFrance.



Le séisme de Lorient (connu aussi comme séisme d'Hennebont) s'est produit le 30 septembre 2002 ($M_w = 4,3$; M_I RéNaSS = 5,4, M_I LDG = 5,7 ; cf. Perrot *et al.* 2005 ; ID 31358) et il reste l'événement le mieux connu pour le SASZ. D'après Perrot *et al.* (2005) la rupture aurait pu impliquer tant le segment de la branche nord (SASZ_N_M17) que celui de la branche sud (SASZ_S_P7). Attribuer ce séisme à l'un ou l'autre de ces deux segments reste difficile, étant donné que ces tracés sont parallèles et très proches en surface (6 km), et qu'ils se rejoignent en profondeur à environ 13,5 km selon la coupe de Perrot *et al.* (2005). Le cadre sismogénique est également compliqué par l'existence des segments subméridiens SASZ_N_OB3 et SASZ_S_OB9 qui pourraient avoir joué un rôle dans l'ensemble de la crise sismique (événement majeur et répliques du 30 septembre 2002). Une réplique (ID 31366, M_I 4,1) a été localisée 4 km à l'Est de l'épicentre du séisme de Lorient (cf. figure 5), en admettant que les deux séismes ont la même incertitude sur leur localisation (± 2 km, cf. catalogue LDG), la zone sismogénique pourrait être plus complexe.

Plusieurs séismes historiques, dont deux d'intensité VII MSK, ont été localisés à moins de 10 km des segments SASZ_S_M15, SASZ_S_P8, SASZ_S_P9, et SASZ_S_OX1 (cf. figure 5). Par exemple, au nord de ces segments, l'épicentre des 2 événements du 9 et 10 janvier 1930 (NumEvt 560027 et 560028 respectivement $I_o = VII$ et IV MSK: séismes de Meucon) est localisé au même endroit. Une autre série de séismes dont celui du 30 juillet 1286 d'intensité $I_o = VII$ MSK (cf. NumEvt 56001) et dont les épicentres sont localisés au sud de ces segments.

A signaler que l'article de Van Vliet-Lanoe *et al.* (2009) reporte l'épicentre du séisme de Meucon 50 km plus au SW que celui reporté dans la base SisFrance, en se référant à la précédente version de la base de données (SIRENE).

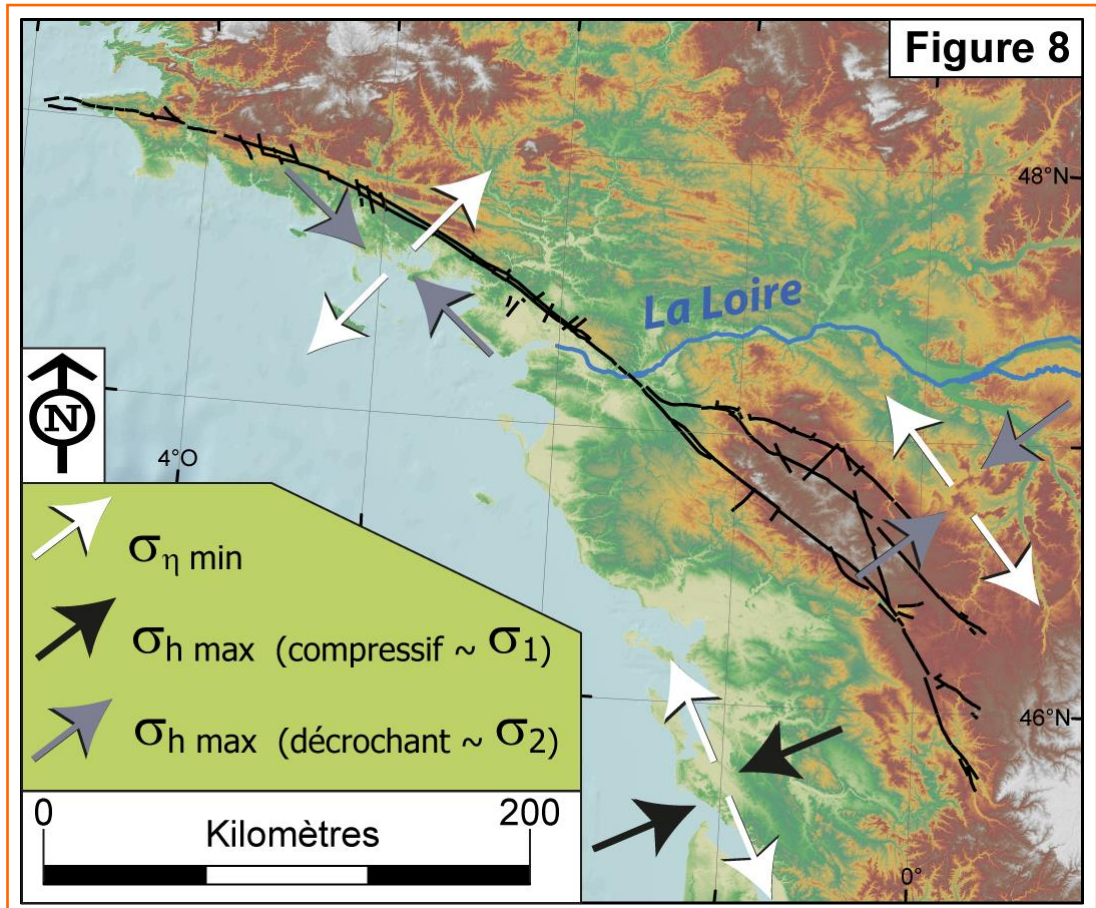
Dans la *presqu'île guérandaise*, l'épicentre du séisme du 13 mars 1993 (ID 17470, M_I 4,6) est localisé sur le segment SASZ_S_OX16. Il est aussi situé à moins de 10 km des segments SASZ_S_M21, SASZ_S_P12, et SASZ_S_M68 (de direction armoricaine) et SASZ_S_OX16 et SASZ_S_OX17 (cf. figure 5).

Près de l'intersection entre la Loire et le SASZ_S, 8 séismes historiques dont celui du mai 1428, $I_o = VI$ MSK (NumEvt = 440005), sont localisés sur un épicentre unique. Près de cet

	<p>épicentre, on trouve les segments SASZ_S_M32, SASZ_S_M33 et les extrémités NW des segments SASZ_S_M37 et SASZ_S_M39 (cf. figure 7).</p> <p>L'épicentre du séisme du 31 mai 1822 (lo = 6, NumEvt 490043) est proche du segment SASZ_S_M34 ; l'épicentre du séisme du 14 janvier 1663 (lo = VII MSK, NumEvt 490033) est proche à la fois de SASZ_S_M34 et de SASZ_S_M28 et SASZ_S_OB18 (cf. figure 7).</p> <p>Près de la <i>Faille de Parthenay</i> (cf. les segments SASZ_S_OB24 et SASZ_S_OB25), on trouve l'épicentre du séisme du 2 janvier 1772 (lo =VI MSK, NumEvt 790032), également proche des segments SASZ_S_M30 et SASZ_S_M35 (cf. figure 7).</p> <p>L'épicentre du séisme du 14 août 1835 (lo = VI MSK, NumEvt 170047) est localisé dans une région où se trouvent plusieurs segments de failles : SASZ_S_M46, SASZ_S_M47, SASZ_S_OX11, SASZ_S_OX12, SASZ_S_M49, SASZ_S_M50, et SASZ_S_M48. Les épicentres des séismes du 18 novembre 1901 (lo = VI MSK, NumEvt 860021) et du 4 juillet 1903 (lo = V, NumEvt 860023) sont aussi adjacents aux segments SASZ_S_M50 et SASZ_S_M48 (cf. figure 7).</p>
<p>Âge</p>	<p>L'affaissement de la région cotière sud du Massif armoricain est d'âge plio-quaternaire selon <i>Van Vliet-Lanoe et al.</i> (2009). Pourtant, l'association précise de cette déformation à des segments de faille identifiés n'est pas démontrée. Les indices d'activité plio-quaternaire relevés dans la littérature indiquent toutefois une activité quaternaire probable des segments SASZ_S_P7, SASZ_S_OB9, SASZ_S_P12, SASZ_S_P13, SASZ_S_M21 et SASZ_S_M22. Des observations à caractère géomorphologique, dans le contexte régional (<i>Bonnet</i>, 1988), indiqueraient un âge syn-post pliocène de l'activité avec un mouvement vertical de SASZ_S_P3 (cf. figure 5).</p> <p>Au sud de <i>La Loire</i>, le SASZ_S a une structure typique en « queue de cheval » héritée de son histoire paléozoïque. Dans la même région, les sédiments du Pliocène affleurent au pied des failles, ce que <i>Lerouge et Freydet</i> (1988) interprètent comme une preuve d'activité néotectonique. Même si cette interprétation est crédible, la localisation des segments proposés par <i>Lerouge et Freydet</i> (1988) ne correspond pas à celle qui est reportée sur les feuilles géologiques. De ce fait, il est difficile de rattacher les déformations pliocènes évoquées par les auteurs à l'activité de la <i>faille de Parthenay</i> (SASZ_S_OB24 et SASZ_S_OB25) et/ou à celle des failles bordières du <i>Fossé de Saint-Maixent-l'École</i> (SASZ_S_M43, SASZ_S_M44 et SASZ_S_M45) . Pour la CG1M la <i>faille de Parthenay</i> affecte les terrains plio-quatérinaires, contrairement aux CG50 de <i>Parthenay</i> (n. 565) et <i>Mazières-en-Gâtine</i> (n.588). Pour mémoire, le graben de <i>Saint-Maixent-l'École</i> a, selon <i>Cariou et al.</i>, (2006) , rejoué en extension à la fin de l'Oligocène-base du Miocène, (cf. figures 6 et 7).</p> <p>Pour les CG50 n. 612 et n. 613 (respectivement feuilles de <i>Lusignan</i> et <i>Gençay</i>), les segments SASZ_S_M64, SASZ_S_M65, SASZ_S_M66 et SASZ_S_M67 affectent des terrains d'âge mio-pliocène. Dans les grandes lignes, un faisceau de failles qui affecte des formations mio-pliocènes dans la même région est aussi reporté par CG1M (notamment SASZ_S_M66) (cf. figure 6).</p> <p>Le CG50 n. 637 (<i>Civray</i>) reporte des segments de failles (cf. SASZ_S_M49, SASZ_S_M50 et SASZ_S_OX12) qui affectent des terrains éocènes et probablement d'autres d'âge miocène. Par contre, la CG1M n'associe aucun terrain tertiaire aux failles présentes dans la même zone (cf. figures 6 et 7).</p>

Nicolas et al., (1990) déterminent et analysent les mécanismes au foyer et proposent un

Cinématique



régime tectonique plutôt uniforme tout le long du cisaillement. Une étude plus récente propose deux tenseurs de contraintes régionalisées sur la base d'une inversion conjointe des mécanismes au foyer séparés par le tracé de la Loire (cf. Mazabraud 2004 ; Mazabraud et al., 2005a, b ; Perrot et al., 2005 ; figure 8).

Pour ce qui concerne la **partie centre-occidentale du SASZ_S**, les mécanismes focaux calculés indiquent que les failles du cisaillement armoricain présentent des mouvements normaux, avec une composante dextre (cf. le séisme de Lorient ; Perrot et al., 2005). Bonnet (1998) sur la base d'observations géomorphologiques, conclut aussi à cette même cinématique pour le Quaternaire. En résumé, les données actuelles indiquent une subsidence quaternaire de la marge côtière du Massif armoricain qui serait liée à la géodynamique en extension du *golfe de Gascogne*. Enfin, pour Lefort (2011), le soulèvement de la Bretagne concerne toute la marge continentale septentrionale du *golfe de Gascogne*, et ne serait pas uniquement dû à l'activité tectonique le long de la SASZ_S.

Dans la région contenant la **partie sud-orientale du SASZ_S**, Mazabraud et al. (2005b) proposent l'existence d'un champ de contrainte extensif dont les directions principales sont différentes de celui de la région du SASZ (cf. figure 8). Bouton et al. (2008) sont en accord avec ces directions du champ de contrainte, proposant un régime transpressif caractérisé par

	<p>un axe σ_1 NW-SE, régime qui persiste depuis le Pliocène et qui se manifesterait par le jeu décrochant-senestre de l'ensemble des segments N00 - N45° et, par conséquent, décrochant-dextre de l'ensemble des segments antithétiques N60° - N135°.</p> <p>Selon <i>Rolin et al.</i> (2004) le contexte sismotectonique est cohérent avec un régime de déformation transtensif qui, selon les auteurs, est comparable à celui du reste du Massif armoricain. Le mécanisme focal normal faiblement décrochant, localisé par <i>Grellet et al.</i> (1993) est compatible au mouvement que <i>Rolin et al.</i> (2004) identifient pour la faille de <i>Bressuire</i> (segment SASZ_S_M29 à direction NW-SE)à</p>
<p>Taux de déplacement</p>	<p>Pour ce qui concerne le Quaternaire, aucune estimation de déplacement horizontal n'est connue ou proposée dans la littérature. Le taux vertical établi pour le soulèvement quaternaire de la Bretagne par <i>Bonnet et al.</i> (2000) n'est associable qu'à la faille de Quessoy-Nort-sur-Erdre.</p> <p><i>Van Vliet-Lanoe</i> (2009) estiment des taux de subsidences pour la zone côtière sud du Massif armoricain à 0,04, 0,01, et 0,008 mm/ans depuis, respectivement, le Pléistocène moyen (0,4 M ans), le début du Quaternaire (2,5 M ans), et la fin du Miocène (6,5 M ans). Ce changement de vitesse est mis en relation avec l'évolution de la marge du <i>golfe de Gascogne</i>. Les segments susceptibles d'accommoder la subsidence de ce secteur sont SASZ_P12, SASZ_P13, SASZ_M21, et SASZ_M22 (cf. figure 5) ; toutefois cette association est très incertaine.</p> <p>Sur la base d'une étude morpho-stratigraphique, <i>Bétard</i> (2010) quantifie le taux de soulèvement moyen post-éocène à 0,005 mm par an. Son étude est toutefois très focalisée sur une petite partie du SASZ, confinée dans la région la plus méridionale du SASZ_S où est localisée la zone de la faille de <i>Secondigny</i> (cf. segment SASZ_S_M43, figure 5).</p>
<p>Conclusions</p>	<p>L'activité sismogène de la SASZ_S est suffisamment illustrée par l'ensemble des données présentées précédemment pour suggérer que le SASZ_S est potentiellement actif (<i>Baize et al.</i>, 2013).</p> <p>La segmentation des failles est parfois ambiguë, compte tenu des différences entre les tracés proposés dans les différentes feuilles géologiques et dans les publications (voir, par exemple, les différentes interprétations pour la faille de <i>Parthenay</i> et ses alentours).</p> <p>La plupart des segments de failles paléozoïques de direction armoricaine est limitée par l'intersection de segments subméridiens postérieurs. Cette géométrie a permis la formation de la plupart des bassins éocènes - oligocènes (<i>Vignerresse</i>, 1988). Lorsque des déformations néotectoniques sont associées à ces bassins, l'identification des segments (tantôt à direction armoricaine, tantôt à direction subméridienne) est ardue. Cette difficulté persiste aussi pour l'identification des segments à partir de la répartition de la sismicité historique ou instrumentale ou même de l'étude des séismes instrumentaux.</p> <p>D'ouest en est, on observe un changement de direction des tracés armoricains ; d'abord 100 - 110N°, ensuite 130 - 140N°. Les deux tenseurs de contraintes proposés pour le SASZ_S évoluent aussi et indiquent un jeu principal en extension pour l'ensemble des segments de direction armoricaine. Les études géomorphologiques (cf. <i>Bonnet et al.</i>, 2000) et géophysiques (cf. <i>Vignerresse</i>, 1988) suggèrent que l'extension est plio-quaternaire.</p> <p>Les rares indices néotectoniques disponibles suggèrent l'activité de certains segments ; néanmoins, l'ensemble de ces indices n'a pas donné de confirmation d'une activité récente avérée (<i>Baize et al.</i>, 2002). C'est pourquoi pour la plupart des tracés du SASZ_S un âge incertain est indiqué dans la Base de Données, ce qui n'exclut pas une activation future :</p>

	<p>ainsi, le séisme de Lorient est l'exemple le plus démonstratif, si l'on considère l'absence d'indices néotectoniques pour les segments concernés avant 2002.</p>
<p>Références</p>	<p>Arroucau P. (2006). <i>Sismicité du Massif Armoricaïn : relocalisations et interprétation tectonique</i>. Mémoire de thèse, université de Nantes, 230 pp.</p> <p>Avedik F. (1975). <i>The seismic structure of the Western Approaches and the South Armorican Margin Continental Shelf and its geological interpretation</i>. In: Petroleum and the continental shelf of North-West Europe. Applied Sciences Publishers, London, 29-43.</p> <p>Ballèvre M., Bosse V., Ducassou C., Pitra P. (2009). <i>Palaeozoic history of the Armorican Massif: Models for the tectonic evolution of the suture zones</i>. Comptes Rendus Geoscience, 341, 174-201, doi: 10.1016/j.crte.2008.11.009.</p> <p>Baize S., Cushing E.M., Lemeille F., Granier T., Grellet B., Carbon D., Combes P., Hibsich C. (2002). <i>Inventaire des indices de rupture affectant le Quaternaire en relation avec les grandes structures connues en France métropolitaine et dans les régions limitrophes</i>. Mém. Soc. Géol. Fr., 175, 142 pp.</p> <p>Baize S., Cushing E.M., Lemeille F., Jomard H. (2013). <i>Updated seismotectonic zoning scheme of Metropolitan France, with reference to geological and seismotectonic data</i>. Sous presse, Bull. Soc. Géol. Fr.</p> <p>Bétard F. (2010). <i>Uplift and denudation history at low-elevation passive margins: Insights from morphostratigraphic analysis in the SE Armorican Massif along the French Atlantic margin</i>. C. R. Geoscience, 342, 215 - 222. doi : 10.1016/j.crte.2010.02.004.</p> <p>Bitri A., Ballèvre M., Brun J.-P., Chantraine J., Gapais D., Guennoc P., Gumiaux C., Truffert C. (2003). <i>Imagerie sismique de la zone de collision hercynienne dans le Sud-Est du Massif armoricaïn (projet Armor 2/programme GéoFrance 3D)</i>. Comptes Rendus Geoscience, 335, 969 - 979 ; doi : 10.1016/j.crte.2003.09.002</p> <p>Bitri A., Brun J.P., Gapais D., Cagnard F., Gumiaux C., Chantraine J., Martelet G., Truffert C. (2010). <i>Deep reflection seismic imaging of the internal zone of the South Armorican Hercynian belt (western France) (ARMOR 2/GéoFrance 3D Program)</i>. Comptes Rendus Géoscience, 342, 448 - 452 ; doi:10.1016/j.crte.2010.03.006</p> <p>Bonnet S. (1998). <i>Tectonique et dynamique du relief : Le socle armoricaïn au Pléistocène</i>. Thèse de Doctorat, Mémoire Géosciences Rennes, n.86, pp. 362.</p> <p>Bonnet S., Guillocheau F., Brun J.-P. (1998). <i>Relative uplift measured using river incisions: the case of the armorican basement (France)</i>. C. R. Acad. Sci., 327, 245 - 251.</p> <p>Bonnet S., Guillocheau F., Brun J.-P., Van Den Driessche J. (2000). <i>Large-scale relief development related to Quaternary tectonic uplift of a Proterozoic-Paleozoic basement: The Armorican Massif, NW France</i>. Journal of Geophysical Research, 105, 19273 - 19288.</p> <p>Bouhier A., Robert J. (1965). <i>Compte rendu de l'excursion géographique au XXI^e Congrès des Sociétés Savantes du Centre-Ouest</i>. Norois, 47, 399 - 417.</p> <p>Bousquet B., Sellier D. (1975). <i>Le rôle de la néotectonique dans le tracé de la vallée du Gesvres</i>. Norois, 87, 466 - 473.</p> <p>Bouton P., Poncet D., Branger P., Camuzard J.P., Thiéblemont D. (2008). <i>Notice explicative de la feuille Mazières-en-Gâtine à 1/50 000 (588)</i>. Ed. BRGM, Orléans, pp. 144.</p> <p>Brault N., Guillocheau F., Proust J.-N., Nalpas T., Brun J.-P., Bonnet S. et Bourquin S. (2001). <i>Le système fluvio-estuarien Pléistocène moyen-supérieur de Pénestin (Morbihan) : une Paléo-Loire ?</i> Bull. Soc. Géol. France, 172, 563 - 572.</p> <p>Cariou É., Poncet D., Colchen M., Karnay G., Becq-Giraudon J.-F., Lemordant Y., Charnet F., Soyer C., Bouton P., Branger P. (2006). <i>Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Saint-Maixent-l'École (611)</i>. Orléans : BRGM, pp. 132.</p> <p>Chantraine J., Autran A., Cavelier C. (1996). - <i>Carte géologique de la France à 1/1000.000</i>. Ed. BRGM.</p> <p>Cogné J., Gèze B., Goguel J., Grolier J., Letourneur J., Pellet J., Rothé J., Sittler C. (1966). <i>Les « rifts » et les failles de décrochement en France</i>. Revue de Géographie Physique et</p>

Fiche Descriptive des Failles Potentiellement Actives, Version 2012 DEI/SARG/BERSSIN

Base de données dans [ATTRIBUTS_FAILLESNEOT.xls](#)
 Tracé dans [AGE_FAILLESNEOT.shp](#)

de Géologie Dynamique (2), VIII, 123 - 131.

Debelmas J. (1974). *Géologie de la France. 1, Vieux massifs et grands bassins sédimentaires*. Doin, Paris, pp. 293.

Dufaure J.J. (2007). *L'analyse des formes structurales revisitée. Relations entre érosion différentielle, aplanissements et tectonique continentale*. Géomorphologie : relief, processus, environnement, 2, 159 - 176.

Façon R. (1957). *Formations résiduelles et surfaces d'érosion tertiaires dans le Seuil du Poitou*. Norois, 13, 45 - 64 ; doi : 10.3406/noroi.1957.1169

Garreau J. (1977). *Remarques sur la tectonique post-hercynienne en Bretagne occidentale*. Norois, 94, 179-192.

Garreau J. (1979). *Géographie physique de la Bretagne, fondements structuraux*. Norois, 104, 479-497.

Gautier M. (1975). *Les tremblements de terre du Massif Armoricaïn*. Norois, 86, 189 - 205 ; doi : 10.3406/noroi.1975.3439

Gautier M. (1980a). *Néotectonique et sismicité dans le sud-est du massif armoricaïn et dans ses marges orientales et méridionales : la tectonique récente*. Norois, 105, 45 - 60.

Gautier M. (1980b). *Néotectonique et sismicité dans le sud-est du Massif armoricaïn et dans ses marges orientales et méridionales. Tectonique et sismicité*. Norois, 107, 405 - 415..

Grellet B., Combes P., Granier T., Philip H. (1993). *Sismotectonique de la France métropolitaine dans son cadre géologique et géophysique*. Mémoire H. S. Soc. Géol. Fr., 164, 2 volumes.

Hibsch C., Cushing M. (1996). *Analyse d'indices néotectoniques et paléosismiques dans le Massif Armoricaïn*. Rapport IRSN DPRE/SERGD n°96-13, pp.102.

Lerouge G., Freydet P. (1988). *Le sud-est du Massif armoricaïn et le nord-ouest du Massif central : essai de reconstitution de la néotectonique par l'analyse structurale et géomorphologique*. Géologie de la France, 4, 41 - 54.

Matte Ph., Hirn A. (1988) - *Seismic signature and tectonic cross section of the variscan crust in western France*. Tectonics, 7, 141 - 155.

Mazabraud Y. (2004). *Déformation active d'une région intraplaque à déformation lente : Le cas de la France. Sismicité et modélisations thermomécaniques 2D et 3D*. Mémoire de thèse, université de Nice-Sophia Antipolis, 220 pp.

Mazabraud Y., Béthoux N., Deroussi S. (2005a). *Characterisation of the seismological pattern in a slowly deforming intraplate region: Central and western France*. Tectonophysics, 409, 175-192, doi:10.1016/j.tecto.2005.08.021.

Mazabraud, Y., Béthoux, N., Guilbert, J., Bellier, O. (2005b). *Evidence for short-scale stress field variations within intraplate central-western France*. Geophysical Journal International, 160, 161-178, doi: 10.1111/j.1365-246X.2004.02430.x

Meynier A. (1946). *Le relief du Massif Armoricaïn*. L'information géographique, 10, 57 - 59.

Nicolas M., Santoire J.P., Delpech P.Y.(1990). *Intraplate seismicity: new seismotectonic data in Western Europe*. Tectonophysics, 179, 27-53, doi: 10.1016/0040-1951(90)90354-B.

Perrot J., Arroucau P., Guilbert J., Déverchère J., Mazabraud Y., Rolet J., Mocquet A., Mousseau M., Matias L. (2005). *Analysis of the Mw 4.3 Lorient earthquake sequence: a multidisciplinary approach to the geodynamics of the Armorican Massif, westernmost France*. Geophys. J. I., 162, 935 - 950; doi: 10.1111/j.1365-246X.2005.02706.x

Rolin P., Colchen M. (2001). *Les cisaillements hercyniens de la Vendée au Limousin ; Géologie de la France, 1-2, 87 -116*.

Rolin P., Audru J.-C., Poncet D., Thiéblemont D., Guerrot C., Cocherie A., Farjanel G., Fauconnier D., Lemordant Y., Soyer C., Dominique P. (2004). *Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Bressuire (538)*. Orléans : BRGM, pp. 112.

Sira C., Schlupp A., Schaming M., Granet M. (2010). *Séisme de Fontenay-le-Comte du 30 juin 2010, Synthèse sismologique et étude macrosismique*. Rapport BCSF, BCSF2010-R2, 30 p., 11 fig., 6 annexes.

Fiche Descriptive des Failles Potentiellement Actives, Version 2012
DEI/SARG/BERSSINBase de données dans [ATTRIBUTS_FAILLESNEOT.xls](#)
Tracé dans [AGE_FAILLESNEOT.shp](#)

Van Vliet-Lanoe B., Hibsich C., Csontos L., Jegouzo S., Hallégouët B., Laurent M., Maygari A., Mercier D., Voinchet P. (2009). <i>Seismically induced shale diapirism: the Mine d'Or section, Vilaine estuary, Southern Brittany</i> . International Journal of Earth Sciences, 98 , 969 - 984, doi : 10.1007/s00531-007-0295-7
Vignerese J.-L. (1988). <i>La fracturation post-hercynienne du Massif armoricain d'après les données géophysiques</i> . Géologie de la France, 4 , 3 - 10.