

Océanographie (Géologie marine)

Architecture interne d'une vallée incisée sur une côte à forte énergie de houle et de marée (vallée de la Leyre, côte aquitaine, France)

Hugues Féliès^a, Gilles Lericolais^{b,*}

^a ESSO REP, 213, cours Victor-Hugo, 33232 Bègles cedex, France

^b Ifremer, centre de Brest, DCB-GM, BP 70, 29280 Plouzané cedex, France

Reçu le 28 janvier 2005 ; accepté après révision le 8 juin 2005

Disponible sur Internet le 10 août 2005

Présenté par Jean Aubouin

Résumé

Formée dans un environnement hydrodynamique dominé par l'énergie de la houle et des courants de marée, la paléovallée incisée de la Leyre présente une architecture interne originale, où le cortège de bas niveau marin est absent, érodé par la surface de ravinement tidal, et où le cortège transgressif remplit entièrement la vallée. L'étude de la paléovallée de la Leyre permet de compléter le modèle stratigraphique de la vallée de la Gironde, qui s'est formée dans le même cadre chronostratigraphique et le même environnement de dépôt. **Pour citer cet article :** H. Féliès, G. Lericolais, C. R. Geoscience 337 (2005).

© 2005 Académie des sciences. Publié par Elsevier SAS. Tous droits réservés.

Abstract

Internal architecture of an incised valley-fill on a wave- and tide-dominated coast (the Leyre incised valley, Bay of Biscay, France). The Leyre incised valley shows a specific strata architecture related to its wave- and tide-dominated depositional environment. The low-stand systems tract has been totally eroded by the tidal ravinement surface and the valley is entirely filled by the transgressive systems tract. The Leyre and the Gironde incised valleys have been formed within the same depositional environment and the same stratigraphic framework. Consequently, the description of the internal architecture of the Leyre incised valley enables to complete the stratigraphic model of the wave- and tide-dominated incised valleys set up by Allen et Posamentier and Lericolais et al. **To cite this article:** H. Féliès, G. Lericolais, C. R. Geoscience 337 (2005).

© 2005 Académie des sciences. Publié par Elsevier SAS. Tous droits réservés.

* Auteur correspondant.

Adresse e-mail : Gilles.Lericolais@ifremer.fr (G. Lericolais).

Mots-clés : Vallée incisée ; Stratigraphie séquentielle ; Sismique haute résolution ; Estuaire de la Leyre ; Lagune du bassin d’Arcachon ; Plateau continental aquitain ; France

Keywords: Incised valley ; Sequence stratigraphy ; High-resolution seismic ; Leyre estuary ; Arcachon Basin lagoon ; Bay of Biscay continental shelf ; France

Abridged English version

The objective of this study is to describe the strata architecture of the Leyre incised valley, discovered on the Aquitaine coast in southwestern France. The Leyre valley was evidenced west of the Arcachon lagoon on the Bay of Biscay continental shelf (Fig. 1).

This incised valley appears to be similar to the Gironde incised valley located on the continental shelf around 100 km north. Both incised valleys were formed within the same depositional wave- and tide-dominated environment and the same stratigraphic framework. Consequently, the strata architecture description of the Leyre incised valley allows to fine-tune the stratigraphic model of the Gironde estuary elaborated for wave- and tide-dominated incised valleys by Allen [1], Allen et Posamentier [2,3] and by Lericolais et al. [17,18].

The methodology employed to evidence the Leyre incised valley is based on a high-resolution seismic line acquired on the continental shelf nearby a cored well, correlated with the cutting description of the water wells and oil wells located all around and within the Arcachon lagoon (Fig. 1).

The high-resolution seismic line (P77) has been acquired by IFREMER, using a S.I.G. single trace sparker, shooting with a 800-Hz average frequency (Fig. 2). This line has a north–south direction, parallel to the Aquitaine shoreline and has been acquired 10 km west of the Arcachon lagoon, in a water depth ranging from –30 to –40 m. It crosses perpendicularly the southern part of the Leyre incised valley on a distance of about 9 km.

A shallow cored well (‘Persée 1’) located 2.6 km west of the seismic line cuts a 30-m section of sediments. The basal part of the core is dated by its microfauna content (ostracods and foraminifera) identifying the top of the Pliocene [5]. It is overlain by a Quaternary marine sedimentary facies.

These stratigraphic data were projected on the seismic line and the identification of the top Pliocene seismic marker was realised (Fig. 2).

On the coast, all around and within the Arcachon lagoon, the cuttings of the water wells and oil wells allowed the identification of the same Quaternary marine sedimentary facies (present in the upper 40 m of sediments) and of the Pliocene strata just below (Fig. 3). This facies was correlated from east to west, from the eastern corner of the Arcachon lagoon (Leyre River bay-head delta) seaward to the littoral spit of the lagoon, and further west on the continental shelf to the cored well ‘Persée 1’.

The main results of this study are: (1) the reconstruction of the chronostratigraphic framework of the incised valley of the Leyre, and (2) the description of the internal architecture of the Leyre valley-fill, whose specific characters are directly related to its wave- and tide-dominated depositional environment.

(1) The Leyre and the Gironde River valleys have been cut during the last sea-level drop that took place during the Upper Pleistocene from 120 000 to 18 000 years BP [11,20]. During the following sea-level rise, from 18 000 years BP to 6000 years BP, both fluvial valleys were flooded and transformed into estuaries. When the sea-level reached a still-stand, around 6000 years BP [6], the Gironde estuary was partially filled and the Leyre estuary was transformed into a lagoon: the ‘Arcachon Basin’. The beginning of the formation of the present-day littoral spit (the ‘Cap Ferret’ littoral spit) is dated between 2200 years BP and 1900 years BP [13]. Since this period, this spit has protected the inner lagoon from the erosive wave influence and the Arcachon lagoon has progressively acquired its present-day morphology [12,13]. The north–south progradation of the ‘Cap Ferret’ littoral spit caused a shift of the axis of the tidal channel network, from a northwest–southeast to a northeast–southwest direction [7,13].

(2) The Leyre and the Gironde valleys have been formed in a wave- and tide-dominated environment having generated a specific strata architecture. The sequence stratigraphy analysis of the Leyre valley-fill (Figs. 2 and 3) reveals that it is a fifth-order deposi-

tional sequence [19] characterised by four original key points:

- (i) a complete erosion of the low-stand systems tract and of the original fluvial sequence boundary by a tidal ravinement surface;
- (ii) a well-developed transgressive systems tract, infilling entirely the incised valley;
- (iii) an important wave ravinement surface, which eroded the upper part of the transgressive systems tract;
- (iv) a thin layer of sediments capping the wave ravinement surface, composed by the amalgamation of the maximum flooding surface and the distal high-stand systems tract.

(i) The Leyre River cuts its valley into Pliocene sediments [5], along the structural axis of the Leyre normal fault. This fault is trending northwest–southeast, and bounds the northeastern coast of the Arcachon lagoon. When the valley was flooded by the Holocene transgression, an intense tidal ravinement process [1] took place within the Leyre estuary and caused the complete erosion of the low-stand systems tract and of the fluvial-generated sequence boundary. Consequently, the basal surface bounding the Leyre incised valley is a composite sequence boundary, of fluvial origin, that has been reworked by a tidal ravinement surface. There is no evidence of multiple fluvial erosion phases, caused by successive sea-level drops. Under the Arcachon lagoon, this basal surface has a funnel-shape morphology (Fig. 1), deepening and widening towards the west, from the Leyre River bay-head delta, located in the inner southeastern corner of the lagoon to the ‘Cap Ferret’ littoral spit. Below the spit, this surface has a flat U-shaped erosional morphology. It is 20-km wide and –30 to –35 m deep below the sea level (the reference altitude datum is the low spring tide level). The lateral boundaries of the incised valley do not extend beyond the present-day northern and southern coasts of the Arcachon lagoon. On the continental shelf, 10 km west of the Arcachon lagoon (Fig. 2), the sequence boundary bounding the Leyre incised valley shows three troughs exhibiting a flat U-shaped morphology. The northern and central incisions are 500 m and 600 m wide and the southern one is 3000 m wide. The depth of the three troughs is similar, around –60 m below the sea level. The slope

gradient of the sequence boundary, from the ‘Cap Ferret’ littoral spit to the seismic line offshore is 0.23%.

(ii) The transgressive systems tract entirely fills the incised valley (Figs. 2 and 3). It shows the same marine sedimentary facies in the water wells located around the Arcachon lagoon and in the cored well located nearby the seismic line on the continental shelf, i.e.: coarse-grained sands and gravels with marine shells debris. This sedimentary facies is typical of tidal channel deposits [13,14]. The seismic facies of this transgressive systems tract is characterised by a set of high-frequency reflections, showing high impedance contrasts. These reflections are 5 to 15-m high, dipping for the most part of them towards the west, with an angle of around 4° and downlapping on the basal sequence boundary. These reflections are interpreted to be the bedding generated by the lateral migration of inlet tidal channels, when these channels are shifted towards the south by the littoral drift. The geometry of the transgressive systems tract deposits presents a semi-conical shape. Below the ‘Cap Ferret’ littoral spit, their thickness varies from 30 to 35 m and their width reaches 20 km (i.e. the north-south dimension of the ‘Cap Ferret’ littoral spit). These deposits extend towards the west on the continental shelf as far as tens of kilometres along the structural axis of the Leyre fault (trending northwest–southeast). Ten kilometres west of the Arcachon lagoon, at the location of the seismic line (P77) on the continental shelf, the thickness of the transgressive systems tract deposits decreases (thickness range: 20–25 m), because its upper part is eroded by the wave ravinement surface [21] (Fig. 2).

(iii) The wave ravinement surface erodes around 10 m of the transgressive systems tract (Fig. 2). The interfluvial deposits of the incised valley (supratidal and intertidal deposits) are entirely eroded and only the deepest subtidal channels of the inlet are preserved.

(iv) The maximum flooding surface and a very thin distal high-stand systems tract (a few meters thick) are amalgamated on the continental shelf and directly overlay the wave ravinement surface. These two stratigraphic units have not been cored, but their seismic facies is characterised by a horizontal layering, showing high-amplitude high-continuity reflections and high-impedance contrasts. The proximal high-stand system tract is the fluvial-sourced bay-head delta of the Leyre River [8], located onshore in the southeastern corner of the Arcachon lagoon.

Consequently, the description of the internal architecture of the Leyre incised valley is very similar to the stratigraphic model of the Gironde estuary elaborated for wave- and tide-dominated incised valleys by Allen [1], Allen et Posamentier [2,3] and by Lericolais et al. [17,18]. The main difference is the absence of the Lowstand systems tract, not preserved within the Leyre valley-fill, because the depth of fluvial incision generated during the sea-level fall is shallower than the depth of the tidal ravinement surface generated during the sea-level rise.

1. Introduction

La découverte de la vallée incisée de la Leyre, au large du bassin d'Arcachon (Fig. 1), sur le plateau

continental [4], permet de compléter le modèle stratigraphique des vallées incisées formées sur les côtes à grande énergie de houle et de marée [2,3,17,18].

2. Moyens et méthodes

2.1. À terre

La description des déblais des forages d'eau et des puits pétroliers réalisés sur le cordon littoral du Cap Ferret, l'île aux Oiseaux et le pourtour du bassin d'Arcachon (Fig. 1) permet de mettre en évidence, dans les 40 premiers mètres de ces forages, un faciès sédimentaire constitué de sables moyens à grossiers, contenant de nombreux débris de coquilles marines. Ce faciès correspond aux dépôts des chenaux de marée de la val-

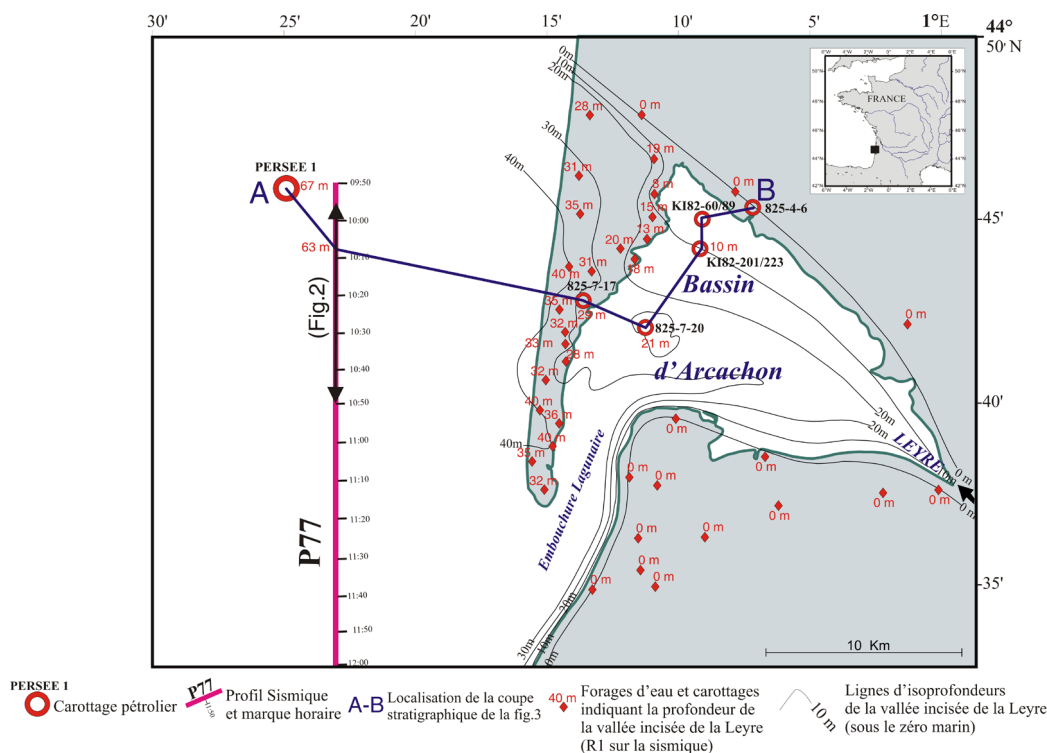


Fig. 1. Localisation du profil sismique (numéro P77, de la mission «PLACETA» de l'Ifremer), du carottage de «Persée 1» sur le plateau continental aquitain et des forages localisés sur le pourtour du bassin d'Arcachon. Ces données sont juxtaposées à la carte des iso-profondeurs de la limite de séquence située à la base de la vallée incisée de la Leyre.

Fig. 1. Location of the seismic line (number P77, 'PLACETA' Ifremer survey) of the 'Persée 1' cored well on the continental shelf of the Bay of Biscaye and of the wells distributed all around the Arcachon Basin lagoon. These data overlies the depth map of the sequence boundary bounding the incised valley of the Leyre.

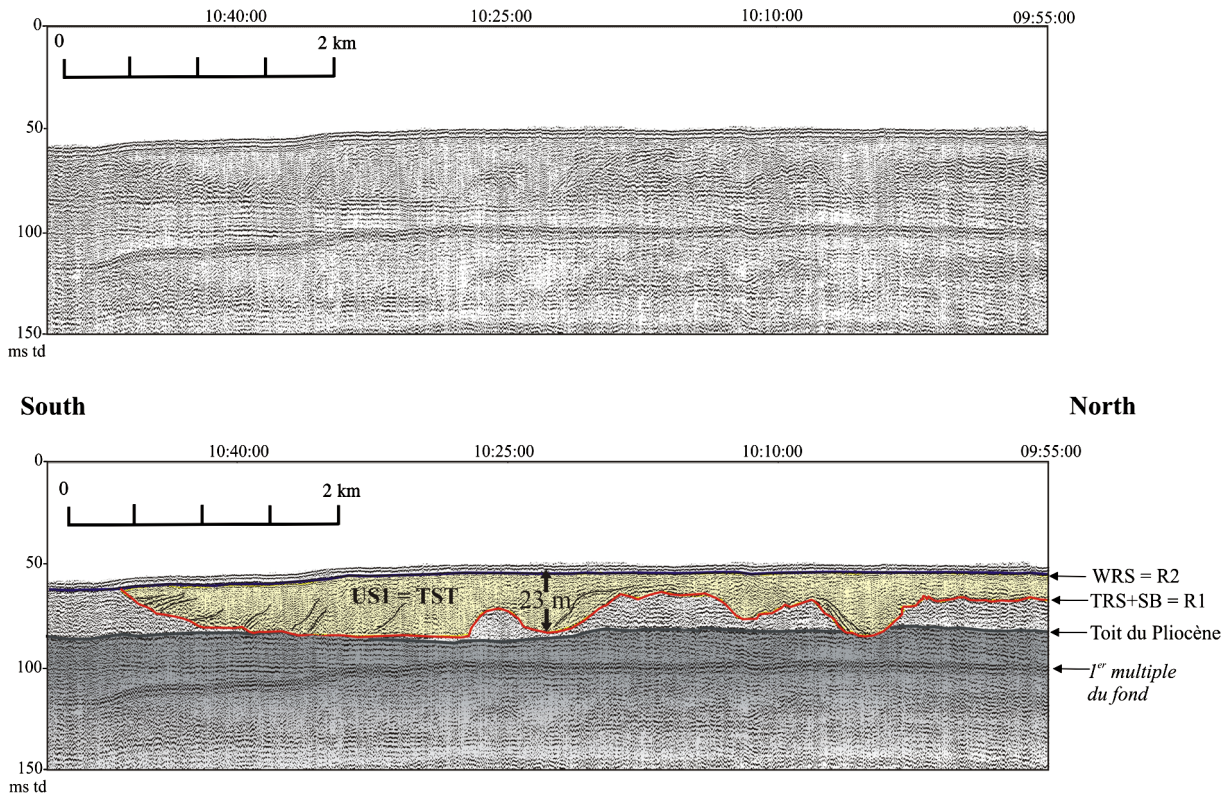


Fig. 2. Profil sismique (P77) et son interprétation, facilitée par le traitement (filtre de houle). Ce profil sismique est localisé sur la Fig. 1.

Fig. 2. Seismic profile (P77) and its interpretation, made possible through seismic processing (swell filter). This seismic profile is located in Fig. 1.

lée incisée de la Leyre [14]. Il repose sur les sédiments du Pliocène, comme le montre par exemple le forage d'eau n° 825-7-50, référencé sur la carte géologique de la France au 1:50 000 du BRGM (carte d'Arcachon [9]).

2.2. Sur le proche plateau continental

Un profil sismique de très haute résolution (P77), a été acquis par l'Ifremer au moyen d'un sparker SIG monotrace, dont la fréquence centrale est voisine de 800 Hz (Figs. 1 et 2). Ce profil a été réalisé selon une direction sud–nord, à 10 km de la côte ouest du bassin d'Arcachon, à une profondeur d'eau comprise entre –30 et –40 m sous le zéro des cartes marines. Il permet de mettre en évidence la vallée incisée de la Leyre, reconnue sur une distance de 9 km.

Un carottage géotechnique ('Persée 1'), réalisé pour l'implantation de puits pétroliers sur le plateau continental, est situé à 2,6 km à l'ouest du profil sismique (Fig. 1), à une profondeur d'eau de –40 m sous le zéro des cartes marines ; il a traversé 30 m de sédiments. Une étude de la microfaune (foraminifères et ostracodes) a permis d'y reconnaître le toit du Pliocène [5] dans sa partie basale et des dépôts quaternaires marins sus-jacents, caractérisés par un faciès de sables moyens à grossiers à débris de coquilles marines, identique à celui décrit dans les déblais des forages d'eau et des puits pétroliers réalisés sur le cordon littoral du Cap Ferret.

La projection de ce carottage sur la partie nord de la ligne sismique permet d'identifier le réflecteur correspondant au toit du Pliocène. En utilisant une vitesse d'intervalle de 1700 m s^{-1} , ce réflecteur est situé à une profondeur de 33 ms temps double (Fig. 2).

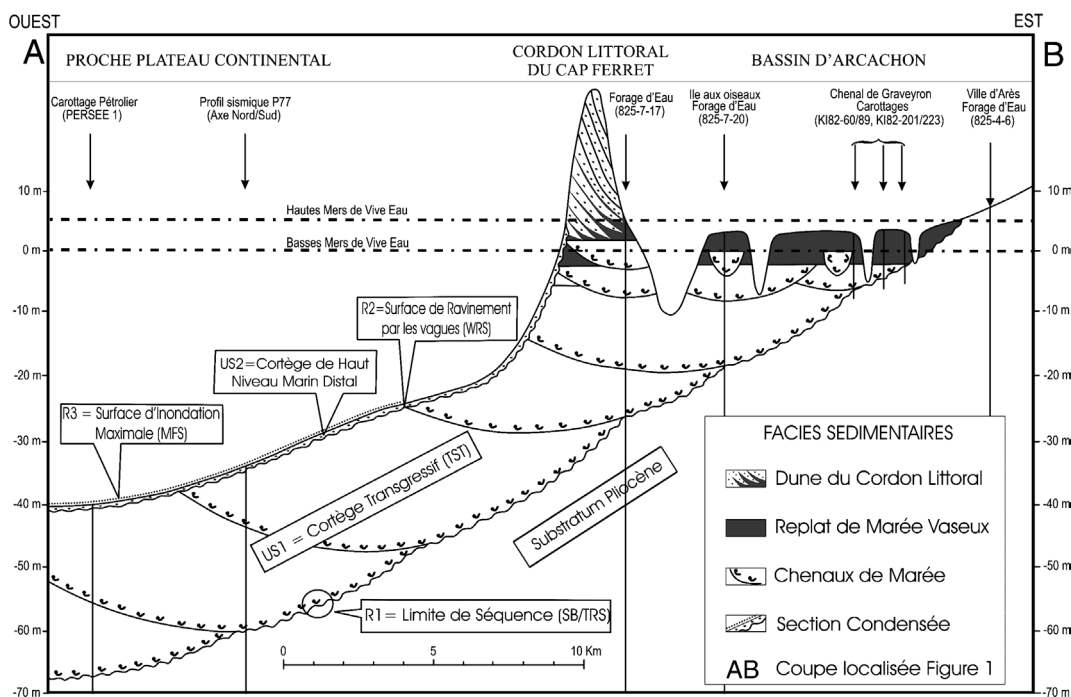


Fig. 3. Coupe stratigraphique montrant l'architecture interne de la vallée incisée de la Leyre. La coupe, positionnée sur la Fig. 1, s'étend, d'est en ouest, de la bordure interne du bassin d'Arcachon jusqu'au carottage de « Persée 1 », situé sur le plateau continental au voisinage du profil sismique (P77).

Fig. 3. Stratigraphic cross-section revealing the internal architecture of the incised valley of the Leyre. This east–west cross-section, located in Fig. 1, extends from the inner border of the Arcachon lagoon seaward to the 'Persée 1' cored well located nearby the seismic line (P77) on the continental shelf.

3. Évolution géologique de la vallée incisée de la Leyre

3.1. Formation de la vallée incisée de la Leyre

La rivière Leyre a creusé sa vallée dans les sédiments du Pliocène [5], le long de l'axe structural de la faille de la Leyre [16], faille majeure du bassin d'Aquitaine, dont le tracé NW–SE correspond à la côte nord-est du bassin d'Arcachon. Cette phase de creusement s'est vraisemblablement produite au Pléistocène supérieur, comme pour la vallée incisée de la Gironde [2, 3], durant la chute progressive du niveau marin entre 120 000 et 18 000 ans BP [11,20].

3.2. Mise en place d'un milieu estuarien, puis lagunaire

De 18 000 ans BP à 6000 ans BP, la remontée du niveau marin a été rapide, puis s'est pratiquement sta-

bilisée durant les 6000 dernières années [6]. Elle a provoqué un ennoyage des vallées incisées de la côte aquitaine, qui a atteint l'emplacement de la côte actuelle à partir de 10 000 ans BP [3,15].

De 7000 ans BP à 5000 ans BP, l'ennoyage de la vallée fluviale de la Leyre provoque la formation d'un estuaire, dont les grands chenaux de marée sont orientés NW–SE, selon la direction de la Leyre [7,8,10,12, 13].

De 5000 ans BP à 2000 ans BP, l'estuaire se transforme progressivement en une lagune dont les chenaux de marée gardent une direction NW–SE [12,13].

À partir d'environ 2000 ans BP (entre 2200 ans BP et 1900 ans BP [13]), la progradation nord–sud du cordon littoral du Cap Ferret provoque une modification de l'axe des grands chenaux lagunaires du bassin d'Arcachon, qui s'orientent progressivement vers leur direction actuelle à dominante NE–SW.

4. Description et interprétation en termes de stratigraphie séquentielle

La vallée incisée de la Leyre est entièrement remplie par une séquence de dépôt de cinquième ordre [19], qui a été mise en place durant le dernier cycle glacio-eustatique, dont les principales surfaces stratigraphiques (R1, R2, R3) et les cortèges sédimentaires (US1, US2) sont décrits ci-dessous (Figs. 2 et 3).

4.1. La limite de séquence à la base de la vallée incisée (R1)

La vallée incisée de la Leyre est limitée à sa base par une surface érosive R1 (Figs. 2 et 3), que l'on identifie à terre grâce aux différents puits qui bordent le bassin d'Arcachon et sur le proche plateau continental, grâce au carottage de « Persée 1 » et à ligne sismique P77 (Figs. 1 et 2).

À terre, les corrélations de puits à puits montrent que cette vallée est creusée dans le Pliocène et remplie par le faciès des sables moyens à grossiers à débris coquilliers. La carte de la paléo-bathymétrie de la surface de base (R1) montre que la vallée incisée de la Leyre a une forme en entonnoir, qui s'évase et s'approfondit d'est en ouest, depuis le delta de la Leyre jusqu'au secteur du cap Ferret (Fig. 1). Sous le cordon littoral du cap Ferret, la vallée s'élargit en forme de U à base très plate, large d'environ 20 km et profonde de –30 à –35 m sous le zéro des cartes marines. Les bordures nord et sud de la vallée incisée sont celles de l'actuel bassin d'Arcachon. La vallée de la Leyre, canalisée longitudinalement le long de l'axe structural de la faille de la Leyre (NW–SE), n'a pas dépassé latéralement les côtes septentrionale et méridionale du bassin.

Sur le proche plateau continental, à 10 km à l'ouest de bassin d'Arcachon, on retrouve cette surface (R1) sur la ligne sismique (Figs. 2 et 3). Elle correspond à la même incision de la vallée dans le Pliocène, qui a été ensuite remplie par le même faciès des sables moyens à grossiers à débris coquilliers [5]. Cette surface de base (R1) présente deux thalwegs étroits nord et centre (larges de 500 et 600 m) et un thalweg sud en forme de U, plus large (environ 3000 m) et à fond plus plat. Ces thalwegs sont profonds d'environ –60 m et partiellement séparés les uns des autres par des hauts fonds de 10 à 15 m de relief.

Le gradient de la pente de la surface (R1) entre le cordon littoral du cap Ferret et la ligne sismique est de 0,23 %.

La surface (R1) est interprétée comme une limite de séquence d'origine fluviale (SB : *Sequence Boundary*), creusée par la rivière de la Leyre durant la dernière chute du niveau marin (de 120 000 ans BP à 18 000 ans BP). Comme pour la vallée incisée de la Gironde, cette incision fluviale a atteint sa profondeur maximale il y a 18 000 ans BP, lors du plus bas niveau marin.

Comme décrit dans le paragraphe suivant, cette surface d'érosion fluviale a ensuite été entièrement érodée par une surface de ravinement tidal (TRS : *Tidal Ravinement Surface*), lorsque la transgression marine a atteint ce secteur de la vallée incisée vers 7000 ans BP [8,12].

La surface R1 située à la base de la vallée incisée est donc une limite de séquence composite, d'origine fluviale, surcreusée par les courants de marée (SB/TRS).

4.2. Le cortège de bas niveau marin

Dans le remplissage de la vallée de la Leyre (Figs. 2 et 3), on n'observe pas sur le profil sismique (P77) de géométrie de dépôt, qui puisse être interprétée comme un cortège de bas niveau marin (LST : *Lowstand Systems Tract*), comme cela a été observé dans la vallée incisée de la Gironde [17,18].

Cette absence peut s'expliquer par un intense processus d'érosion généré par les courants de marée, le ravinement tidal [1], qui se produit spécifiquement sur les côtes à forte énergie de houle et de marée. Ce processus génère une surface d'érosion, la surface de ravinement tidal (TRS : *Tidal Ravinement Surface*) qui, lors de la transgression, a entièrement érodé le cortège de bas niveau marin et la limite de séquence d'origine fluviale.

4.3. Le cortège transgressif (US1)

À terre sous le bassin d'Arcachon et sur le proche plateau continental, l'unité stratigraphique qui remplit la vallée incisée (US1) est formée du faciès des sables moyens à grossiers, à débris de coquilles marines (Figs. 2 et 3). Ce faciès caractérise les dépôts de chenaux de marée du bassin d'Arcachon [8,13,14].

Sous le cordon littoral du cap Ferret, l'unité (US1) atteint une épaisseur maximum de 30 à 35 m et une largeur d'environ 20 km, qui est égale à la dimension nord-sud de ce cordon littoral. Longitudinalement, elle se prolonge vers l'ouest sur le proche plateau continental, le long de l'axe structural de la faille de la Leyre (NW–SE).

À 10 km plus à l'ouest, à l'emplacement du profil sismique (P77) – Figs. 1 et 2 –, l'unité (US1) atteint une épaisseur maximum de 20 à 25 m. Son faciès sismique est constitué par une série de réflecteurs obliques, de 5 à 15 m de haut, qui pendent pour la plupart vers le sud, avec un angle d'environ 4° et qui viennent se biseauter sur la surface de ravinement tidal, à la base de la vallée incisée (géométrie en *downlaps* sur R1). Cette succession de réflecteurs à haute fréquence, présentant de forts contrastes d'impédance, correspond aux alternances rythmiques de lits de sables moyens à grossiers et de lits de débris coquilliers du faciès décrit ci-dessus. Elle est interprétée comme le litage qui se forme lors de l'accrétion latérale des grands chenaux de marée de l'embouchure lagunaire, au fur et à mesure de leur migration du nord vers le sud, sous l'influence de la dérive littorale.

L'unité stratigraphique (US1) qui remplit la vallée incisée est interprétée comme représentant l'ensemble du cortège transgressif (TST : *Transgressive Systems Tract*).

4.4. La surface de ravinement par les vagues (R2)

Sur le plateau continental, le réflecteur (R2) érode le sommet du cortège transgressif (TST). C'est une surface très érosive, qui recoupe la limite de séquence (SB/TRS) sur la bordure sud de la vallée incisée (géométrie en *toplap*, cf. Fig. 2). Elle tronque également les interfluvés de la vallée incisée de la Leyre (dépôts intertidaux et supratidaux), ne préservant que les grands chenaux de marée subtidaux de l'embouchure. L'épaisseur des interfluvés actuels de la lagune du bassin d'Arcachon étant d'une dizaine de mètres, l'amplitude verticale de cette érosion est estimée à environ 10 m. Cette surface très plane et très étendue est présente sur tout le proche plateau continental aquitain. Elle a également été observée dans la partie sommitale des dépôts de la vallée incisée de la Gironde [17,18].

Ce réflecteur (R2) est interprété comme une surface de ravinement par les vagues (WRS : *Wave Ravinement Surface*), créée par l'érosion de la houle sur le plateau continental lors des tempêtes hivernales [21].

4.5. La surface d'inondation maximum (R3)

La surface d'inondation maximum (R3 = MFS : *Maximum Flooding Surface*) se superpose à la surface de ravinement par les vagues (R2) et se confond avec celle-ci sur la sismique.

Dans le secteur de la vallée incisée de la Leyre, R3 n'a pas été préservée dans le carottage de « Persée 1 », qui ne comporte que le seul cortège transgressif. En revanche, dans le secteur de la vallée incisée de la Gironde [18], cette surface d'inondation maximum a été carottée et est décrite comme une fine section condensée silto-argileuse.

4.6. Le cortège de haut niveau marin (US2)

Le cortège de haut niveau marin (HST) *proximal* a été identifié dans le secteur amont de la vallée incisée de la Leyre (HST : *High-Stand System Tract*). Il est constitué par le delta de marée de la Leyre (*bay-head delta*), dont les sédiments, d'origine fluviale, progradent sur les sédiments lagunaires du bassin d'Arcachon [8]. Il est comparable au cortège de haut niveau marin proximal de la vallée incisée de la Gironde, qui est formé d'un delta de marée dont les sédiments d'origine fluviale progradent vers l'aval et comblent la partie amont de l'estuaire [2,3].

Le cortège de haut niveau marin (HST) *distal* est quant à lui situé dans le secteur aval de la vallée incisée, sur le proche plateau continental. Il est constitué de l'unité stratigraphique (US2), formée d'une fine couche de sédiments très continue d'épaisseur métrique, dont le faciès sismique se caractérise par des réflexions horizontales, d'amplitude et de continuité marquées, présentant de forts contrastes d'impédance (Fig. 2). Il repose directement sur la surface d'inondation maximale (MFS), avec laquelle il est amalgamé.

Cette unité stratigraphique est également présente sur les profils sismiques acquis sur le proche plateau continental devant l'embouchure de la Gironde [17,18].

5. Conclusions

La vallée incisée de la Leyre s'est formée durant le dernier cycle glacio-eustatique et est constituée d'une séquence stratigraphique d'ordre 5 [19]. Elle s'est creusée au Pléistocène, durant la dernière période de chute du niveau marin (entre 120 000 et 18 000 ans BP) et a été remplie lors de la dernière phase de remontée du niveau marin (entre 18 000 ans BP et l'Actuel). Elle appartient, comme la vallée de la Gironde, à la catégorie des vallées incisées, formées dans un environnement hydrodynamique dominé par l'énergie de la houle et des courants de marée. Ce contexte océanologique spécifique a généré un intense processus de ravinement tidal, qui a façonné de manière originale son architecture interne (Figs. 2 et 3).

La limite de séquence d'origine fluviale (SB), creusée lors de la période de chute du niveau marin, et le cortège de bas niveau marin (LST) ont été entièrement érodés par la surface de ravinement tidal (TRS). La limite de séquence située à la base de la vallée incisée est donc composite (SB/TRS) et est directement recouverte par le cortège transgressif (TST).

Ce dernier remplit entièrement la vallée incisée. Il est constitué de dépôts de chenaux de marée, caractérisés par un faciès des sables moyens à grossiers, à débris de coquilles marines. Sa géométrie a la forme d'un demi-cône très aplati, dont l'épaisseur est au moins égale à la profondeur des grands chenaux de marée de l'embouchure actuelle du bassin d'Arcachon (environ 25 m), dont la largeur est égale à l'extension nord-sud du cordon littoral (environ 20 km) et dont la longueur peut atteindre plusieurs dizaines de kilomètres d'aval en amont, le long de l'axe structural de la vallée incisée (axe de la faille de la Leyre : NW–SE).

La partie sommitale du cortège transgressif (TST) est tronquée par la surface de ravinement par les vagues (WRS), créée par l'érosion de la houle sur le proche plateau continental. Cette surface érode également les interfluvés de la vallée incisée (dépôts supratidaux et intertidaux), ne préservant sur le proche plateau continental que les grands chenaux de marée subtidaux de l'embouchure. L'amplitude de cette érosion est estimée à environ 10 m.

La surface de ravinement par les vagues (WRS) est drapée d'une fine couche de sédiments, d'épaisseur métrique, dans laquelle s'amalgament la surface

d'inondation maximum (MFS) et la partie distale du cortège de haut niveau marin (HST).

La description de l'architecture interne de la vallée incisée de la Leyre est donc très similaire à celle de la Gironde ; elle permet de compléter le modèle de stratigraphie séquentielle élaboré pour les vallées incisées, formées dans un contexte océanologique caractérisé par une grande énergie de la houle et des courants de marée (Allen [1], Allen et Posamentier [2,3], Lericolais et al. [17,18]). La principale différence avec la vallée de la Gironde est l'absence du cortège de bas niveau marin dans la vallée de la Leyre. Ce cortège n'a pas été préservé, car la profondeur de la surface d'érosion fluviale formée durant la chute du niveau marin (entre 120 000 et 18 000 ans BP) est inférieure à la profondeur de la surface de ravinement tidal, générée pendant la transgression (entre 18 000 ans BP et l'Actuel).

Références

- [1] G.P. Allen, Sedimentary processes and facies in the Gironde estuary; a recent model for macrotidal estuary systems, in: D.G. Smith, G.E. Reinson, B.A. Zaitlin, R.A. Rahmani (Eds.), *Clastic Tidal Sedimentology*, Can. Soc. Pet. Geol., Calgary, 1991, pp. 29–40.
- [2] G.P. Allen, H.W. Posamentier, Sequence stratigraphy and facies model of an incised valley fill: The Gironde estuary, France, *J. Sediment. Pet.* 63 (3) (1993) 378–391.
- [3] G.P. Allen, H.W. Posamentier, Transgressive facies and sequence architecture in mixed tide and wave-dominated incised valleys: Example from the Gironde estuary, France, in: R.W. Dalrymple, R.J. Boyd, B.A. Zaitlin (Eds.), *Incised-Valley Systems: Origin and Sedimentary Sequences*, SEPM (Society for Sedimentary Geology) Spec. Publ., SEPM, Tulsa, 1994, pp. 225–240.
- [4] G.P. Allen, H. Féniès, Sequence stratigraphy and facies patterns in Holocene incised valley systems, *Livret-guide de l'International Association of Sedimentologists*, 16th Regional Meeting of Sedimentology, vol. 23, Paris, 1995.
- [5] J. Alvinerie, J. Barrier, M. Caralp, D. Ittel, A. Klingebiel, J. Magne, J. Moyes, Reconnaissance des fonds marins et des séries superficielles de la plate-forme continentale au large de la côte landaise (golfe de Gascogne, France), in : A.F.A.S. (Ed.), *Actes Soc. Linn. Bordeaux*, France, 1967, pp. 121–127.
- [6] E. Bard, B. Hamelin, R.G. Fairbanks, A. Zinder, A calibration of the ^{14}C timescale over the past 30 000 years using mass spectrometric U–Th ages from Barbados corals, *Nature* 345 (1990) 405–410.
- [7] J.-M. Bouchet, Étude océanographique des chenaux du bassin d'Arcachon, thèse d'État, université Bordeaux-I, France, 1968, 306 p.

- [8] R. Cuignou, Faciès actuels et évolution holocène du delta de la Leyre (bassin d'Arcachon) : un exemple de delta fluvio-tidal, thèse de 3^e cycle, université Bordeaux-I, France, 1984, 191 p.
- [9] J. Dubreuilh, Carte géologique de la France (1:50 000), feuille d'Arcachon (825), BRGM, Orléans, 1992, 53 p. Notice explicative par J. Dubreuilh, G. Karnay, J.-M. Bouchet, Y.M. Le Nindre.
- [10] A. Fabre, Les terrains de revêtement du Médoc, E. Drouillard, Bordeaux, 1939, 344 p.
- [11] R.G. Fairbanks, A 17 000-year glacio-eustatic sea level record; influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep-ocean circulation, *Nature* 342 (6250) (1989) 637–642.
- [12] J.-C. Faugères, R. Cuignou, H. Féniès, J. Gayet, Caractères et facteurs d'un comblement littoral à l'Holocène supérieur : passage d'un domaine estuarien à un domaine lagunaire (bassin d'Arcachon, France), *Bull. Inst. Géol. bassin d'Aquitaine* 39 (1986) 95–116.
- [13] H. Féniès, Faciès séquences et géométrie des dépôts de chenaux de marées du bassin d'Arcachon : une lagune mésotidale, thèse de 3^e cycle, université Bordeaux-I, France, 1984, 278 p.
- [14] H. Féniès, J.-C. Faugères, Facies and geometry of tidal channel-fill deposits (Arcachon Lagoon, SW France), *Mar. Geol.* 150 (1–4) (1998) 131–148.
- [15] A. Feral, Interprétation sédimentologique et paléogéographique des formations alluviales de l'estuaire de la Gironde et de ses dépendances marines, thèse de 3^e cycle, université de Bordeaux, France, 1970, 158 p.
- [16] J.-P. Gely, K. Sztrakos, L'évolution paléogéographique et géodynamique du Bassin aquitain au Paléogène : enregistrement et datation de la tectonique pyrénéenne, *Géol. France* (2) (2000) 31–87.
- [17] G. Lericolais, H. Féniès, J.-P. Tastet, S. Berné, Reconnaissance par stratigraphie sismique haute résolution de la paléovallée de la Gironde sur le plateau continental, *C. R. Acad. Sci. Paris, Ser. IIa* 326 (1998) 701–708.
- [18] G. Lericolais, S. Berné, H. Féniès, Seaward pinching out and internal stratigraphy of the Gironde incised valley on the shelf (Bay of Biscay), *Mar. Geol.* 175 (1–4) (2001) 183–197.
- [19] H.W. Posamentier, P.R. Vail, Eustatic controls on clastic deposition. II. Sequence and systems tracts models, in: *Sea-Level Changes: an Integrated Approach*, 1988, pp. 125–154.
- [20] W.L. Prell, J. Imbrie, D.G. Martinson, J.J. Morley, N.G. Pisias, N.J. Shackleton, H.F. Streeter, Graphic correlation of oxygen isotope stratigraphy application to the Late Quaternary, *Paleoceanography* 1 (1986) 137–162.
- [21] D.J.P. Swift, Coastal erosion and transgressive stratigraphy, *J. Geol.* 76 (1968) 444–456.