

Tectonique

Manifestations précoces du rift de Biscaye au Lias inférieur sur la marge Sud-Armoricaine (Talmont-Saint-Hilaire, Vendée, Ouest France)

Christian Montenat ^{a,*}, Gilbert Bessonnat ^b, Claude Roy ^c

^a IGAL, CNRS FR32 CEPAGE, Institut polytechnique Saint-Louis, 13, bd de l'Hautail, 95092 Cergy-Pontoise cedex, France

^b 7, rue du collège, 85200 Fontenay-le-Comte, France

^c Service de l'eau, conseil général de Vendée, 85923 La Roche-sur-Yon cedex 9, France

Reçu le 7 mars 2005 ; accepté après révision le 9 novembre 2005

Disponible sur Internet le 20 mars 2006

Présenté par Jean Dercourt

Résumé

Au sud-est des Sables-d'Olonne, la transgression marine liasique a été précédée par le dépôt de sédiments terrigènes continentaux (base de l'Hettangien ; par exemple, le site à empreintes de pas de reptiles du Veillon). Des forages hydrologiques et un profil par sondage électrique montrent que les variations d'épaisseur des dépôts détritiques résultent d'une fracturation éoliasique en horst et graben. Simultanément, des essaïms de filons sédimentaires se sont mis en place, empruntant la foliation du socle métamorphique. Ces manifestations indiquent que le socle était soumis à une extension suivant une direction apparente NNE–SSW. Des couloirs minéralisés (silicification, éventuellement minéralisation BGP) résultent de circulations hydrothermales contemporaines, au moins pour partie, de l'extension du Lias inférieur. Ces événements sont replacés dans le cadre de l'évolution mésozoïque du rift de Biscaye (golfe de Gascogne), amorcée dès le Trias–Lias inférieur. **Pour citer cet article : C. Montenat et al., C. R. Geoscience 338 (2006).**

© 2006 Académie des sciences. Publié par Elsevier SAS. Tous droits réservés.

Abstract

Early Liassic evolution of the southern margin of the Biscay rift (Talmont-Saint-Hilaire, Vendée, western France). To the south of Les Sables-d'Olonne (Vendée, France), the Early Liassic (Hettangian) sedimentation locally begins with continental clastics (including the dinosaur footprint-bearing beds of Le Veillon) prior to the deposition of shallow marine carbonates. Sub-surface data (water borehole and geophysical line) indicate frequent variations in thickness of the clastics, related to fault block pattern. Simultaneously, numerous sedimentary dyke swarms developed within the metamorphic basement. These tectonic features resulted from an Early Liassic NNE–SSW-trending extension of the basement. Mineralized zones (silicification and metal-bearing mineralization) are related to hydrothermal circulations, contemporaneous (at least in part) with the Early Liassic extension. These different events may be related to the early stage of evolution (Triassic–Liassic) of the Biscay rift. **To cite this article: C. Montenat et al., C. R. Geoscience 338 (2006).**

© 2006 Académie des sciences. Publié par Elsevier SAS. Tous droits réservés.

* Auteur correspondant.

Adresse e-mail : c.montenat@igal.fr (C. Montenat).

Mots-clés : Hettangien ; Vendée ; Marge armoricaine ; Tectonique distensive ; Filons sédimentaires ; Minéralisations hydrothermales ; Rift de Biscaye ; France

Keywords: Hettangian; Vendée; Armorican margin; Extensional tectonics; Sedimentary dykes; Hydrothermal mineralizations; Rift of Biscay; France

Abridged English version

1. Introduction

To the southeast of Les Sables-d'Olonne, the Liassic marine transgression (Hettangian to Pliensbachian, depending on the areas) (Fig. 1) was locally preceded by the deposition of continental terrigenous deposits (for example, the well-known dinosaur footprint-bearing clastics of Le Veillon, Lower Hettangian) [3,8,14,19,20]. This depositional unevenness was interpreted as a result of basement palaeomorphologies [8,18]. This paper gives new data and interpretations about the connections between the basement and the Early Liassic deposits.

2. Subsurface data

Numerous drillings and a geophysical profile have been carried out by the Water Survey of Vendée ('conseil général') (Fig. 2). The boreholes show significant variations in thickness of the Hettangian continental deposits, related to a fault-block pattern (Figs. 2 and 3) [16,17]. To the east of a N030-trending fault (Talmont Fault) [7], there is a succession of small WNW–ESE trending blocks (hm to km scale). The thickness of the clastics vary from 5–7 m (graben) to 0 (horst) (Figs. 2 and 3A–C). To the west of the Talmont Fault, there is a large downthrown block where about 15 m of clastics accumulated. The geophysical profile (electric sounding) gives a similar tectonic picture (Fig. 3D). Therefore, an episode of faulting occurred during the deposition of the continental clastics [15]. The fault movements probably continued during the sedimentation of the Liassic marine carbonates (Hettangian–Pliensbachian), but they have not been precisely documented till now.

3. Sedimentary dykes

Numerous swarms of sedimentary dykes developed within the metamorphic basement [5]. They are filled with continental palustral carbonates and clastics, contemporaneous with the Hettangian continental deposits. The high density of dykes (mainly WNW–ESE trend) may be related to the rheology (foliation) of the meta-

morphics. The micaschists (dyke walls and fragments of rocks included in the dyke sediment) do not show any indication of weathering: the dyke opening and filling occurred rapidly within a 'fresh' material. Fault pattern and dykes indicate the basement was submitted to an extensional strain during the Early Liassic (NNE–SSW direction of extension).

4. Hydrothermal event

Mineralized zones affect the Liassic carbonates (BGP-type metal-bearing mineralization and silicification) [2,7]. To the east of Bourgenay, the silicification, associated with a minor amount of pyrite, occurred before the lithification of the Hettangian carbonates. There has probably been a succession of silicification episodes. The mineralization resulted from hydrothermal circulations within a WNW–ESE-trending fault zone and occurred (at least *pro parte*) during the Early Liassic episode of extensional tectonics.

5. Relation with the evolution of the Biscay rift

The aforementioned events – block-faulting, sedimentary dykes, hydrothermal circulations within fault-zones – are related to the early stage (Triassic–Liassic) of evolution of the northern (Armorican) margin of the Biscay rift (Fig. 4), poorly documented till now [12,21]. The data concern just a small zone that benefited from numerous subsurface investigations. On that account, the fault-block pattern and associated features observed in the Talmondais may be considered as a scale-model, illustrative of this early stage of rifting. These events recorded in the Vendée area indicate a large expansion of the zone affected by the (Triassic)–Liassic distension. The slight amplitude of the fault movements may be related to the lateral position of the Talmondais basement, far from the rift axis. The major Early Cretaceous phase of extension, in relation with the opening of the oceanic Biscay basin, was only recorded more to the southeast, in the deep part of the Armorican margin [11, 12,21] (centripetal evolution of the rift area). Finally, the effects of the Tertiary compressional tectonics appear slightly imprinted [4,7].

1. Introduction

Au sud-est des Sables-d'Olonne, la transgression liasique s'est avancée sur un socle hercynien sud-armoricain (Fig. 1A) accidenté, dans le détail, par de nombreux paléoreliefs. Ainsi, la sédimentation hettangienne a laissé subsister des reliefs, seulement recouverts plus tard au cours du Pliensbachien (au sud-est de Talmont, par exemple) [4,7,18]. La succession stratigraphique locale est schématisée sur la Fig. 1B. On s'intéresse ici aux dépôts du Lias inférieur. L'Hettangien comprend deux termes. Des dépôts continentaux argilo-gréseux, discordants sur le socle métamorphique, sont datés du Lias inférieur (Hettangien) par la présence d'une flore à Araucariacées dominantes (*Pagiophylum*) [19,20]. Ils sont surmontés de carbonates marins (calcaires dolomitiques «nankin», lumachelliques ou à oolithes) ayant livré une faune de mollusques et des brachiopodes indiquant l'Hettangien [4,7,18]. Des calcaires à oolithes ferrugineuses du Carixien peuvent reposer directement sur les carbonates hettangiens : il y a localement lacune du Sinémurien [4,7,18] (Fig. 1B).

Au sud-est des Sables-d'Olonne (embouchure du Payré) (Fig. 2), les couches continentales de base ont livré d'innombrables empreintes de pas de reptiles, qui font du gisement «infraliasique» du Veillon l'un des sites ichnologiques les plus importants d'Europe

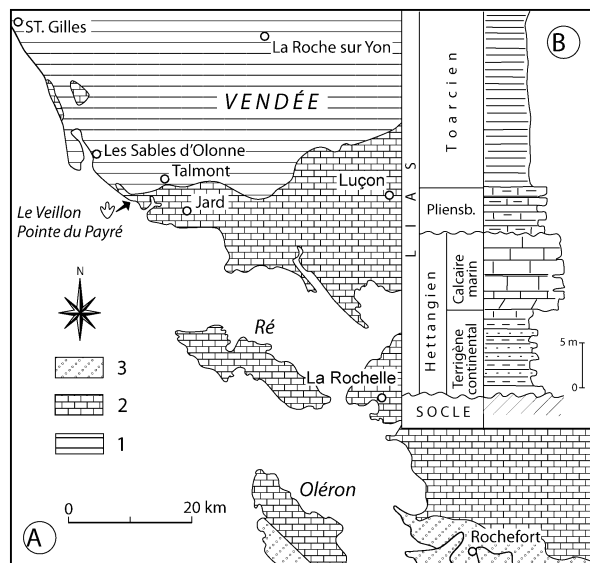


Fig. 1. A. Situation géologique du secteur étudié : 1, socle hercynien ; 2, Jurassique ; 3, Crétacé. B. Colonne stratigraphique schématisée du Lias (Sinémurien localement absent).

Fig. 1. A. Geological location of the studied area: 1, Hercynian basement; 2, Jurassic; 3, Cretaceous. B. Schematic stratigraphic section of the Liassic (local lacuna of the Sinemurian).

[3,8,14]. Ces niveaux terrigènes sont assujettis aux variations d'épaisseur les plus significatives (0 à 15 m). Ces dernières ont d'abord été reliées à l'existence de reliefs résiduels de la «pénéplaine hercynienne» (par exemple, l'incision fluviale infraliasique du Veillon [8,18]). L'absence d'affleurement hors de la zone littorale ne permettait pas de pousser plus loin cette interprétation. Un programme de recherche hydrogéologique mené par le Service de l'eau du conseil général de Vendée a permis de réaliser, au sud de Talmont-Saint-Hilaire, une trentaine de forages en destructif à faible profondeur (< 30 m) et un profil géophysique par sondage électrique (Figs. 2D et 3D). Ces travaux permettent de proposer de nouvelles interprétations concernant la nature des paléoreliefs précités et leurs relations avec les dépôts du Lias inférieur [15].

2. Apport des données de subsurface

2.1. Les forages (Fig. 2)

Ils ne sont pas carottés ; néanmoins, les faciès rencontrés (socle métamorphique, série détritico-argilo-gréseuse, calcaires et marnes) sont suffisamment caractéristiques pour être identifiés en *cutting* et se prêter à des corrélations d'un forage à l'autre [5,15–17].

Les variations d'épaisseur ne sont pas aléatoires (Fig. 3). À l'ouest d'une ligne NNE–SSW allant de

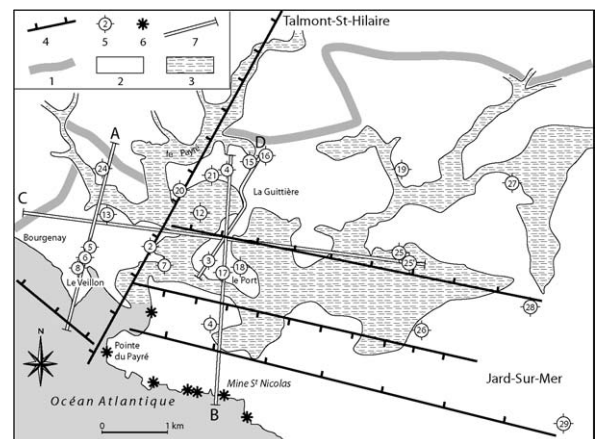


Fig. 2. Carte schématique de la région étudiée : 1, limite méridionale d'affleurement du socle hercynien ; 2, extension du Jurassique sub-affleurant ; 3, marais et vases flandriennes ; 4, faille à jeu hettangien déduit des données de subsurface ; 5, forage hydrologique ; 6, minéralisation ; 7, position des coupes (Fig. 3).

Fig. 2. Schematic map of the studied area: 1, southern boundary of the basement outcrops; 2, extension of the Jurassic at low depth; 3, Flandrian muds and marshes; 4, fault with Hettangian movement deduced from subsurface data; 5, water borehole; 6, mineralization; 7, location of sections (Fig. 3).

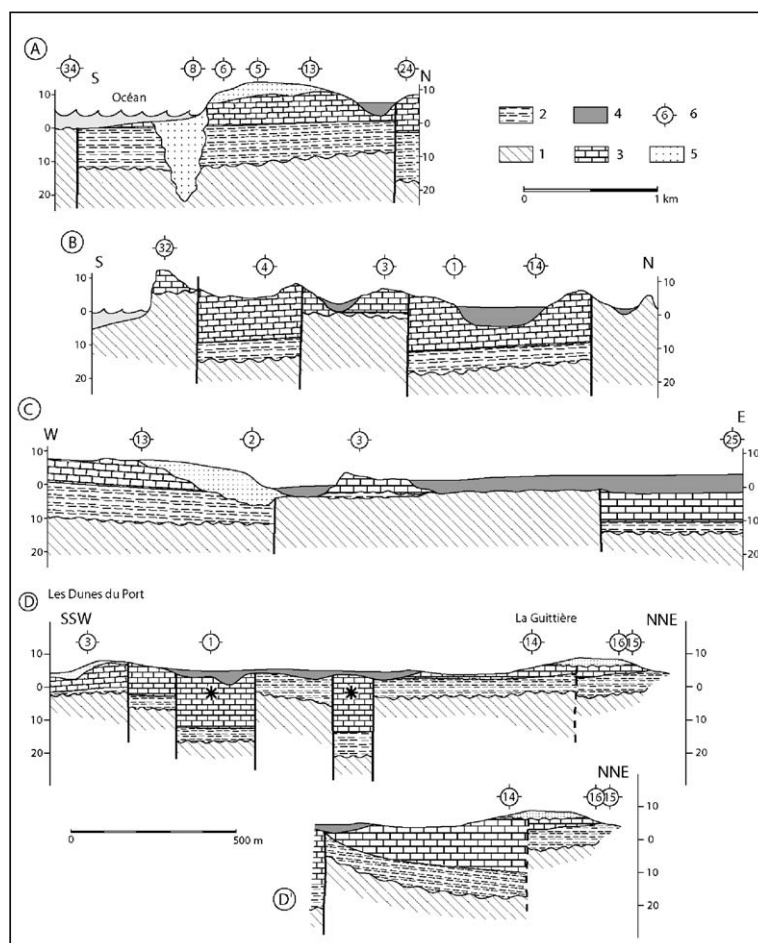


Fig. 3. **A, B, C.** Coupes géologiques schématiques établies à partir des données de forage ; localisation, voir Fig. 2 (N.B. le pendage des failles, n'étant pas connu, est figuré verticalement). **D.** Profil géophysique par sondage électrique (société Calligée, 2002) ; les compartiments avec (*) pourraient contenir des dépôts du Lias moyen-supérieur. **D'**. Partie du profil compatible avec les données du forage 14 (N.B. : noter les différences d'échelles horizontale et verticale ; coupes **A** à **C** : même échelle horizontale). **1**, Socle hercynien ; **2**, Hettangien détritique ; **3**, Hettangien carbonaté ; **4**, vases et marais ; **5**, sables et dunes ; **6**, forage.

Fig. 3. **A, B, C.** Schematic geological sections drawn from drilling data; location, see Fig. 2 (N.B.: dips of fault planes are not known and figured vertically). **D.** Geophysical profile (after Sté Calligée, 2002); the blocks with (*) may include Middle/Late Liassic deposits; **D'**. Part of the profile compatible with borehole 14 data (N.B.: note the difference in horizontal and vertical scales; **A** to **C** sections: same horizontal scale). **1**, Hercynian basement; **2**, Hettangian clastics; **3**, Hettangian carbonates; **4**, marsh and mud; **5**, sands and dunes; **6**, borehole.

Talmont-Saint-Hilaire à la pointe du Payré (faille de Talmont), la série argilo-gréseuse est bien représentée, et montre sa plus grande épaisseur (≤ 15 m) (Figs. 2 et 3C). À l'est de cette faille, la répartition des mêmes dépôts est plus contrastée, conditionnée par une succession de compartiments d'orientation approximative WNW–ESE (environ N115), alternativement abaissés et surélevés. Les premiers ont recueilli une épaisseur modérée de dépôts (5 à 7 m); les seconds en sont dépourvus, les calcaires nankins reposant alors directement sur le socle métamorphique, plus ou moins altéré. Le passage entre compartiments à dépôts épais et réduits ou nuls est brusque, correspondant à un contact forte-

ment redressé. Il s'agit, à l'évidence, de contacts faillés (Fig. 3A–D); des morphologies d'érosion au sein des micaschistes seraient nécessairement plus émoussées. Un profil géophysique subméridien par sondage électrique réalisé au niveau de la Guittière (Figs. 2D et 3D) (société Calligée) révèle un motif structural analogue, en bonne adéquation avec les données de forage, à une exception près (Fig. 3D'). Ce profil montre des compartiments effondrés de petite dimension (de l'ordre de la centaine de mètres de large), qui pourraient s'apparenter au remplissage de méga-fentes ouvertes dans le substratum métamorphique (voir ci-dessous).

À noter enfin que différents sondages proches de l'embouchure du Payré ont traversé de fortes accumulations de sables subactuels (≤ 20 m). Leurs contours ne sont pas précisés ; il s'agit d'incisions profondes produites par le cours du Payré en période de bas niveau marin (Pléistocène supérieur), puis colmatées par les sables et argiles lors de la remontée marine holocène [2,17,18].

2.2. Les motifs tectono-sédimentaires

On reconnaît, à l'est, un dispositif en horst et graben ; à l'ouest, la structure est plus simple, constituée apparemment d'un seul grand compartiment, plus subsident [5,15,17]. Le canevas structural ainsi tracé est conforté par quelques indices cartographiques (carte géologique Les Sables-d'Olonne-Longeville au 1:50 000) : le tracé supposé d'une faille N030 (faille de Talmont) et quelques fractures N110 dans le compartiment oriental (au nord du Port, anse du Payré) [7]. La différenciation des panneaux faillés est contemporaine de la sédimentation détritique, et antérieure, au moins pour partie, au dépôt des calcaires nankins qui recouvrent indifféremment les uns et les autres. La déformation s'est poursuivie pendant la sédimentation des calcaires hettangiens, voire pliensbachiens, qui montrent aussi des variations de puissance notables, encore mal inventoriées ici, mais bien repérées en des régions proches [6,10].

3. Les filons sédimentaires

En différents endroits du littoral (entre Bourgenay et l'anse de la Caillola ; pointe du Payré), le substratum métamorphique (micaschistes, migmatites) est lardé d'innombrables filons sédimentaires à remplissage de carbonates sableux. Immédiatement à l'est du port de plaisance de Bourgenay, les micaschistes de l'estran montrent une forte densité de tels filons (épaisseur 1 à 15 cm ; longueur métrique ; profondeur visible < 1 m). Les plus nombreux ont le même pendage que la foliation des micaschistes (moyenne N115, 70N) ; quelques-uns sont subverticaux, orientés N00 à N20. Certains filons carbonatés WNW-ESE ont été déformés avant lithification par de petites fractures N00 à N150, qui engendrent un crochonnement de ces filons en jeu dextre. Le remplissage filonien est un calcaire micritique, plus ou moins dolomitique et sableux, de faciès palustre (pisolites vadoses, fentes de retrait de type *sheet crack*). Ces carbonates incluent des éléments de micaschistes empruntés aux épontes. Les minéraux des roches métamorphiques (épontes et débris inclus dans le

remplissage des filons) ne montrent pas de traces d'altération. De même, le sédiment des filons ne comporte pas d'apports de produits d'altération ferrugineux. Ces caractères laissent supposer une ouverture des fentes dans une roche « fraîche », suivie de leur remplissage rapide par une boue carbonatée. La forte densité des dykes sédimentaires empruntant la direction de la foliation métamorphique indique que le socle était alors soumis à un régime de déformation en extension, de direction apparente NNE-SSW, perpendiculaire à celle des structures armoricaines. Le dispositif en horst et graben évoqué plus haut est cohérent avec un tel régime extensif (Figs. 2 et 3). D'une manière générale, la déformation liasique correspond à la réactivation de fractures et autres discontinuités mécaniques héritées de l'histoire hercynienne.

4. Manifestations hydrothermales

De part et d'autre de la pointe du Payré, les affleurements du littoral montrent de multiples indices de minéralisation hydrothermale (Fig. 2). Les niveaux affectés sont souvent les calcaires de l'Hettangien. La minéralisation la plus fréquente est une silicification abondante (calcédoine), grise, beige, ou teintée de rouille. Elle peut être accompagnée de minéralisations sulfurées : blende, galène, pyrite (BGP) et de barytine, qui ont donné lieu à quelques exploitations de peu d'importance (mines des Sardes, de l'Essart, du Caillolas et mine de Saint-Nicolas-de-Jard) [2,7]. L'âge des venues hydrothermales est sujet à discussions, ici comme en d'autres régions en périphérie du socle hercynien : minéralisation précoce (liasique) ou tardive (« alpine » *sensu lato*). Un affleurement à l'est de Bourgenay (Fig. 2) est instructif sur ce sujet. L'estran montre un relief linéaire N105 (longueur ≤ 100 m, largeur 15 m, hauteur visible ≤ 3 m) correspondant à une faille à faible rejet vertical (≤ 1 m), à l'intérieur duquel les couches (sommet de la série terrigène/base des carbonates hettangiens) sont déstructurées et prennent un aspect chaotique et bréchiue. L'organisation interne de la bande évolue de la base vers le sommet et du cœur vers les épontes. Au plus profond, le matériau est une argilite indurée bleu sombre. Le dépôt, initialement laminé, est fortement plissé de manière anarchique, voire démembrée en fragments d'aspect noduleux. Ces déformations sont intervenues avant lithification du sédiment (*microslumps* ; fragments non anguleux déformés à l'état plastique). Plus haut, le sédiment initial (calcaire à petites oolithes ; à bioclastes ; calcaire micritique) a subi une déformation syndiagénétique plus accentuée. Les fragments anguleux hétérométriques, en relief à la surface de la roche, et leur

matrice affectée de plissements (microslumps), sont de même nature (« fantômes » d'oolithes souvent reconnaissables). L'ensemble est entièrement silicifié (calcédoine microgrenue). Les éléments bréchiques proviennent de niveaux ayant déjà subi un début de silicification avant démembrement et inclusion dans un matériel sédimentaire encore susceptible de se déformer à l'état plastique. La partie sommitale est grossièrement bréchique. Les débris, plus ou moins émoussés (d'échelle millimétrique à décimétrique) sont nombreux, inclus dans une matrice très convolutive (déformation fluidale précoce). L'ensemble est recoupé par un réseau de fissures (largeur du millimètre au centimètre) remplies d'un sédiment laminé jaunâtre, initialement micritique, lui-même silicifié. Ces laminites de type « sédiment interne » (remplissage secondaire de cavités et fissures) correspondent à un dernier épisode sédimentaire affecté par la silicification, postérieur à la déstructuration syndiagenétique des dépôts hettangiens. Vers les épontes, subverticales, la brèche est envahie par une silicification massive, qui tend à effacer les structures sédimentaires. Observations macro- et microscopiques indiquent une silicification polyphasée : deux phases précoces, anté- et post-bréchification, et au moins une phase plus tardive (silicification massive aux épontes). La minéralisation métallique est réduite ici à des cristallisations de pyrite, souvent oxydées, donnant des bariolures ocre rouge.

5. Interprétation et conclusion

5.1. Structuration

La distribution des dépôts détritiques localement présents à la base de l'Hettangien répond à un motif structural en blocs faillés, soulevés et effondrés, utilisant les discontinuités mécaniques issues de la structuration hercynienne (foliation métamorphique notamment) (Fig. 3). Pour l'essentiel, la fracturation est d'âge « infraliasique », contemporaine des premiers dépôts détritiques hettangiens. Les jeux de failles se poursuivent au cours de l'Hettangien et probablement plus tardivement dans le Lias, mais ces manifestations sont encore mal repérées dans le secteur considéré [6,10].

Malgré l'absence de données microstructurales précises, il y a de fortes présomptions pour qu'il s'agisse d'un régime de déformation cassante en extension. À l'échelle locale, la direction d'extension serait NNE–SSW. La petite dimension des blocs faillés est en relation avec la nature lithologique du socle, la foliation des micaschistes favorisant un clivage en petits blocs. La densité localement très forte des filons sédimentaires relève de la même explication. Les forages en cours au

nord des Sables-d'Olonne (Les Bourbes) révèlent aussi des jeux différentiels de blocs faillés, contemporains de la sédimentation terrigène de l'Hettangien, atteignant plusieurs dizaines de mètres d'amplitude. La géométrie du motif structural doit être précisée par d'autres sondages.

5.2. Paléogéographie

Les niveaux terrigènes de base à empreintes de pas de reptiles montrent une fraction détritique très immature, d'origine locale, par exemple le granite d'Avrillé au nord et à l'est [7]. Elle a été véhiculée sur de courtes distances à l'état de coulées denses (écoulement boueux) à la faveur de crues épisodiques, en climat relativement aride [1,14,20]. Au débouché d'oueds courts, à faible efficacité de transport (volume limité de dépôts), les apports terrigènes ont été redistribués en épandages minces peu ou pas chenalisés, en même temps que s'opérait le vannage de la matrice argileuse. Les dépôts se sont répandus sur une plaine alluviale en milieu de faible énergie (peu ou pas de stratifications obliques, usure négligeable des grains), en amont de lagunes évaporitiques qui occupaient la partie basse de la dépression [1,14]. L'ingression périodique d'eau salée sur la plaine alluviale et son imprégnation dans le sédiment clastique sont indiquées par la présence de nombreux moulages de cristaux de sel gemme et de gypse [2,8,14]. La série terrigène reconnue en forages (Figs. 2 et 3) diffère un peu de celle observée à l'affleurement sur l'estran du Veillon, et montre davantage d'argiles rougeâtres et moins de dépôts sableux. Il s'agirait donc surtout de sédiments de plaine d'inondation. Les épandages sableux, tels qu'ils affleurent au Veillon, ont une extension plus limitée. Le chenal drainant ces apports détritiques intermittents venus de l'arrière-pays, a probablement suivi le tracé de la faille de Talmont (N30), transverse par rapport aux blocs faillés de direction armoricaine (Fig. 2).

5.3. Relation avec l'évolution du golfe de Gascogne

Les phénomènes enregistrés au début du Lias – formation d'un système de blocs faillés en horst et graben, ouverture et remplissage de nombreux filons sédimentaires – indiquent que le socle vendéen était alors soumis à un régime de déformation en extension suivant une direction apparente NNE–SSW. L'extension réutilise les discontinuités préexistantes, notamment la foliation métamorphique (direction moyenne N115). Le couloir de minéralisation de Bourgenay se place dans le même contexte. La silicification, polyphasée, comporte

des phases certainement précoces, (sub)contemporaines de la sédimentation hettangienne, liées à des circulations hydrothermales drainées par une fracture de direction N105. Les analogies avec d'autres zones silicifiées, recelant en outre des paragenèses métallifères (BGP), laissent supposer que ces différentes manifestations peuvent se rattacher à un même épisode hydrothermal, contemporain de l'extension du Lias inférieur.

Les événements précités sont à replacer dans le cadre plus vaste de l'évolution mésozoïque de la marge Sud-Armoricaine. Cette dernière forme, avec la marge cantabrique, les bordures du golfe de Gascogne, ouvert entre l'Ibérie et l'Europe occidentale au cours du Mésozoïque (Fig. 4). Le phénomène de *rifting* conduisant à cette ouverture s'est amorcé dès le Trias–Lias [9,12]. La direction de l'extension (NNE–SSW) observée dans le socle métamorphique talmondais est compatible avec la direction générale d'ouverture du rift (Fig. 4). Si cette distension triasico-liasique est souvent évoquée, de longue date [12], il est rare qu'on en observe des manifestations concrètes, d'où l'intérêt des données rassemblées dans le Talmondais.

Le motif tectono-sédimentaire mis en évidence au sud de Talmont constitue une représentation « en miniature » d'un élément du rift : succession de blocs faillés en horst et graben, interrompue par un accident transverse (faille de Talmont). De tels accidents transverses participent couramment aux dispositifs de rift,

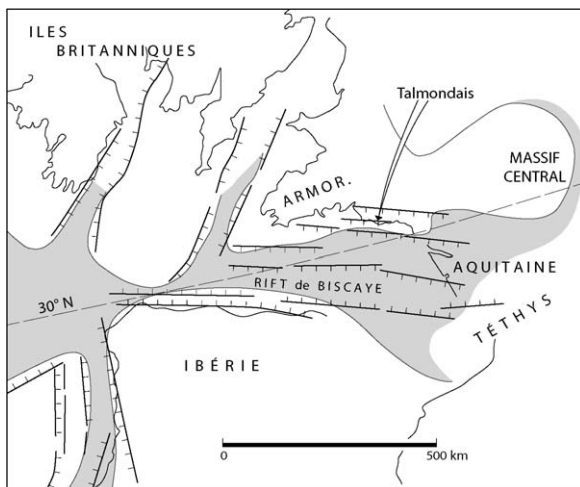


Fig. 4. Représentation schématique du rift de Biscaye au début du Lias, montrant la situation du Talmondais sur la marge nord du bassin ; adapté d'après [9]. Grisé : dépôts de milieu marin restreint ou évaporitiques.

Fig. 4. Schematic illustration of the Biscay rift at the beginning of the Liassic and indication of the Talmondais area on the northern margin of the rift (modified according to [9]). Grey: deposits of restricted marine environment and evaporites.

qu'ils segmentent en une suite de motifs tectoniques de géométries différentes. Ces mêmes accidents induisent souvent, comme ici, le drainage des matériaux détritiques depuis les marges vers l'intérieur des fossés [13]. L'épisode tectonique du Talmondais laisse supposer que l'épisode distensif initial a affecté, ici comme en d'autres régions du domaine atlantique [11,21], une large zone en regard du tracé supposé de l'axe du rift. La faible amplitude des mouvements distensifs reconnus en Vendée tient probablement à la position périphérique de cette région par rapport au rift proprement dit [12].

Le rift ouvert entre les marges armoricaine et cantabrique, au Trias supérieur puis au début du Lias, conduit à la formation d'un bassin sédimentaire allongé, relié au sud-est au bassin d'Aquitaine (Fig. 4). Au Trias supérieur–Lias inférieur, ce couloir est occupé par des sédiments évaporitiques, tandis que les marges reçoivent, comme au Veillon, des épandages plus franchement détritiques [9,12]. Cette basse plaine alluviale a été le lieu privilégié (alternance de phases d'humectation et d'assèchement) pour l'enregistrement des traces de pas (le Veillon), marquant les allées et venues d'une faune reptilienne abondante et variée, entre les rivages des lagunes (aujourd'hui en *offshore*) et l'arrière-pays.

Les influences marines s'affirment au cours de l'Hettangien, puis plus avant dans le Lias. Le motif structural liasique a été peu retouché par les épisodes tectoniques ultérieurs. Les mouvements distensifs majeurs intervenus lors de l'ouverture crétacée du golfe de Gascogne se manifestent essentiellement plus au sud-ouest, dans la partie profonde de la marge armoricaine [21], témoignant ainsi d'une évolution centripète du rift. Quant aux effets de la tectonique compressive tertiaire, ils sont discrets. Les quelques failles visibles ponctuellement, portées sur la carte géologique « Les Sables-d'Olonne » [7], résultent, au moins pour partie, d'une faible réactivation tertiaire de fractures liasiques.

Remerciements

Les auteurs remercient le conseil général de Vendée pour l'aide apportée à la réalisation de ce travail, ainsi que M. Lucien Montadert pour sa lecture critique du manuscrit.

Références

- [1] P. Barrier, C. Montenat, Le paléostuaire hettangien du Veillon (Vendée), *Nat. Vendéen* 3 (2003) 39–40.
- [2] G. Bessonnat, *La Vendée littorale méridionale. Géologie, flore, faune*, CENT édit., 1998 (120 p.).
- [3] G. Bessonnat, A.-F. de Lapparent, C. Montenat, M. Ters, Découverte de nombreuses empreintes de pas de reptiles dans le Lias

- inférieur de la côte de Vendée, C. R. Acad. Sci. Paris., Ser. D 260 (1965) 5324–5326.
- [4] P. Butel, G. Mathieu, M. Ters, Carte géologique de France au 80 000^e, feuille n° 140, Les Sables-d'Olonne, 2^e éd., Serv. Carte géol. France, Paris, 1965.
- [5] M. Chaillot, L'Infralias de la région de Talmont-Saint-Hilaire : sédimentologie et environnement (Vendée, France), Mém. Apt. Géol. IGAL, vol. 223, 2000 (89 p.).
- [6] J. Gabilly, Les variations de sédimentation du Lias et du Jurassique en relation avec le seuil du Poitou, in : Colloque sur les seuils géologiques, Actes du 87^e Congrès national des sociétés savantes, Poitiers, 1962, pp. 679–699.
- [7] J.-C. Goujou, S. Debrand-Passard, P. Hantzpergue, P. Lebret, Carte géologique de la France à 1/50 000^e, feuille n° 584, 1^{re} éd., Les Sables-d'Olonne-Longeville, BRGM édit., 1994.
- [8] A.-F. de Lapparent, C. Montenat, Les empreintes de pas de reptiles de l'Infralias du Veillon (Vendée), Mém. Soc. géol. France 107 (1967) 1–44.
- [9] J. Marcoux, A. Baud, L.E. Ricou, Y. Bellion, J. Besse, M. Gaetani, Y. Gallet, R. Guiraud, E. Jaillard, L. Krystyn, C. Moreau, H. Theveniaut, Late Norian paleoenvironments (215–212 Ma), in: J. Dercourt, L.E. Ricou, B. Vrielinck (Eds.), Atlas Tethys Palaeoenvironmental Maps, BEICIP-Franlab édit., 1993.
- [10] G. Mathieu, Relation entre la paléogéographie du Jurassique et les failles tertiaires dans la région vendéenne. (Vendée, Deux-Sèvres, Maine-et-Loire), Bull. Soc. géol. France 18 (5) (1948) 467–491.
- [11] L. Montadert, D.D. Roberts, et al., Initial Reports DSDP, 48, U.S. Government Printing Office, Washington, 1979.
- [12] L. Montadert, E. Winnock, L'histoire structurale du golfe de Gascogne, in : Histoire structurale du golfe de Gascogne, tome 2, Technip, Paris, 1971, pp. 1–18.
- [13] C. Montenat (Éd.), Étude tectonique et sédimentaire d'un rift néogène : études géologiques des rives du golfe de Suez et de la mer Rouge nord-occidentale, Doc. et Trav. IGAL, Paris, vol. 10, 1986 (192 p.).
- [14] C. Montenat, G. Bessonnat, Le gisement d'empreintes de pas de reptiles du Veillon (Vendée) : paléobiologie d'un estuaire infraliasique, in : J.-L. d'Hondt, J. Lorenz (Eds.), Côtes et estuaires – milieu naturel, Actes du 124^e Congr. Nat. Soc. Hist. et Sci., Nantes, 1999, 2002, pp. 339–354.
- [15] C. Montenat, G. Bessonnat, C. Roy, Structuration cassante de la marge vendéenne au Lias inférieur. Exemple de l'estuaire du Payré au sud de Talmont-Saint-Hilaire, Nat. Vendéen 3 (2003) 29–37.
- [16] E. Renaud, Étude hydrogéologique du secteur de Talmont-Saint-Hilaire/Jard-sur-Mer, rapport inédit, Service de l'eau, conseil général de Vendée, 1996 (33 p., annexes 1 à 21).
- [17] C. Roy, Structure géologique de l'estuaire du Payré, in : C. Montenat, G. Bessonnat (Eds.), Les sites à traces de pas de vertébrés vers la limite Trias–Jurassique, Journées d'étude, Talmont-Saint-Hilaire, mars 2002 (12 p., annexes 1 & 22).
- [18] M. Ters, La Vendée littorale. Étude de géomorphologie, thèse fac. lettres, Paris, 1961 (578 p.).
- [19] F. Thévenard, La paléoflore du Jurassique inférieur (Lias) du bassin des Causses (France). Étude systématique, stratigraphique et paléocécologique, thèse, université Lyon-1, 1992 (198 p.).
- [20] F. Thévenard, S. Deschamps, G. Guignard, B. Gomez, Les plantes fossiles du gisement hettangien de Talmont-Saint-Hilaire (Vendée, France). Intérêts systématique et paléocécologique, Natur. Vendéen 3 (2003) 69–87.
- [21] R.B. Whitmarsh, M.O. Beslier, P.J. Wallace, et al., Proc. ODP, Init. Rep. 173 (1998) 7–22.