

ANALYSE COMPAREE DE BASSINS SEDIMENTAIRES TRANSTENSIONNELS : LE BASSIN DE SANTA ROSALIA (BASSE CALIFORNIE DU SUD, MEXIQUE) ET DE MENDIBELZA (PYRENEES, FRANCE)

R. Miranda-Avilés*, **, R. Bourrouilh***, E.H. Nava-Sánchez****, M.J. Puy-Alquiza*,
F. Bourrouilh- Le Jan***

RESUME

Cet article présente un analyse comparée de bassins sédimentaires liés à l'ouverture en cours du Golfe de Californie, avec le bassin d'ouverture ancien, jurassico-crétacés de Mendibelza dans les Pyrénées occidentales par l'ouverture du Golfe de Gascogne. Ce travail est une contribution à la compréhension de la sédimentation et des contrôles de bassins transtensionnels situés sur des marges divergentes obliques actuelles, dans le but d'utiliser ces modèles et de les comparer, pour mieux comprendre et interpréter les bassins anciens créés dans des contextes géodynamiques analogues, mais qui sont tectonisés. Le fil directeur est l'analyse comparée de ces bassins : - dans leur évolution tectonique, leur modélisation géométrique et les contraintes auxquelles ils ont été soumis, - dans l'enregistrement sédimentaire (séquences) des épisodes d'ouverture, des forçages tectoniques, climatiques et sédimentaires qui ont accompagné la naissance, l'évolution et la tectonisation de ces bassins (Mendibelza). Ainsi, le bassin de Santa Rosalia a enregistré les étapes d'évolution parallèles à la formation du rift oblique du Golfe de Californie depuis le Miocène supérieur suivant 3 séquences : T1 (Miocène supérieur-Pliocène inférieur) représente la phase syn-rift constituée de faciès de fan-delta; T2 (Pliocène inférieur à moyen) représente la transition du rifting-drifting, marquée par une rupture brusque de la sédimentation et constitué de faciès de fan-delta passant à plate forme; T3 (Pliocène supérieur-Pléistocène) est un cortège de haut niveau marin, marquant une deuxième pulsation de la subsidence du bassin de Santa Rosalia pendant l'ouverture généralisée du Golfe de Californie. La formation de Mendibelza est constituée de 3 séquences : - la séquence inférieure K1 de l'Albien inférieur, formée de faciès de front-delta et pro-delta déposés pendant la phase Syn-rift. K2, Albien inférieur-Albien moyen, regroupe des faciès de pente et de fan-delta proximal. K3, Albien supérieur, formée de faciès de chenaux distributaires en tresses répond à la phase d'ouverture généralisée rapide du Golfe de Gascogne. L'analyse tectonique comparée révèle des analogies géodynamiques de ces bassins en limites de plaques divergente obliques, dextre pour le bassin de Santa Rosalia et sénestre pour Mendibelza. La géométrie de ces bassins transtensionnels est celle de demi-grabens obliques aux failles principales du stade Rift, subissant un basculement en échelon.

La sédimentation des deux bassins analysés est caractérisée par des faciès de fan-delta, qui ont enregistré une partie de l'évolution du Golfe de Gascogne (formation de Mendibelza) et du Golfe de Californie (Bassin de Santa Rosalia) pendant la phase Syn-rift, puis Syn-rift tardif et transition Rift à Drift.

Mots clés : Bassin transtensionnel, Golfe de Californie, Golfe de Gascogne, Pyrénées, Santa Rosalia, Mendibelza.

* Facultad de Minas y Geología, Universidad de Guanajuato, Ex-Hacienda San Matías. C.P. 36020 Guanajuato, Gto., México.

** rmiranda@quijote.ugto.mx.

*** Laboratoire CIBAMAR, Université Bordeaux 1. 33405 TALENCE Cedex, France.

**** Laboratorio de Geología Marina, CICIMAR-IPN, Baja California Sur, C.P. 23096. AP 5292, México.

RESUMEN

Se presenta un análisis comparativo de la cuenca transtensional de Santa Rosalía, asociada a la apertura del Golfo de California Mioceno-Reciente por un lado, y de la cuenca antigua, Jurásico-Cretácico de Mendibelza, formada en los Pirineos occidentales por la apertura del Golfo de Vizcaya. Este estudio es una contribución a la comprensión de la sedimentación y los controles de las cuencas transtensionales localizadas sobre márgenes divergentes oblicuos actuales no deformados, con el objeto de utilizar esos modelos y compararlos para interpretar mejor y comprender el funcionamiento de cuencas antiguas creadas en contextos geodinámicos similares, pero tectonizados.

Los sedimentos de la cuenca de Santa Rosalía registraron las diferentes etapas de su evolución paralela a la formación del rift oblicuo del Golfo de California desde el Mioceno superior. Aplicando las nociones de la estratigrafía secuencial, encontramos 3 secuencias: la secuencia T1 (Mioceno superior-Plioceno inferior) que representa la fase syn-rift constituida de facies de abanico deltaico; la secuencia T2 (Plioceno inferior a medio) que representa la transición rifting-drifting, marcada por una ruptura brusca en la sedimentación y constituida por facies de abanico deltaico a plataforma; la secuencia T3 (Plioceno superior-Pleistoceno) interpretada como un cortejo de nivel alto del mar, que marca un segundo pulso en la subsidencia de la cuenca de Santa Rosalía y la apertura generalizada del Golfo de California.

En el análisis de Mendibelza, reconstruimos la zona de sedimentación de la formación de Mendibelza, que está constituida por 3 secuencias: La secuencia inferior K1 (Albiense inferior) constituida de facies de frente deltaico a prodelta, depositadas durante la fase syn-rift; la secuencia K2 (Albiense medio), que en su conjunto reagrupa facies de pendiente y de abanico deltaico proximal; la secuencia K3 (Albiense superior) que es la respuesta a la fase de apertura generalizada rápida del Golfo de Vizcaya.

El análisis comparativo muestra analogías en función de su cuadro geodinámico asociado a un límite de placas divergente oblicuo dextral para la cuenca de Santa Rosalía y de divergente oblicua sinistral para Mendibelza. La geometría de las cuencas transtensionales estudiadas está constituida por semigraben oblicuos, siguiendo un basculamiento en echelon. La sedimentación de las dos cuencas está constituida de facies de abanico deltaico, que registraron parte de la evolución del Golfo de Vizcaya (formación de Mendibelza) y del Golfo de California (Cuenca de Santa Rosalía) durante la fase syn-rift, y syn-rift tardío (transición rifting-drifting).

Palabras clave: Cuenca transtensional, Golfo de California, Golfo de Vizcaya, Pirineos, Mendibelza, Santa Rosalía.

Introduction

L'ouverture du Golfe de Gascogne a été comparé par Choukroune et Mattauer (1978) à l'ouverture du Golfe de Californie. Carey (1958), puis, après la diffusion de la tectonique de plaques (Morgan, 1968; Le Pichon, 1968) l'ouverture du Golfe de Gascogne fut considérée comme une ouverture en ciseau, résultant d'une tectonique de transformation. Souquet et Debros (1981) Peybernes (1978) ont proposé d'autres modèles, dans les quels les mouvements Iberie-Europe sont limités par des failles obliques de décrochement.

Le but de notre travail est une analyse comparée de bassins d'ouverture actuels du Golfe de Californie et de bassins anciens du Golfe de Gascogne Pyrénées, Plus précisément, l'analyse du bassin d'extension oblique (bassin transtensionnel), de Santa Rosalia (Mexique) formé par l'ouverture en cours du Golfe de Californie, sera comparée à celle du bassin d'ouverture ancien, jurassico-cretacés de Mendibelza dans les Pyrénées occidentales par

l'ouverture du Golfe de Gascogne. Cette étude est aussi une contribution à la compréhension de la sédimentation et des contrôles dans des bassins transtensionnels localisés sur des marges de rifting obliques actuelles non déformées, dans le but d'utiliser ces modèles et de les comparer pour mieux comprendre et interpréter les bassins anciens créés dans des contextes géodynamiques semblables, mais qui sont tectonisés.

Il est bien évident que le contexte géodynamique du Golfe de Californie est différent de celui du Golfe de Gascogne. La cause première de l'ouverture du Golfe de Californie est l'apparition de la Dorsale Alarcon dans le continent N-Américain. Classiquement, ceci serait dû à la migration oblique de la subduction de la plaque Pacifique et de l'absorption de la dorsale de l'Est Pacifique le long de la côte Pacifique (Atwater, 1970). Le processus d'ouverture du Golfe de Gascogne est encore hypothétique, mais serait à l'origine différent du processus californien : l'hypothèse généralement admise est celle du développement des trois bran-

ches d'un point triple RRR de la dorsale Atlantique, la branche orientale, provoquant un début d'ouverture du Golfe de Gascogne. Donc, deux processus géodynamiques à l'origine différents mais un même contexte de distension lithosphère océanique - continentale, provoquée par la propagation d'une dorsale ouvrant la lithosphère continentale.

Les bassins sédimentaires de Santa Rosalia et de Mendibelza sont d'abord conçus comme des enregistreurs des événements tectoniques. Ceci entend un espace de réception - le bassin -, des processus de transport et de sédimentation - les systèmes de transfert -, des zones d'origine des sédiments, et les contrôles tectoniques. C'est dans ce sens que nous parlerons de «Bassin de Santa Rosalia» et de «Bassin de Mendibelza».

Le Bassin de Santa Rosalia et le Golfe de Californie

Le bassin de Santa Rosalia, allongé NW-SE sur 10 à 15 km pour 7 à 8 km de large est situé dans la portion centrale de la péninsule de Basse Californie, sur la marge W du Golfe de Californie, à 450 km au NNW de La Paz (Figure 1). C'est un bassin divergent, lié à l'expansion océanique du Golfe de Californie. Il est limité, au N et NW, par le complexe volcanique plio-quadernaire de Las Tres Virgenes et de la caldera La Reforma, et, à l'W et SW, par la sierra de Santa Lucia. Sa limite S n'est pas nette, couverte par des dépôts épais d'alluvions quadernaires. Le relief du bassin exondé est constitué de plateaux, ou mesas, limités par des falaises atteignant plus de 200 m d'altitude.

Le bassin de Santa Rosalia a fait l'objet d'études géologiques et minières intensives depuis la découverte d'importants amas de cuivre au XIX^e siècle. Cependant, le premier travail géologique détaillé sur le bassin n'est réalisé qu'en 1948, par Ivan F. Wilson. C'est ce travail qui a servi aux études ultérieures et qui sert encore de base aux études récentes, dont la nôtre. Dans les années quadrevingt, de nouveaux travaux sont réalisés, par Ortlieb et Colletta (1984) sur la révision chronostratigraphique du bassin de Santa Rosalia, par Angelier *et al.* (1981) sur la géodynamique des failles, par Ortlieb (1978, 1981, 1991) sur les mouvements verticaux quadernaires, en se basant sur l'étude des terrasses marines le long de la côte du bassin de Santa Rosalia et par Carreño (1981) qui publie une étude biostratigraphique de la formation Tirabuzon. D'autre part, les roches volcaniques qui limitent le bassin au N et à l'W sont étudiées par Demant (1975), qui a réalisé la géochi-

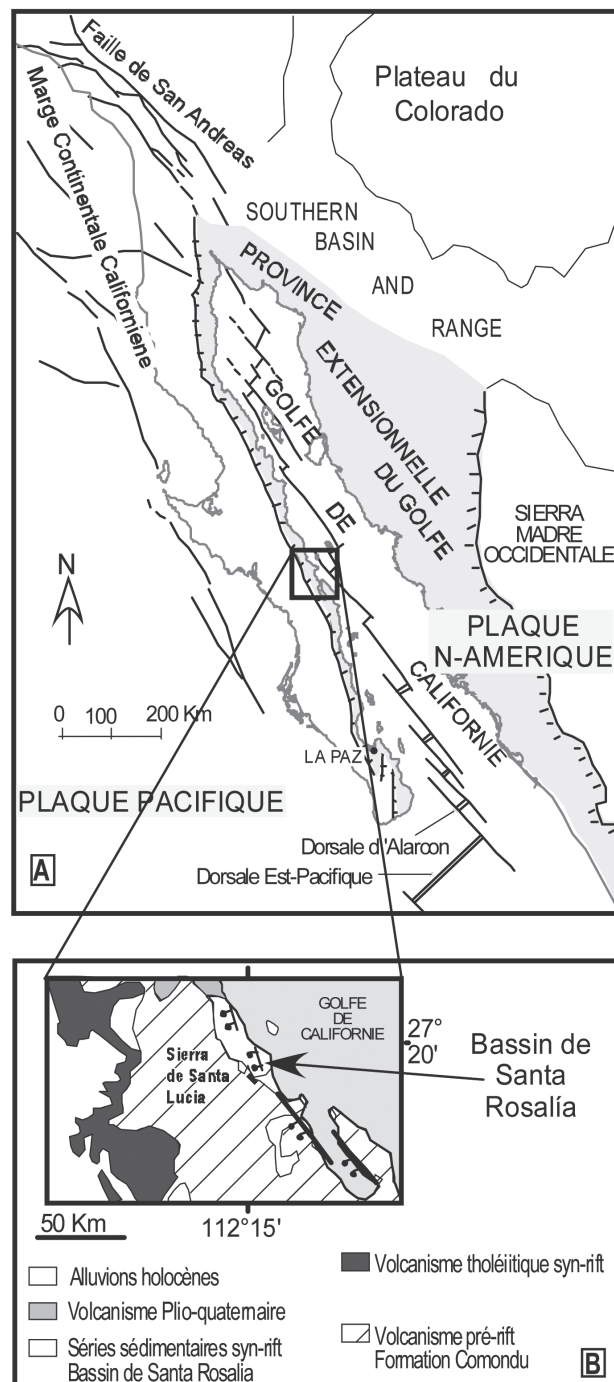


Fig. 1.—(A) Carte des provinces morpho-tectoniques du Nord-Ouest du Mexique, d'après Stock et Hodges (1989), modifié. (B) Localisation du bassin de Santa Rosalia dans la province extensionnelle du Golfe de Californie.

mie et la cartographie de la caldera La Reforma au Nord de Santa Rosalia; Schmidt (1975) date le socle quartz-monzonitique (-91 Ma) et étudie la relation des roches volcaniques plio-quadernaires

de la caldera la Reforma avec les gisements de cuivre du bassin de Santa Rosalia. Sawlan et Smith (1984) ont étudié les roches volcaniques miocènes syn-et post-rift de la partie centrale de la péninsule. Une nouvelle phase d'études débute avec les années 2000, portant surtout sur la stratigraphie liée à la genèse des dépôts de cuivre-cobalt-zinc, comme le travail de Ochoa-Landin *et al.* (2000), la datation de la formation Boléo par $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, les corrélations magnétostratigraphiques (Holt *et al.*, 2000) et des études sur la géochimie et la genèse des dépôts de cuivre-cobalt-zinc (Conly *et al.*, 2000).

Les descriptions et définitions des trois principales unités lithostratigraphiques existant dans le bassin de Santa Rosalia, sont dues à Wilson et Rocha (1948, 1955); ces travaux sont la base des recherches ultérieures dans le bassin. Les unités lithostratigraphiques déposés pendant l'ouverture du Golfe de Californie sont les formations de Boléo, Tirabuzon et Infierno.

La formation Boléo repose en discordance sur le socle volcanique du Miocène. Elle est constituée de sédiments dérivés des roches volcaniques de la formation Comondu (-24 à -12 Ma; Sawlan et Smith, 1984). Elle constitue une séquence marine que Wilson *et al.* (1955) ont défini comme un dépôt deltaïque côtier formé de conglomérats, intercalés de cendres et de conglomérats tufacés. Elle repose en discordance sur un conglomérat, sur des calcaires ou sur d'épaisses couches de gypse. Pour Wilson *et al.* (*op. cit.*), la formation Boléo a été déposée pendant le Pliocène inférieur. Pour Ortlieb et Colleta (1984), elle serait Miocène supérieur-Pliocène inférieur. Récemment, Holt *et al.* (2000), se basant sur une radiochronologie $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ et des corrélations magnétostratigraphiques, ont donné un âge de $-7,1 \pm 0,05$ Ma pour la base de la formation Boléo et de $-6,21 \pm 0,06$ Ma pour sa partie supérieure.

La formation Tirabuzon a été originellement appelée par Wilson *et al.* (1955) «Formation Gloria», mais Carreño (1981) a proposé de changer le nom de Gloria pour «Tirabuzon» (localité type : Loma Tirabuzon), car le nom «Formation Gloria» a été antérieurement donné à une autre formation de l'Oxfordien du NE du Mexique. La formation Tirabuzon (*sensu* Carreño) est discordante sur la formation Boléo. Elle débute localement par un conglomérat basal, suivi de grès fins marins passant vers l'W à des faciès continentaux. Elle est attribuée au Pliocène inférieur à moyen (Carreño, 1981; Ortlieb *et al.*, 1984) et a été déposée principalement dans un milieu marin ouvert, avec des profondeurs maximales de l'ordre de 200 m (Carreño, 1981).

La Formation Infierno a été décrite par Wilson (1948, 1955). Elle repose en discordance sur la formation Tirabuzon. Elle débute localement par un conglomérat basal passant vers le SW à des faciès continentaux, mais suivi dans le bassin par des grès fins marins fossilifères. La Formation Infierno a été considérée Pliocène supérieur-Pléistocène par Ortlieb *et al.* (1984) et déposée principalement dans un milieu marin ouvert, semblable au milieu de dépôt de la formation Tirabuzon. La limite Est du Bassin de Santa Rosalia, le long de la côte du Golfe de Californie, il existe des *terrasses marines* qui ont enregistré les mouvements verticaux Pléistocène à Actuel, du bassin. Décrites par Ortlieb et Colleta (1984) et Ortlieb (1991), ces terrasses reposent sur les formations Infierno et Tirabuzon, et sont composées de grès et de conglomérats fossilifères à faciès littoraux qui, latéralement passent à des faciès continentaux. Elles ont des épaisseurs de 1 à 15 m et constituent au moins neuf terrasses marines, datées de -1 Ma jusqu'à -120 Ka par Ortlieb *et al.* (1991).

Evolution géodynamique

Le bassin de Santa Rosalia a été créé pendant l'ouverture du Golfe de Californie du Miocène à l'Actuel. Le Golfe de Californie est une mer marginale de 1200 km de long et de 100 à 150 km de largeur. Il est séparé de l'Océan Pacifique par la Péninsule de Basse Californie et ouvert à son extrémité Sud sur l'Océan Pacifique. Le Golfe de Californie est un exemple actuel de rift intra-continental en transition à la période d'accrétion (spreading) et qui évolue depuis le Miocène jusqu'à aujourd'hui. Le Golfe de Californie forme le rift le plus oblique du monde, avec un angle de 12° à 17° entre l'axe du rift et le vecteur de déplacement relatif des plaques Pacifique/Nord-Amérique, de direction N 306° avec un taux de déplacement de 45 à 50 mm/a (DeMets et Nixon, 1999).

L'évolution du Golfe de Californie est le résultat de l'interaction entre la plaque Pacifique et la plaque Nord-Amérique à partir du Cénozoïque (Atwater, 1970; Stock et Hodges, 1989; Lonsdale, 1989; 1991; Spencer et Normak, 1989; Martin *et al.*, 2000). Cette histoire complexe est divisée en trois phases successifs : anté-rift de -34 à -12 Ma, syn-rift de -12 à -5,5 Ma, la phase de transition rifting-accrétion océanique de -5,5 Ma à l'Actuel. *Durant la phase anté-rift* la Péninsule de Basse Californie est attachée à l'ouest de la plaque Nord-Amérique pendant la plus grande partie du Cénozoïque (Atwater, 1970; Stock et Hodges, 1989). Au Cénozoïque inférieur, la marge Ouest de l'Amérique du Nord fonctionne comme une limite de plaque convergen-

te en subduction, la plaque Farallon était subductée sous la plaque Nord-Amérique. Dans l'Ouest du Mexique, la limite convergente de plaques a produit deux ceintures de roches d'arc volcanique, parallèles à la marge continentale. La ceinture la plus ancienne et la plus orientale est représentée par des rhyolithes et ignimbrites de l'Oligocène (–34 à –27 Ma) (Sawlan et Smith, 1984; Nieto-Samaniego *et al.*, 1999), affleurant dans la Sierra Madre Occidentale. La ceinture plus jeune, occidentale, se place le long de la Péninsule de Basse Californie et ses roches sont à caractère calco-alcalin (Demant, 1975; Sawlan et Smith, 1984; Hausback, 1984), datées de –24 à –12 Ma (Sawlan et Smith, 1984, Hausback, 1984).

Pendant la *phase syn-rift* appelée aussi phase du «Proto-Golfe de Californie», la plaque Nord-Amérique entra en transtension avec la plaque Pacifique et le mouvement relatif des plaques de direction N 300°, a un taux de déplacement relatif de 33 mm/an, jusqu'à 8 Ma (Atwater et Stock, 1998). De nombreux auteurs ont admis que la Phase Syn-rift ou Proto-Golfe de Californie a débuté vers –12 à –5.5 Ma (Hausback, 1984; Stock et Hodges, 1989; Lonsdale, 1989). Cette phase de distension marqué par la formation de grabens et demi-grabens sur certains évoluant en bassins sédimentaires sur la marge ouest du Golfe de Californie. Les bassins les plus marquées sont le bassin de La Laguna Salada (Axen et Fletcher, 1998), le bassin de Santa Rosalia (Wilson et Rocha, 1958; Ochoa-Landin *et al.*, 2000, Miranda-Avilés, 2002), le bassin de Loreto (Umhoefer et Stone, 1996; Umhoefer *et al.*, 1994; Dorsey et Umhoefer, 2000).

La transition entre la Phase Proto-Golfe et la phase *Transition-rifting-accrétion océanique* a commencé vers –5 à –6 Ma (Spencer et Normak, 1989; Stock et Hodges, 1989; Lonsdale, 1991; Umhoefer *et al.*, 1994), et se développe de –5 à –6 Ma jusqu'à aujourd'hui. La plus grande partie du fond océanique du Golfe de Californie ne montre pas d'anomalies magnétiques et l'existence de centres de genèse de nouvelle croûte océanique est limité au Sud du parallèle 23° N (bassin d'Alarcon). Actuellement le vecteur de déplacement relatif des plaques Pacifique/Nord-Amérique est de direction N 306° avec un taux de déplacement de 45 à 50 mm/an (DeMets et Nixon, 1999).

Sédimentation

Le bassin de Santa Rosalia a été rempli par 350 à 400 m de sédiments clastiques de faciès de fan-delta, déposés pendant la phase *syn-rift* et *Transition-rifting-accrétion océanique* du Golfe de Cali-

fornie. La description générale des lithofaciès principaux du bassin de Santa Rosalia a été faite par Wilson *et al.* (1955) et révisée par Ochoa-Landin *et al.* (2000), en se basant sur la classification et le codage des lithofaciès de Miall (1996). Nous avons utilisé les descriptions et codifications de Ochoa-Landin *et al.* (2000), en les complétant de nos données nouvelles.

Les 3 séquences identifiées dans le bassin de Santa Rosalia concernent des faciès de fan-delta déposés principalement par charge de fond et par particules en suspension, avec dépôts gravitaires locaux comme des coulées de débris. Les dépôts de la *phase syn-rift* dans la séquence T1 du Miocène supérieur-Pliocène inférieur sont constitués d'environnements de chenaux distributaires en tresses, front-delta, front deltaïque distal et pro-delta. D'autre part, les dépôts de *Transition-rifting-accrétion océanique* marquent un changement important dans la sédimentation du bassin. Ces dépôts correspondent à la séquence T2 du Pliocène inférieur à moyen et à la séquence T3 du Pliocène supérieur à Pléistocène, qui sont constituées principalement par des faciès transgressifs de pro-delta passant à une plate-forme (Figure 2).

La répartition et variation des faciès dans l'axe Nord-Sud, est symétrique et faiblement dissymétrique avec une tendance à concentrer les faciès grossiers vers le SW du bassin. Dans l'axe transverse E-W, la répartition des faciès est dissymétrique. La direction des apports de sédiments a été mesurée directement sur le terrain dans la séquence plus ancienne T1 du Miocène supérieur-Pliocène inférieur, qui montre une direction des transports vers le NE (Figure 3). Les séquences T2 et T3 présentent des directions similaires. Ceci montre un remplissage graduel et une source à l'W-SW du bassin, localisée dans l'axe élevé de la péninsule de Basse Californie, qui a fourni le sédiment d'origine volcanique (Fm. Comondu) sédimenté dans le bassin de Santa Rosalia. Le relief de la marge du bassin de Santa Rosalia a été relativement faible avec quelques blocs basculés durant la structuration du proto-Golfe de Californie.

D'autre part, nous considérons que le relief est juvénile et avec une pente faible, compte tenu de l'âge des roches volcaniques du socle (–10 à –12 Ma pour les plus jeunes) et le caractère sub-angulaire des galets de conglomérats des faciès de chenaux en tresses qui montrent un faible transport, et le pourcentage réduit de dépôts gravitaires.

Le taux de sédimentation est estimé par Holt *et al.* (2000) de 24 à 32 cm / 1.000 a. D'autre part, le climat doit être aride ou semi-aride pendant la formation du bassin de Santa Rosalia, compte tenu de l'analyse sédimentologique des faciès de chenaux

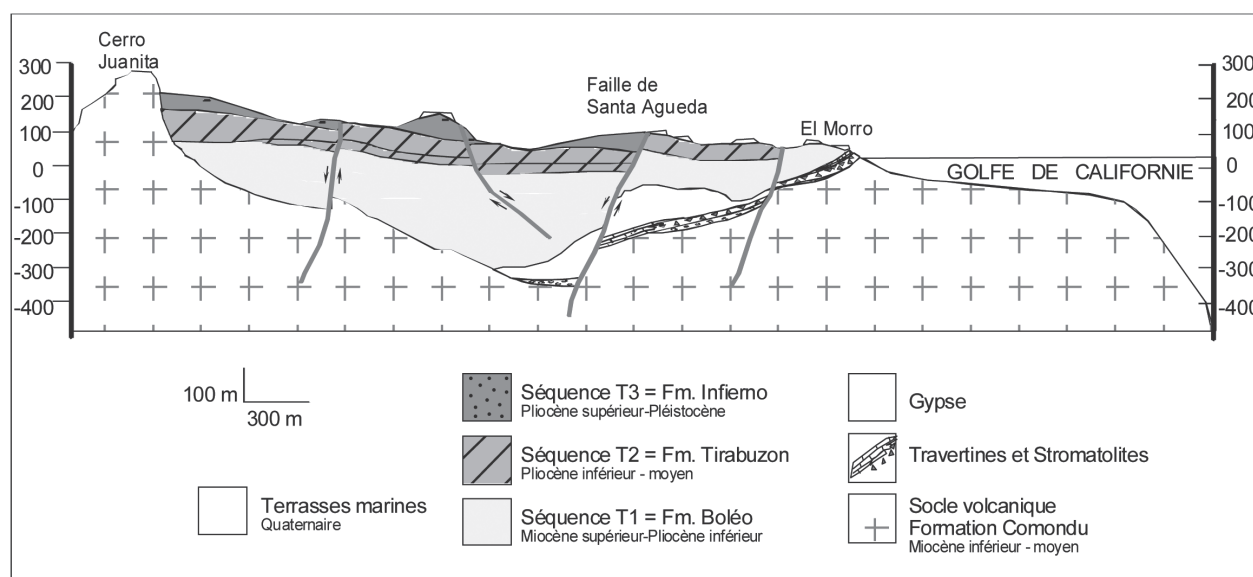


Fig. 2.—Coupe schématique E-W du bassin de Santa Rosalia montrant les unités allostratigraphiques et lithostratigraphiques.

distributaires en tresses et de front deltaïque, qui montre des grès avec des concrétions de caliche parfois abondants, et pauvres en débris végétaux, parfois avec des fentes de dessiccation dans les zones riches en argile.

Géométrie

Le socle affleure au Nord Ouest (arroyo Las Palmas) du bassin de Santa Rosalia et il est constitué ici de monzonite quartzique à biotite, daté de -91 Ma (Schmidth, 1975). Ces roches cristallines sont recouvertes par les roches volcaniques de la formation Comondu (Heim, 1922), qui sont le produit de l'arc volcanique formé pendant la *phase anté-rift*, résultant de la subduction entre la plaque Pacifique-Farallon sous la plaque Nord-Amérique (Atwater, 1970; Gastil *et al.*, 1981). La formation Comondu est de caractère calco-alcalin (Demant, 1975; Sawlan et Smith, 1984; Hausback, 1984), daté de -24 à -12 Ma (Sawlan et Smith, 1984, Hausback, 1984), l'étude de terrain montre que la structuration initiale du bassin est celle de demi-grabens limités par des failles principalement orientés NNW-SSE et de pendage W. Les roches volcano-sédimentaires et volcaniques du socle, ont une orientation générale N-S et un pendage de 16° à 55° vers l'E. Ceci indique le comportement principal des blocs du socle, basculés et segmentés par des failles NNW-SSE; ils forment une série de demi-grabens, ou dépointres allongés de 1 à 3 km à pendage Est. Le bassin de Santa Rosalia est

allongé NW-SE et a une extension de 10 à 15 km de long suivant l'axe Nord-Sud et de 7 à 8 km selon l'axe Est-Ouest (Figure 3). L'analyse des isopaques de la séquence T1 a mis en évidence l'existence de deux sous-bassins, limités par les failles

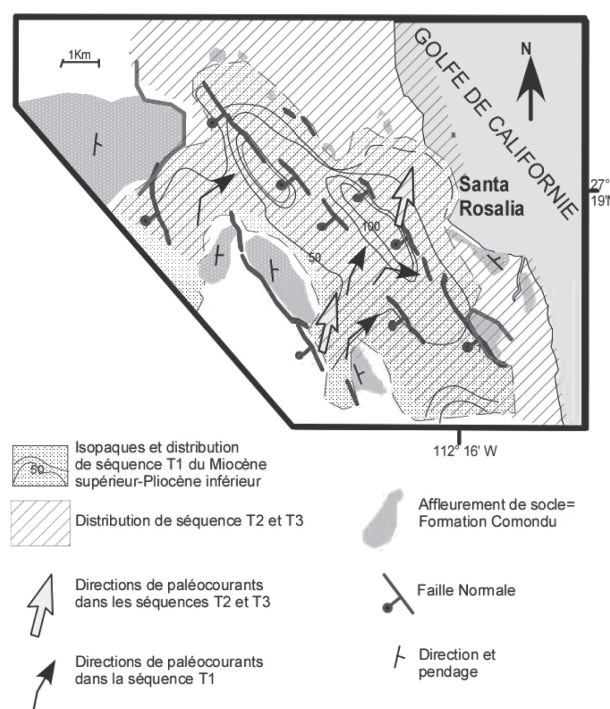


Fig. 3.—Distribution de séquences et courbes isopaques de la séquence T1 dans le bassin de Santa Rosalia. La direction de paléocourants a été mesurée dans les facies de conglomérats.

de bordure et qui constituent des sous-bassins en échelon qui ont continué leur subsidence pendant la phase syn-rift-séquence T1. Le bassin Nord a une surface de 11 km² et le bassin Sud de 12 km². Ces sous-bassins ont été créés et développés pendant le Miocène supérieur-Pliocène inférieur et remplis postérieurement pendant une subsidence généralisée faiblement dissymétrique vers le SE pendant le Pliocène-Pléistocène. Les failles bordières NNW-SSE du bassin originel ont joué en failles normales, pendant le Miocène inférieur-Miocène moyen (Angelier *et al.*, 1981). Pendant la finalisation de la phase syn-rift, des contraintes en trans-tension E-W et NW-SE ont réactivé les failles bordières en failles obliques dextres et créé quelques petites failles NE-SW (Colleta et Angelier, 1981). L'évolution de la cinématique des failles dans le bassin de Santa Rosalia est en accord avec les modèles analogiques de rifts orthogonaux suivis par une phase de distension oblique, pour lesquels Keep et McClay (1997), ont montré que les rift poly phasés sont contrôlés principalement par les structures créées pendant la première phase de distension, plus que par les structures créées par la distension oblique postérieure (Figure 4).

Modèle

Le bassin de Santa Rosalia est considéré comme un bassin divergent de type transtensionnel qui est limité par des failles d'orientation NNW-SSE à pendage W. Originellement, ces failles sont normales et répondent à la distension orthogonale NE-SW du Miocène inférieur-Miocène moyen.

Pendant la fin de la phase syn-rift (partie supérieure de la séquence T1), des contraintes en trans-tension E-W et NW-SE ont réactivé les failles bordières principalement en failles obliques dextres (Colleta et Angelier, 1981).

Le bassin transtensionnel de Santa Rosalia ne montre pas une répartition des faciès symétriques comme les bassins divergents orthogonaux. Il présente un cadre général de remplissage par des fandeltas aggradants et progradants avec une direction du remplissage vers le NE et E, transversal à l'allongement NNW-SSE du bassin. La répartition des isopaques de la séquence T1 montre une localisation de l'accommodation disponible en demi-grabens dissymétriques basculés vers l'E à SE et une faible migration du déposément vers l'E à SE, presque parallèlement aux failles bordières (Figure 5).

Santa Rosalia présente des analogies de structure avec le bassin transtensionnel de la région de Bahia Concepcion au Sud de Santa Rosalia, d'après Ledesma-Vazquez et Johnson (2001), et du Haut

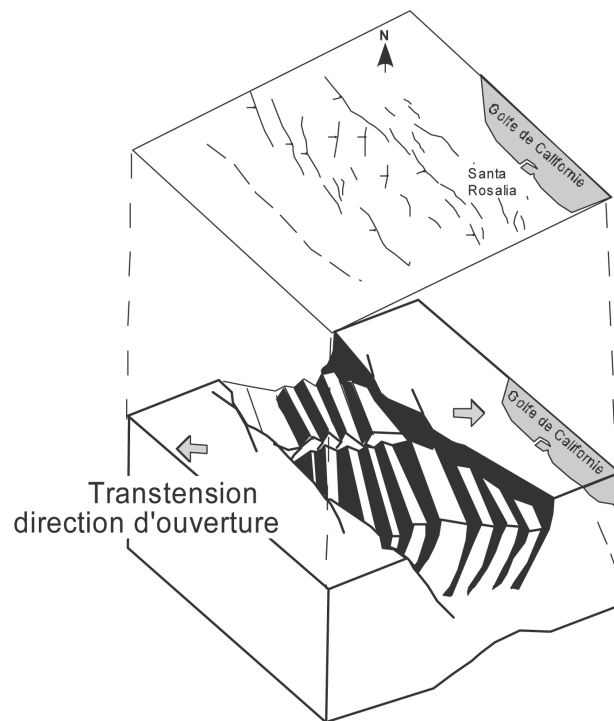


Fig. 4.—Modèle de la structure du bassin de Santa Rosalia qui montre la distribution de demi-grabens en échelon suivant la direction d'ouverture oblique du stade de transition rift-drift. Cet modèle a été modifié et adapté du modèle de Bahia Concepcion de Ledesma-Vazquez et Johnson (2001) et McClay et White (1995).

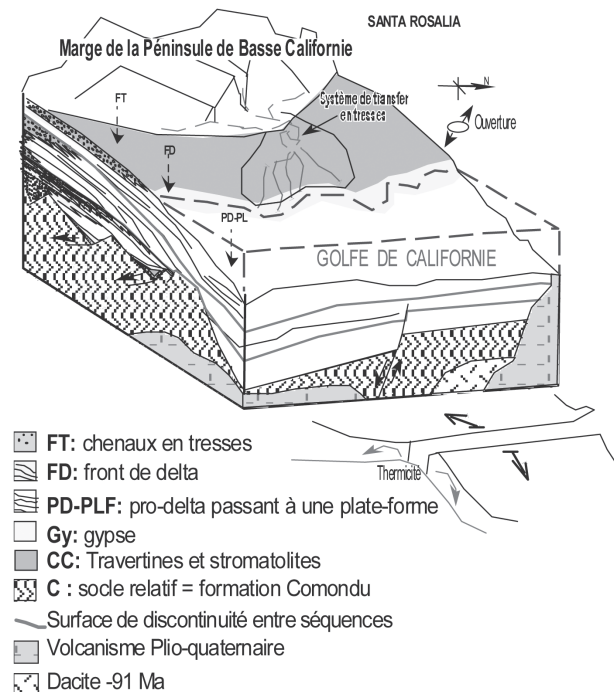


Fig. 5.—Modèle du bassin de Santa Rosalia.

Atlas, au Maroc suivant les schémas de ces bassins Einsele (2000); dans lesquels les structures en demi-grabens sont obliques aux failles principales du stade rift mais subissent un basculement en échelon, suivant la nouvelle direction d'ouverture oblique du stade de transition rift-drift.

Le modèle du bassin de Santa Rosalia présente des caractéristiques propres, dues au volcanisme plio-quadernaire lié au bombement thermique qui est associé à l'arrêt de la sédimentation du bassin par exondation. L'évolution du bassin transtensionnel de Santa Rosalia répond aussi au cadre géodynamique dans lequel a été soumis en tant que la limite de plaques Pacifique/Nord-Amérique en transtension depuis -12 Ma, évoluant de la *phase syn-rift* à la *Transition-rifting-accrétion océanique* actuelle.

Le Bassin de Mendibelza et le Golfe de Gascogne

Le massif de Mendibelza est situé dans les Pyrénées Atlantiques à 10 km au SSE de Saint Jean Pied de Port et à proximité de la frontière franco-espagnole. Il a une extension E-W de 13 km de long et de 7 km Nord-Sud. Il est limité au N par la Forêt des Arbailles, au S par la Forêt d'Iraty, à l'E par le Bois de Harribelsette et à l'W par la vallée de la Petite Nive (Figure 6).

La formation de Mendibelza se répartit sur une aire de 400 km² pour une longueur d'environ 50 km, presque parallèlement à la frontière franco-espagnole. Elle forme l'essentiel du massif de Mendibelza et du massif d'Igountze. Plus vers l'Est, des conglomérats que l'on peut rattacher à Mendibelza apparaissent localement. Notre étude est limitée au massif de Mendibelza, et à la formation de Mendibelza déposée sur la marge S du Golfe de Gascogne, en divergence pendant l'Aptien-Albien.

Les poudingues de Mendibelza sont un ensemble de conglomérats et de séries détritiques, épaisses de plus de 1.000 m, d'âge Albien (Souquet et Peybernès, 1991; Souquet *et al.*, 1985), qui ont été déposés sur un socle Paléozoïque. Ils ont reçu depuis Lamare (1946) le nom de «Formation» ou de «Poudingues de Mendibelza», l'origine du terme, les avatars de la datation de cette formation sont aussi classiques (voir Souquet *et al.*, 1985). En général, la zone de dépôt de cette formation reste énigmatique, de même que les contrôles de sa géométrie, de l'accommodation, des apports sédimentaires et de leurs contrôles. Par contre, la mise en place et l'architecture de la formation de Mendibelza a fait l'objet des travaux de J. M. Boirie (1982), qui interprète cette formation comme un énorme

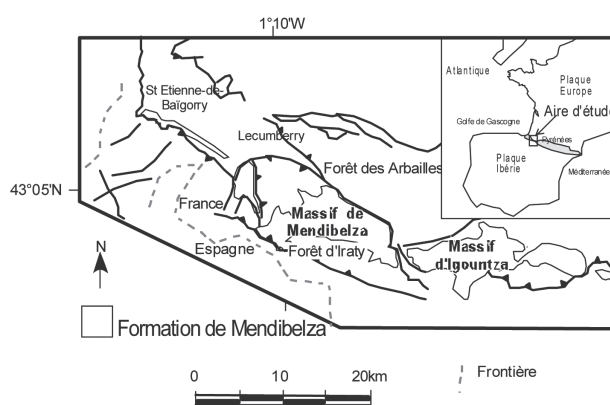


Fig. 6.—Localisation des principaux affleurements de la Formation de Mendibelza.

cône sous-marin, le cône du Laurhibar, mis en place au débouché du canyon de l'Arthaburu.

Le but de cette étude est d'essayer de reconstruire la zone de sédimentation de la formation de Mendibelza, sa géométrie, suivre les contrôles qui ont provoqué l'accumulation de tous ces conglomérats et de comparer cette zone de sédimentation ancienne, formée par distension inter-plaque, avec le modèle actuel du Golfe de Californie.

Cadre géodynamique

L'évolution tectonique et stratigraphique du Golfe de Gascogne est le résultat des différentes phases de rifting qui débutent au Permien et vont jusqu'au Cénomani. Nous avons divisé l'évolution du Golfe de Gascogne en 3 Phases : phase Syn-Rift : Proto-Golfe de Gascogne, phase de transition Rifting-Accrétion océanique et Phase de compression orogénique Pyrénéenne.

La phase *Syn-Rift: Proto-Golfe de Gascogne* est caractérisée par la création de grabens orientés N-S et E-W, remplis par des dépôts continentaux rouges avec volcanisme de distension. La *phase de transition rifting-accrétion océanique* est associée au début de l'ouverture de l'Atlantique N. Cette phase de rifting a eu des répercussions sur le déplacement de la plaque Ibérie vers le SE, ce qui a produit une limite de plaques (Ibérie-Europe) en transtension, avec un décrochement oblique sénestre (Srivastava *et al.*, 1990; Sibuet et Collette, 1991; Malod et Mauffret, 1990; Rosenbaum *et al.*, 2002). Cette phase a réorganisé des bassins en transtension et amené la création de bassins pull-apart à la limite des plaques (Golfe de Gascogne). Durant l'Albien supérieur, une réorganisation des bassins se produit, avec subsidence importante : accumulations de grandes épaisseurs de sédiments

(1.000 à 3.000 m, ex. le bassin d' Arzacq, Bourrouilh *et al.*, 1995; Gomez *et al.*, 2002), et augmentation du diapirisme aux limites des bassins. Le déplacement relatif de la Plaque Ibérie, plus rapide pendant l'Albien supérieur, est associé à l'ouverture de l'Atlantique N, période pendant laquelle se produirait l'apparition de la première véritable croûte océanique (accrétion) (-107 Ma) (Masson *et al.*, 1984) et la création d'un point triple rift-rift-rift (RRR) au large du Cap Finisterra. D'autre part, dans le Golfe de Gascogne (S de Pau et S de Bilbao), le début de l'océanisation (accrétion) se traduit par des coulées des basaltes tholéitiques (pillow- lava) (Bourrouilh *et al.*, 1995).

La troisième phase d'évolution du Golfe de Gascogne est la *phase de compression orogénique Pyrénéenne* (Turonien-Santonienne à l'est et Eocène sur l'ensemble de la chaîne). Le blocage de l'ouverture du Golfe se produit vers -80 Ma (Kristoffersen, 1978). La phase de compression apparaît pendant le Turonien-Santonienne dans la région Est et compression généralisée à l'Eocène-Miocène (Choukroune, 1992; Bourrouilh *et al.*, 1995).

Sédimentation

Le massif de Mendibelza est constitué par des sédiments clastiques de la formation de Mendibelza (Souquet *et al.*, 1985) d'une épaisseur d'environ 1.000 m. La formation de Mendibelza présente des faciès que nous avons interprétés comme de fan-delta à fan-delta-pente. Les 3 séquences identifiées dans la formation de Mendibelza ont été appelées K1, K2 et K3. La séquence inférieure K1 représente la *phase syn-rift* de l'Albien inférieur, qui est constituée de faciès de fan-delta avec mécanismes dominants de dépôt par charge de fond et particules en suspension. La *phase de transition rifting-accrétion océanique* débute avec la création d'une pente et le dépôt de la séquence K2 qui est discordante sur K1. La limite de séquence K2-K1 est réparti le long de la marge du bassin et constitué de faciès de pente comme des «mass-flow» non évolués et caractérisés par des mécanismes de dépôt par charge de fond et gravitaires comme des coulées de débris et slumps qui ont formé des lithofaciès de brèches à intraclastes, latéralement associées à des olistostromes. La séquence K3 de l'Albien supérieur est constituée de faciès de fan-delta proximal, et de chenaux distributaires en tresses qui, dans la partie supérieure de la séquence, sont progressivement transgressifs et sont bioturbés.

La répartition et la variation des faciès suivant une direction N-S est dissymétrique, les faciès grossiers étant vers le SSW du bassin. Suivant la direc-

tion longitudinale E-W, la répartition des faciès est aussi dissymétrique.

La direction d'apport de sédiments vers le NNE permet de mettre en évidence une source de sédiment localisée au Sud de la marge du Golfe de Gascogne, sur la plaque Ibérie (Figure 7).

L'existence des blocs et galets grossiers associés à des brèches et des olistostromes plus abondants vers le Sud du bassin, mettent en évidence l'existence d'un haut relief, probablement escarpé de la marge Nord de la plaque Ibérie, et limité par des failles. La variation lithologique des galets dans les trois séquences est minimal avec prédominance des galets de quartzites et grès verts du Dévonien, ce qui démontre une source relativement constante et un volume d'apport considérable. Actuellement, une grande partie du socle du massif de Mendibelza est constituée de quartzites et schistes du Dévonien inférieur et de grès verts du Dévonien moyen. Ces roches ont probablement fourni les sédiments à des rivières de l'Aptien-Albien venant les déposer sur la marge Sud du Golfe de Gascogne naissant en constituant la formation de Mendibelza et des dépôts de fan-delta. Une estimation permet d'évaluer un taux de sédimentation d'environ 15 à 20 cm/ 1.000 a, en prenant 1.000 m de sédiments déposés pendant tout l'Albien (environ 8 million d'années de durée) et une compaction de 20%. D'autre part, un climat humide devait prévaloir pendant le dépôt de la formation de Mendibelza, compte tenu de la présence de beaucoup de débris végétaux dans les faciès fins, et de grandes épaisseurs (100-200 m) de faciès de chenaux distributaires en tresse, de nombreuses érosions sous-marines liées à des courants très chargés en eau libre et à l'absence de fentes de dessiccation, l'absence de caliche, ainsi que à l'existence de galets arrondis à sub-arrondis qui peuvent indiquer une érosion et un transport hydraulique permanent.

Géométrie

Le socle du massif de Mendibelza est principalement formé de Paléozoïque, avec quelques affleurements réduits de Permo-Trias. Le socle le plus ancien (Dévonien inférieur) se trouve dans la partie W du massif et montre un basculement actuel général vers l'E-NE. Ces roches paléozoïques ont été affectées par l'orogénèse varisque, produisent des plissements et des failles orientées N 160°, N 40° ou N 110°, qui ont été réactivées pendant le rifting du Golfe de Gascogne. En accord avec l'organisation séquentielle de la formation de Mendibelza, le socle a été basculé à la façon de demi-grabens à pendage vers le SW, allongés E-W, ou NW-SE.

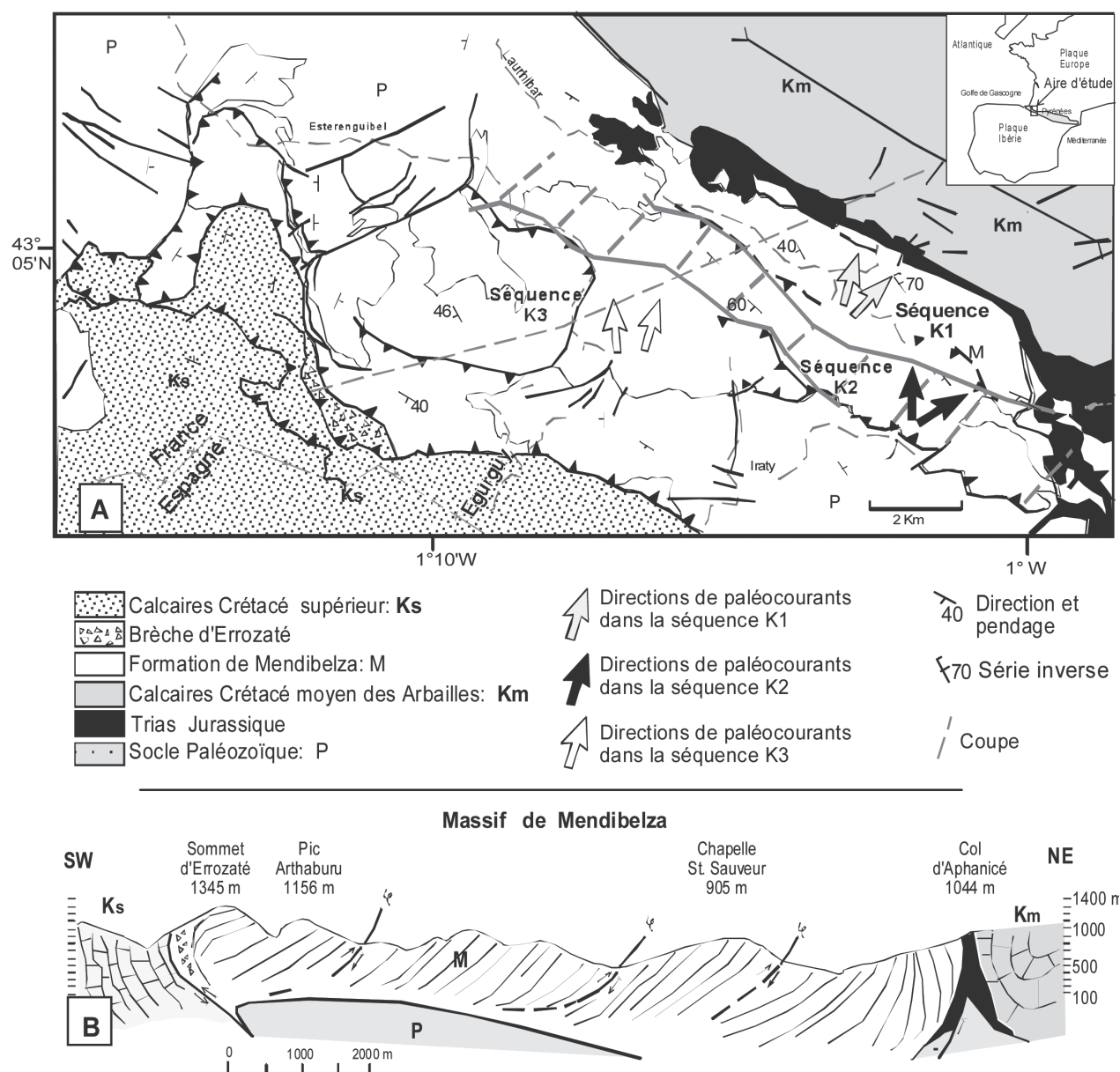


Fig. 7.—(A) Carte géologique schématisée simplifiée du massif de Mendibelza, montrant la répartition de séquences dans la Formation de Mendibelza. (B) Coupe schématisée du massif de Mendibelza.

Cette interprétation est en accord avec la coupe géologique d'échelle crustale et sa restauration à la fin du Crétacé d'après le profil ECORS (Daignères *et al.*, 1994; Teixell, 1998).

Nous considérons que les failles bordières ont fonctionné originellement comme des failles normales à obliques, produisant le basculement du bassin vers le NW, compte tenu de la distribution des faciès et de la faible migration de paléocourants vers le NNW. Les failles bordières ont augmenté le degré d'obliquité au cours du temps,

jusqu'au début de l'orogénèse pyrénéenne du Tertiaire qui a provoqué l'inversion des structures tectoniques et du relief.

Modèle

La modélisation des deux bassins suit une démarche analogue mais inverse. Pour le bassin actuel de Santa Rosalia, le contrôle géodynamique, c'est à dire l'expansion du Golfe de Californie, ses modali-

tés, sa chronologie, les variations des contraintes sont connues et pour certains paramètres peuvent même être mesurés, car ce Golfe est vivant. L'enregistrement sédimentaire, par exemple dans le bassin de Santa Rosalia est accessible, et est décrypté. La liaison «remplissage séquentiel» du bassin et ses contrôles, notamment par l'ouverture du Golfe sont établis. Le modèle lie donc des éléments qui sont connus dans leurs dimensions, leurs contrôles et leurs limites.

Pour l'analyse du bassin ancien de Mendibelza la démarche est inverse : nous connaissons les enregistrements sédimentaires qui vont nous servir à déduire les contrôles géodynamiques. Nous allons déduire un modèle géodynamique d'ouverture du Golfe de Gascogne.

Le massif de Mendibelza forme l'aire principale où s'est déposée la formation de Mendibelza. Les limites latérales du bassin ne sont pas nettes, en raison de la tectonique pyrénéenne.

La formation de Mendibelza s'est déposée sur la marge Sud du Golfe de Gascogne, dans un bassin divergent de type transtensionnel, en tenant compte de l'interprétation faite sur le fonctionnement des failles bordières comme failles normales à obliques, contrôlant la sédimentation du bassin.

Ces failles produisent une subsidence presque parallèle à la marge du bassin avec un faible basculement vers le SW et NW, en réponse à des contraintes décrochantes et transtensives N-S et NW-SE.

Le bassin transtensionnel de Mendibelza a été rempli en direction N-NE, avec une répartition de faciès N-S dissymétrique, les faciès les plus grossiers étant au SSW du bassin, avec une répartition des faciès E-W également dissymétrique, mais plus continue latéralement (Figure 8).

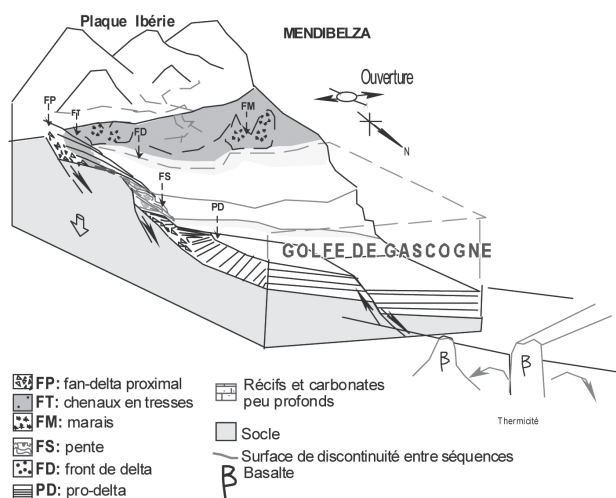


Fig. 8.—Modèle du bassin de Mendibelza.

Le bassin transtensionnel de Mendibelza a évolué parallèlement en réponse à l'évolution géodynamique des marges de plaques oblique Ibérie-Europe en transtension depuis le Crétacé inférieur. Le bassin transtensionnel de Mendibelza a enregistré la *phase syn-rift* (séquence K1), la phase d'accélération du mouvement des plaques produite par l'ouverture de l'Atlantique Nord, avec la création d'une pente sous-marine et qui marque la *transition rift/post-rift* (séquence K2) et le *début de Transition-rifting-accrétion océanique* avec subsidence et transgression généralisée (séquence K3).

Discussion et conclusions

Comparaison géodynamique

Les deux bassins étudiés présentent des analogies en fonction de leur cadre géodynamique (Figure 9). Le bassin de Santa Rosalia a été créé sur la marge W du Golfe de Californie, sur la limite de plaques divergente oblique Pacifique/Nord-Amérique. Le Golfe de Californie a évolué depuis -12 Ma jusqu'à présent comme un rift poly phase oblique, qui a changé de degré d'obliquité au cours du temps, débutant avec un angle entre l'axe du rift et le vecteur de déplacement relatif de plaques entre 25° à 30° (-8 Ma) (Atwater et Stock *op. cit.*) et migrant avec un degré d'obliquité important à partir de la *phase de transition rifting-accrétion océanique* avec 12° à 9° jusqu'à présent. Le bassin de Santa Rosalia a enregistré l'évolution de l'ouverture du Golfe de Californie, dans les trois séquences déposées. Actuellement, dans le Golfe de Californie, les contraintes transtensionnelles sont distribuées dans l'axe du Golfe par les centres d'expansion en échelon qui sont interconnectés par des failles de transformation parallèles au déplacement de la plaque Pacifique et à celui de la péninsule de Basse Californie.

Le Bassin de Mendibelza a évolué d'une façon semblable à celle du bassin de Santa Rosalia, comme un rift poly-phasé, sur une limite de plaques divergente oblique, mais dans le cas de Mendibelza avec un déplacement relatif latéral sénestre entre les plaques. Le bassin de Mendibelza fait partie de la marge Nord de la plaque Ibérie qui a été en transtension avec la plaque Europe depuis le Crétacé inférieur-supérieur. Le déplacement divergent oblique sénestre entre la plaque Europe et Ibérie, a produit l'ouverture principale du Golfe de Gascogne pendant le Crétacé inférieur, après quelques essais d'ouverture pendant le Permo-Trias-Jurassique. Le Golfe de Gascogne a été un rift poly phase qui a changé le degré d'obliquité au cours du temps en

reduisant l'angle entre l'axe du rift et le vecteur de déplacement relatif de plaques pendant la phase finale de rifting (Rosenbaum *et al.*, 2002).

Une des différences importantes dans l'évolution géodynamique des deux bassins est l'histoire évolutive pré-rift, qui, dans le Golfe de Gascogne a été plus complexe et longue, avec l'orogénèse varisque, qui depuis le Dévonien donne des structures réactivées pendant les phases successives de rifting et qui ont réparti les contraintes décrochantes en failles obliques pendant le rifting crétacé du Golfe de Gascogne. D'autre part, l'histoire pré-rift du Golfe de Californie est différente, marquée par l'évolution d'une marge en subduction avec du volcanisme d'arc associé et qui s'arrête au Miocène inférieur-moyen, immédiatement avant les premières tentatives d'ouverture du Golfe de Californie.

Sédimentation

Les deux bassins analysés sont constitués par des faciès de fan-delta, qui ont enregistré une partie de l'évolution du Golfe de Gascogne (formation de Mendibelza) et du Golfe de Californie (Bassin de Santa Rosalia) pendant la *phase syn-rift*, *phase de transition rifting-accrétion océanique*. Les deux bassins présentent des caractéristiques en commun mais aussi de grandes différences (Figure 9). Le remplissage des deux bassins est transversal aux marges et unidirectionnel, en éventail. Les dépôts de Mendibelza présentent des faciès de fan-delta pendant la *phase syn-rift*, de faciès de fan-delta-pente pendant la *phase de transition rifting-accrétion océanique*, contrôlés principalement par des mécanismes gravitaires tels que des coulées de débris et des slumps associés avec mécanismes de transport par charge de fond et de particules en suspension. D'autre part, le bassin de Santa Rosalia présente pendant la *phase syn-rift* des faciès de fan-delta, contrôlés par des mécanismes de dépôt par charge de fond, et par particules en suspension, parfois avec quelques dépôts gravitaires.

Dans les deux bassins étudiés les variations eustatiques régionales présentent de bonnes corrélations avec les pulsations successives de subsidence liées à l'ouverture du Golfe de Californie pour Santa Rosalia et du Golfe de Gascogne pour Mendibelza.

En même temps, et mutatis mutandis, les variations eustatiques globales sont aussi enregistrées dans la sédimentation des bassins étudiés.

Les séquences observées dans les deux bassins transensionnels étudiés sont du type 1 (sensu Haq, 1991), pour la phase *syn-rift* et pour la *phase de transition rifting-accrétion océanique*.

Mendibelza présente une séquence K1 (*syn-rift*) progradante et en *offlap* vers le NE, la séquence K2 (*phase de transition rifting-accrétion océanique*) présente des slumps avec directions de transport NNE; et la séquence K3 (début post-rift), est plus épaisse vers le NNW.

Dans le bassin de Santa Rosalia la séquence T1 (*syn-rift*) est en *offlap* vers le NE-SE et plus épaisse vers l'E-SE; d'autre part les séquences T2 et T1 (*phase de transition rifting-accrétion océanique*) sont en *offlap* vers l'E et NE avec une épaisseur légèrement plus forte vers le NE. Nous considérons là que la géométrie des séquences est contrôlée par la direction de la migration de la subsidence des depocentres des bassins. C'est plus évident à Santa Rosalia qu'à Mendibelza.

Le relief interprété pour la marge du Golfe de Gascogne et celui de la marge du Golfe de Californie sont relativement différents pendant le dépôt des séquences étudiées. Nous avons interprété la marge du bassin de Mendibelza au Nord de la plaque Ibérie comme un relief haut et escarpé. Par contre, pour le bassin de Santa Rosalia, nous avons interprété la marge émergée comme un relief modéré, avec quelques blocs surélevés et basculés pendant la structuration du Proto-Golfe de Californie. Dans le bassin de Mendibelza, le relief et le basculement des demi-grabens a contrôlé les dépôts et la répartition des faciès, plus grossiers vers la marge du bassin et plus fins vers le large. Par contre, le basculement du bassin de Santa Rosalia, vers l'axe du Golfe, à l'opposé de la marge du bassin, a créé une espèce de rampe qui a contrôlé la progradation de fan-deltas caractérisés par une répartition de faciès étendue et avec un granoclassement latéral de galets graduel ou variant faiblement.

Le paléoclimat a joué aussi un rôle important dans le remplissage des bassins. Il s'agit d'un climat probablement humide pendant le dépôt de la formation de Mendibelza; par contre, dans le bassin de Santa Rosalia, c'est un climat aride ou semi-aride. Ces différences de climat marquent aussi des différences dans les faciès des dépôts étudiés; à Mendibelza ce sont des faciès plus riches en débris végétaux et en chenaux distributaires plus compétents que dans le bassin de Santa Rosalia.

Le relief, le basculement du fond du bassin, et le paléoclimat jouent des rôles essentiels pendant la formation de chacun des bassins analysés et marquent les différences essentielles entre-eux. Une différence remarquable aussi est l'influence de la thermicité pendant le remplissage du bassin de Santa Rosalia, qui a engendré les dépôts de Cu-Co-Zn dans les faciès de pro-delta pendant la phase *syn-rift*. De leur côté, les dépôts de Mendibelza ne sont pas influencés par une activité thermique *syn-dépôt*.



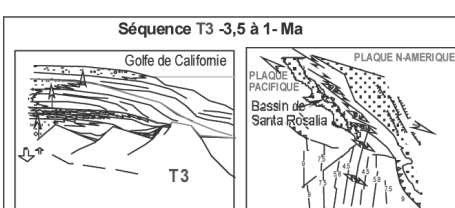
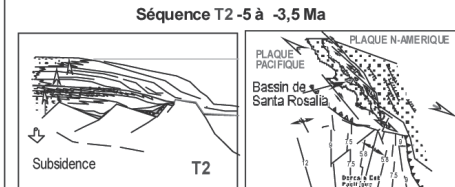
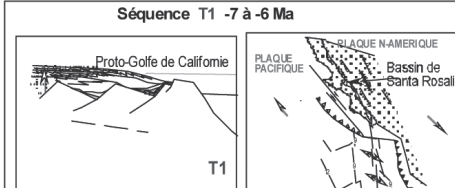
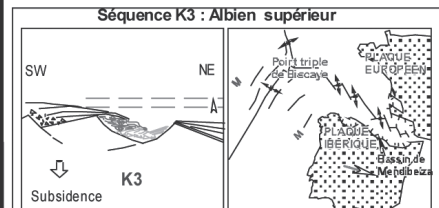
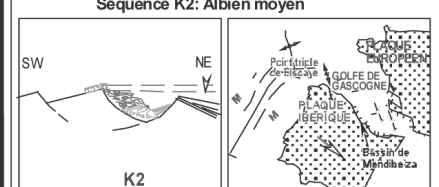
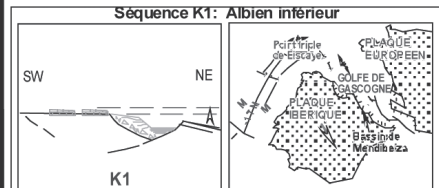
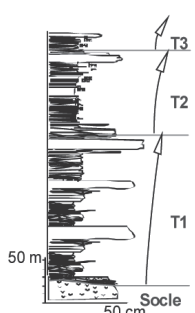
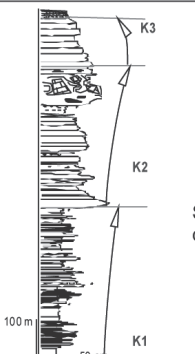

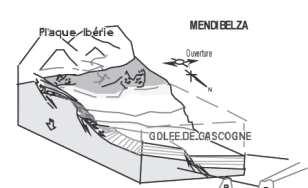
	Santa Rosalia	Mendibelza
Origine géodynamique	distension oblique	distension oblique
Géométrie	 demi-grabens	 demi-grabens
Marges	faillée en transition syn-rift à post-rift	faillée en transition syn-rift à post-rift
Sédimentation	nappes de conglomérats intercalés avec des grès et silts	nappes de conglomérats intercalés avec des grès et silts / Olistostromes
Environnement	fan-delta passant à plate-forme	fan-delta passant à plate-forme / fan-delta-slope
Système de transfert	Transverse: rivière=>fan-delta	Transverse: rivière=>fan-delta/pente
Epaisseur	350 à 400 m	800 à 1000 m
Tectonique	transtension dominante: failles normales et obliques dominantes	transtension interprétée: failles normales et obliques dominantes
Enregistrement sédimentaire séquentiel	<p>Séquence T3 -3,5 à 1- Ma</p>  <p>Séquence T2 -5 à -3,5 Ma</p>  <p>Séquence T1 -7 à -6 Ma</p> 	<p>Séquence K3 : Albien supérieur</p>  <p>Séquence K2: Albien moyen</p>  <p>Séquence K1: Albien inférieur</p> 
	 <p>Stratocroissantes et stratodécroissantes hectométriques</p>	 <p>Stratocroissantes décamétriques à hectométriques</p>
	<p>Modèle</p> 	<p>Modèle</p> 
	Durée	Miocène moyen - présent (10 Ma)

Fig. 9.—Comparaison des deux bassins étudiés.

Comparaison du modèle

L'étude du bassin de Santa Rosalia permet d'établir l'évolution tectono sédimentaire du bassin, en parallèle avec l'ouverture du Golfe de Californie (Figure 9) pendant la *phase syn-rift* et la *phase de transition rifting-accrétion océanique* (Miocène-Actuel).

A Mendibelza l'analyse de l'enregistrement sédimentaire permet d'interpréter les contrôles liés à l'ouverture du Golfe de Gascogne pendant la *phase syn-rift* et la *transition syn-rift/post-rift*.

Les bassins étudiés sont formés de demi-grabens, constituant les structures principales limitées par des failles listriques normales à obliques (Figure 9). Le bassin de Santa Rosalia est de forme allongée NW-SE avec une extension de 10 à 15 km de long suivant l'axe N-S et de 7 à 8 km selon l'axe E-W. Les demi-grabens ont été basculés vers l'Est, dans la même direction de progradation de fan-deltas qui les ont remplis et vers l'axe du Golfe de Californie. De son côté, le massif de Mendibelza a une forme allongée séparée au sud d'un autre segment du rift Crétacé qui constitue le massif d'Igountze. Il est de dimensions kilométriques (13 km par 7 km), et le basculement de demi-grabens a été rétrogradant vers la marge du bassin et remplie par séquences progradantes vers le NNE puis NNW.

Les deux bassins présentent des différences liées à l'histoire du socle. Le bassin de Santa Rosalia est formé principalement sur des roches volcano-sédimentaires tertiaires affectées par la phase syn-rift du bassin. Par contre, le socle du bassin de Mendibelza est plus ancien (Dévonien) et a été affecté par l'orogénèse varisque depuis le Dévonien, laquelle a formé des structures réactivées et qui ont fortement influencé les phases successives de rifting suivants.

Nous considérons que le contrôle des structures préexistantes (varisques) sur l'orientation du rift du Golfe de Gascogne peut être expliqué expérimentalement par les travaux de Keep et McClay (1997), qui ont décrit au moyen de modèles analogiques en sable, les phases de déformation en contexte d'extension orthogonale, suivi par une phase d'extension oblique. Ces essais ont montré que des structures créées pendant la première phase d'extension orthogonale répartissent les contraintes de la deuxième phase d'extension oblique, et que de nouvelles structures obliques sont créées jusqu'après l'arrivée de la contrainte critique, sur tout dans la partie centrale du rift.

Nous considérons que l'ouverture du Golfe de Gascogne a réparti un grand pourcentage des contraintes dans les structures varisques NW-SE, qui ont travaillé principalement comme des failles obliques limitant des demi-grabens, en réponse à la

répartition de contraintes du décrochement sénestre entre la plaque Ibérie-Europe.

De son côté, le Golfe de Californie présente une situation semblable si on considère que, durant la phase syn-rift des failles normales ont été créées pendant que le degré d'obliquité à augmentait (*phase de transition rifting-accrétion océanique*), les contraintes étant reportées sur les failles normales, provoquant leur fonctionnement en failles obliques, immédiatement après que la contrainte critique soit arrivée, produisant une nouvelle génération de failles transformantes dans l'axe du Golfe de Californie.

Les deux bassins étudiés ont été interprétés comme des bassins divergents de type transtensionnel en considérant que les deux bassins sont limités par des failles normales à obliques, avec un basculement dissymétrique du dépo-centre, et avec une faible migration du dépo-centre subparallèle à la marge dans la direction du déplacement général des plaques (dextre à Santa Rosalia et sénestre à Mendibelza).

Les bassins étudiés montrent un taux de sédimentation modéré, de l'ordre de 24 à 32 cm / 1.000 a dans le bassin de Santa Rosalia, et d'environ 15 à 20 cm / 1.000 a pour le bassin de Mendibelza, malgré l'imprécision des datations. Une révision des taux de sédimentation des bassins pull-apart typiques comme celui de Hornelen en Norvège, dont le taux de sédimentation est de 250 cm / 1.000 ans, du Bassin de Ridge en Californie USA, avec 300 cm / 1.000 a (Nilsen *et al.*, 1985), montre de grands différences de sédimentation avec les bassins que nous avons analysés. Cette analyse a mis en évidence une des caractéristiques des bassins transtensionnels, qui présentent un taux de sédimentation relativement plus bas que les bassins pull-apart typiques, et ces deux types de bassins peuvent coexister sur les limites de plaque ou de marges en décrochement ou en divergence très oblique.

REMERCIEMENTS

Réalisé dans le cadre du programme ECOS-NORD / ANUIES-CONACYT-SEP M99-U03.

References

- Angelier, J., Colletta, B., Chorowicz, J., Ortlieb, L. et Rangin, C. (1981). Fault tectonics of the Baja California Peninsula and the opening of the Sea of Cortez, Mexico. *J. Struct. Geol.*, 4: 347-357.
- Atwater, T. (1970). Implications of plate tectonics for the Cenozoic tectonic evolution of western of North. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 81: 3513-3536.
- Atwater, T. et Stock, J. (1998). Pacific-North America plate tectonics of the Neogene southwestern United States. an update. *Int. Geol. Rev.*, 40: 375-402.

- Axen, G. J. et Fletcher, J. M. (1998). Late Miocene-Pleistocene extensional faulting, northern Gulf of California, Mexico, in Salton through, California. *Inter. Geol. Rev.*, 40: 237-357.
- Boirie, P. et Souquet, P. (1982). Les poudingues de Mendibelza : dépôts de cônes sous-marins du rift Albiens des Pyrénées. *Bull. Centres Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine*, 6: 405-435.
- Bourrouilh, R., Richert J.P. et Zolanaï, G. (1995). The North Pyrenean Aquitaine Basin, France : Evolution and hydrocarbons. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 79: 831-853.
- Carey, W.S. (1958). The orocline concept in Geotectonics. *R. Soc. Tasm. Proc.*, 89: 255-288.
- Carreño, A.L. (1981). Ostrácodos y foraminíferos planc-tónicos de la loma del Tirabuzón, Santa Rosalia, Baja California Sur, e implicaciones bioestratigráficas y paleoecológicas. *Univ. Nal. Auton. Mexico, Inst. Geol. Rev.*, 5: 55-64.
- Choukroune, P. et Mattauer, M. (1978). Tectonique des plaques et Pyrénées : sur le fonctionnement de la faille transformante nord-pyrénéenne; comparaison avec des modèles actuels. *Bull. Soc. Geol. France.*, 7: 689-700.
- Choukroune, P. (1992). Tectonic evolution of the Pyrenees. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 20: 143-58.
- Colleta, B. et Angelier, J. (1981). Faulting Evolution of the Santa Rosalia Basin, Baja California Sur, Mexico. In : *Geology of Northwestern Mexico and Southern Arizona*, Field Guides and Papers (J. L. Ortlieb, ed.) UNAM, Instituto de Geologia.
- Conly, A. G. et Scott, S.D. (2000). *Leaching and weathering of pre-rift volcanic rocks and footwall conglomerates : are they potential metal sources for the Boleo CU-CO-Zn deposit of Baja California Sur*. V Reunion International Meeting on Geology of the Baja California Peninsula, Loreto, Baja California Sur, Mexico. Abstrac with Programs.
- Daignières, M., Séguret, M., Specht, Ecors Team. (1994). The Arzacq-Western Pyrenees ECORS Deep Seismic Profile. *Hydrocarbon an Petroleum Geology of France*. Springer-Verlag, New York, 199-208.
- Demant, A. (1975). Caracteres Químicos Principales del Volcanismo Terciario y Cuaternario de Baja California Sur. Relaciones con la Evolución del Margen Continental Pacífico de México. UNAM, *Inst. Geol. Rev.*, 75: 21-71.
- Demets, C. et Dixon, T. H. (1999). New Kinematic models for Pacific-North America motion from 3 Ma to present : Evidence for steady motion and biases in the NUVEL-1A model. *Geophys. Res. Letters*, 26: 1921-1924.
- Dorsey, R. J. et Umhoefer, P. J. (2000). Tectonic and eustatic controls on sequence stratigraphy of the Pliocene Loreto basin, Baja California Sur, Mexico. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 112: 177-199.
- Gastil, L. G., Morgan, G. J. et Krummenacher, D. (1981). The tectonic history of peninsular California and adjacent Mexico. In : *The geotectonic development of California* (W.G. Ernst, ed.) Prentice-Hall, Englewood Cliffs, N. J., 284-305.
- Gómez, M., Vergés, J. et Riaza, C. (2002). Inversion tectonics of the northern margin of the Basque Cantabrian Basin. *Bull. Soc. Geol. France*, 173: 449-459.
- Einsele, G. (2000). *Sedimentary basins. Evolution, facies and sediment budget*. Springer Verlag, Berlin, 792 págs.
- Haq, B. U. (1991). Sequence stratigraphy, sea-level change, and significance for the deep sea. In : *Sedimentation, Tectonics and Eustasy, sea-level changes at Active Margins* (D. M. Macdonald, ed.) *Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Publ.*, 12. 518 págs.
- Hausback, B. P. (1984). Cenozoic volcanic and tectonic evolution of Baja California Sur, Mexico. In : *Geology of the Baja California Peninsula* (V. Frizzel, ed.) *Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Publ.*, 39: 219-236.
- Heim, A. (1922). Notes on the Tertiary of southern Lower California (Mexico). *Geol. Magazine*, 59: 529-547.
- Holt, J.W., Holt, E.W. et Stock, J.M. (2000). An age constraint on Gulf of California rifting from the Santa Rosalia Basin Baja California Sur, Mexico. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 112: 540-549.
- Keep, M. et McClay, K. R. (1997). Analogue modeling of multiphase rift systems. *Tectonophysics*, 273: 239-270.
- Kristoffersen, Y. (1978). Sea floor spreading and the early opening of the North Atlantic. *Earth Planet. Sci. Letters*, 38: 273-290.
- Lamare, P. (1946). Les formations détritiques crétaées du Massif de Mendibelza. *Bull. Soc. Geol. France*, 45: 399-400.
- Le Pichon, X. (1968). Sea floor spreading and continental drift. *J. Geophys. Res.*, 73: 3661-3697.
- Le Pichon, X. et Sibuet J. C. (1971). Western extension of boundry between European and Iberian plates during the Pyrenean opening. *Earth Planet. Sci. Letters*, 12: 83-88.
- Ledesma-Vázquez, J. et Johnson, M.E. (2001). Miocene-Pleistocene tectono-sedimentary evolution of Bahia Concepcion region, Baja California Sur (México). *Sedim. Geol.*, 144: 83-96.
- Lonsdale, P. (1989). Geology and tectonic history of the Gulf of California. In : *The Eastern Pacific Ocean and Hawai*. (E. L. Winterer, D. M. Hussong et R. W. Decker, eds.) Boulder, Colorado, Geol. Soc. Amer., The Geology of North America, N. 499-521.
- Lonsdale, P. (1991). Structural patterns of the Pacific floor offshore of peninsular California. In : *The Gulf and peninsular province of the Californias* (J. P. Dauphin et B. R. T. Simoneit, eds.) *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem.*, 47: 403-423.
- Malod, J. A. et Mauffret, A. (1990). Iberian plate motions the Mesozoic. *Tectonophysics*, 184: 261-278.
- Martin, A., Fletcher, J. M., López-Martínez, M. et Mendoza-Borunda, R. (2000). Wanning Miocene subduction and arc volcanism in Baja California : the San Luis Gonzaga Volcanic field. *Tectonophysics*, 318: 27-51.
- Masson, D. G. et Miles, P. R. (1984). Mesozoic seafloor spreading between Iberia, Europe and North America. *Mar. Geol.*, 56: 279-287.
- McClay, K. R. et White, M. J. (1995). Analogue modeling of orthogonal and oblique rifting. *Mar. Petrol. Geol.*, 12: 147-151.
- Miall, A. D. (1996). *The geology of fluvial deposits : Sedimentary Facies, basin analysis and petroleum geology*. Springer-Verlag Inc., Heidelberg, 582 págs.
- Miranda-Avilés R. (2002). *Etude géologique comparee des bassins de Santa Rosalía (Basse Californie du Sud, Mexique) et de Mendibelza (Pyrenees, France)*. Thèse de Doctorat. Université de Bordeaux I, 235 págs.
- Morgan W. J. (1968). Rises, trenches, great faults, and crustal blocks, *J. Geophys. Res.*, 73: 1959-1982.

- Nieto-Samaniego, A. E., Ferrari, L., Alaniz-Alvarez, S. A. et Labarthe-Hernández, G. (1999). Variation of Cenozoic extension and volcanism across the southern Sierra Madre Occidental volcanic province, Mexico. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 111: 347-363.
- Nilsen, T. H. et Mclaughlin, R. J. (1985). Comparison of tectonic framework and depositional patterns of the Hornelen strike-slip basin Norway and the Ridge and little Sulphur Creek strike-slip basin of California. *Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Publ.*, 37: 79-103.
- Ochoa-Landin, L., Ruiz, J., Calmus, T., Pérez-Segura, E. et Escandon, F. (2000). Sedimentology and Stratigraphy of the Upper Miocene El Boleo Formation, Santa Rosalia, Baja California, Mexico. *Rev. Mex. Cien. Geol.*, 17: 83-96.
- Ortlieb, L. (1978). Reconocimiento de las terrazas marinas cuaternarias en la parte central de Baja California. *Univ. Nal. Auton. México, Inst. Geol. Rev.*, 2: 200-211.
- Ortlieb, L. (1981). Sequence of Pleistocene marine terraces in Santa Rosalia area, Baja California Sur, Mexico. In : *Geology of northwestern Mexico and southern Arizona, field guides and papers* (L. Ortlieb et J. Roldan, eds.) *Inst. Geol., Univ. Nac. Aut. México* (Hermosillo), 275-293.
- Ortlieb, L. (1991). Quaternary vertical movements along the coasts of Baja California and Sonora. In : *The Gulf and peninsular province of the Californias* (J. P. Dauphin et B. R. T. Simoneit, eds.) *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem.*, 31: 49-86.
- Ortlieb, L. et Colletta, B. (1984). Síntesis cronoestratigráfica sobre el Neógeno y el Cuaternario marino de la cuenca de Santa Rosalía, Baja California Sur México. In : *Neotectonics and sea level variations in the Gulf of California, a Symposium* (V. Malpica-Cruz, S. Celis-Gutiérrez, J. Guerrero-García et L. Ortlieb, eds.) *Inst. Geol., Univ. Nac. Aut. México* (Hermosillo), 241-268.
- Peybernes, B. (1978). Dans les Pyrénées la paléogéographie antécénomaniennne infirme la théorie d'un coulisement senestre de plusieurs centaines de kilomètres le long de la « faille Nord-Pyrénéenne » des auteurs. *Bull. Soc. Geol. France*, 7: 701-709.
- Rosenbaum, G., Lister, G. S. et Duboz, C. (2002). Relative motions of Africa, Iberia and Europe during Alpine orogeny. *Tectonophysics*, 359: 117-129.
- Sawlan, M. G. et Smith, J. G. (1984). Petrologic characteristics, age and tectonics setting of neogene volcanic rocks in northern Baja California Sur, Mexico. In : *Geology of the Baja California Peninsula* (V. Frizzell, ed.) *Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Publ.*, 39: 237-251.
- Schmidt, E. K. (1975). *Plate tectonics, Volcanic petrology and ore formation of the Santa Rosalia Area, Baja California, Mexico*. Unpub. M.S. Thesis. The University of Arizona, 194 págs.
- Sibuet, J. C. et Collette B. J. (1991). Triple junctions of Bay of Biscay and North Atlantic : New constraints on the kinematic evolution. *Geology*, 19: 522-525.
- Souquet, P. et Debroas, E. J. (1981). Tectonogenese et évolution des bassins de sédimentation dans le cycle alpin des Pyrénées. *Mem. Bur. Rech. Geol. Min.*, 107: 213-233.
- Souquet, P., Debroas, E. J., Boirie, J. M., Pons, Ph., Fixari, G., Roux, J. C., Dol, J. Thieuloy, J. P., Bonnemaïson, M., Manivit, H. et Peybernes, B. (1985). Le groupe du flysch noir (Albo-Cénomanienn) dans les Pyrénées. *Bull. Centres Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine*, 9: 183-252.
- Souquet, P. et Peybernes, B. (1991). Stratigraphie séquentielle du cycle Albienn dans les pyrénées franco-Espagnoles. *Bull. Centres Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine*, 15: 195-213.
- Spencer, J. E. et Normark, W. R. (1989). Neogene Plate-tectonic evolution of the Baja California Sur continental margin and the Southern Gulf of California, Mexico. In : *The Eastern Pacific Ocean and Hawaii* (E. L. Winterer, D. M. Hussong et R. W. Decker, eds.) Boulder, Colorado, *Geol. Soc. Amer.*, The Geology of North America, N. 489-497.
- Srivastava, S. P., Roest, E. R., Kovacs, L. C., Oakey, G., Lévesque, S., Verhoef, J. et Macnab, R. (1990). Motion of Iberia Since the Late Jurassic : results from detailed aeromagnetic measurements in the Newfeland Basin. *Tectonophysics*, 184: 229-260.
- Stock, J. M. et Hodges, K. V. (1989). Pre-Pliocene extension around the Gulf of California and the transfer of Baja California to the Pacific Plate. *Tectonics*, 8: 99-115.
- Teixell, A. (1998). Crustal structure and orogenic material budget in the west central Pyrenees. *Tectonics*, 17: 395-406.
- Umhoefer, P. et Stone, K. A. (1996). Description and kinematics of the SE Loreto basin fault array, Baja California Sur, Mexico : a positive field test of oblique-rift models. *J. Struct. Geol.*, 18: 595-614.
- Umhoefer, P. J., Dorsey, R. J. et Renne, P. (1994). Tectonics of the Pliocene Loreto Basin, Baja California Sur, Mexico, and evolution of the Gulf of California. *Geology*, 22: 649-652.
- Wilson I. F. et Rocha V. S. (1955). Geology and Mineral Deposits of the Boleo Cooper district Baja California, México. *Geol. Survey Prof. Paper*, 273. 134 págs.
- Wilson I. F. (1948). Buried Topography, initial structures, and sedimentation in Santa Rosalia area, Baja California, México. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 32: 1762-1807.

Recibido el 2 de septiembre de 2005
Aceptado el 30 de noviembre de 2005