

# Histoire géologique du golfe du Lion et cartographie du rift oligo-aquitainien et de la surface messinienne\*

Pol GUENNOC <sup>(1)</sup>  
Christian GORINI <sup>(2)</sup>  
Alain MAUFFRET <sup>(3)</sup>

*Geological history of the Gulf of Lions: mapping the Oligocene-Aquitainian rift and Messinian surface*

Géologie de la France, n° 3, 2000, pp. 67-97, 16 fig., 3 tabl., 2 cartes h.t. en couleurs en fin d'ouvrage.

Mots-clés : Cartes structurales, Isobathes, Histoire pré-rift, Rift, Surface messinienne, Golfe du Lion

Key words: Structural maps, Isobaths, Pre-rift, Rifting, Messinian surface, Gulf of Lions

## Résumé

Une cartographie des structures du rift oligo-aquitainien et de la surface messinienne du golfe du Lion a été réalisée dans le cadre du programme de la Carte Géologique de la France grâce à la mise à disposition par la société Elf-Aquitaine Production de nombreuses données de sismique réflexion multitraces et de résultats de forages sur la plate-forme, complétées pour les fossés à terre, par les travaux de synthèse réalisés dans le cadre d'un projet européen. Les principales phases de l'évolution de la marge du golfe du Lion, incluant l'histoire pré-rift mésozoïque et pyrénéenne, sont examinées à la lumière de la cartographie et des diverses données géologiques et géophysiques. La reconstitution des structures du substratum témoigne de l'histoire mésozoïque complexe de cette région située au croisement de grands domaines et de plusieurs microplaques. La position et les mouvements relatifs des microplaques ibérique et du bloc corso-sarde représentent des questions fondamentales non encore totalement résolues de l'histoire pré-rift. Des mouvements différentiels, ainsi que les structures pré-existantes, peuvent expliquer une évolution différente de cette région lors des compres-

sions pyrénéennes et en particulier l'absence de continuité vers l'est de structures pyrénéennes. Les structures du rift oligo-aquitainien montrent l'importance de l'héritage tectonique et de la nature du substratum anté-rift, notamment par l'inversion de structures compressives et par une forte segmentation contrôlée par des failles ou zones de transfert. Les effets de cette segmentation sont progressivement de moins en moins marqués durant l'histoire post-rift mais sont néanmoins toujours présents lors de l'événement messinien. La cartographie de la surface d'érosion messinienne montre en effet l'influence des séries sous-jacentes, substratum enfoui sous les séries post-rift à l'ouest ou bien sub-affleurant à l'est, sur le creusement de réseau de paléovallées ou de canyons profondément incisés au droit du Rhône. La restauration de la surface messinienne confirme l'existence d'un bassin profond de 1200 à 1500 m lors de cet événement.

## Abstract

Mapping the Oligocene-Aquitainian rift and Messinian surface of the Gulf of Lions was carried out within the Geological Map of France programme as a result of Elf-Aquitaine Production mak-

ing available numerous multichannel seismic reflection data as well as the results of their shelf drilling complemented, for the onshore grabens, by synthesis work undertaken in the context of a European project. The main phases in the evolution of the margin of the Gulf of Lions, including the pre-rift Mesozoic and Pyrenean, are examined in the light of the mapping and the diverse geological and geophysical data. The reconstruction of the substratum structures reflects the complex Mesozoic history of this region located at the junction of major domains and several microplates. The position and relative movements of the Iberian microplates and of the Corsica-Sardinia block represent fundamental questions that have still to be fully resolved within the context of the pre-rift history. Differential movements, as well as pre-existing structures, can explain a different evolution of this region during the Pyrenean compressions and in particular the non continuity of the Pyrenean structures to the east. The Oligocene-Aquitainian rift structures show the importance of the tectonic inheritance and of the nature of the pre-rift substratum, notably by the inversion of compressive structures and by a strong segmentation controlled by transfer faults or zones. The effects of

\* Manuscrit déposé le 12 avril 2000, accepté le 19 décembre 2000.

(1) BRGM, 3, Avenue Claude Guillemin, 45060 Orléans cedex 02, p.guennoc@brgm.fr

(2) Université de Lille 1, Sédimentologie et Géodynamique, 59 655 Villeneuve d'Ascq Cedex, Christian.Gorini@univ-lille1.fr

(3) Université Pierre et Marie Curie, Département de Géotectonique, case 129, 4 Place Jussieu, 75252 Paris cedex 5, mauffret@lgs.jussieu.fr

*this segmentation become progressively less marked during the post-rift history but are nevertheless still present during the Messinian event. Mapping the Messinian erosion surface reveals the influence of the underlying series, i.e. the substratum buried beneath the post-rift series to the west or suboutcropping to the east, on the excavation of the paleovalley or canyon system deeply incised below the Rhône. The reconstruction of the Messinian surface confirms the existence of a basin that was 1200 to 1500 metres deep during this event.*

**Introduction**

Le golfe du Lion est une région-clé dans l'histoire du sud de la France du fait

de sa position au carrefour de domaines géotectoniques majeurs d'origine et d'âge variés (fig. 1) : chaîne varisque, bassin mésozoïque du sud-est, chaîne pyrénéenne, chaînons provençaux, bassin océanique nord-ouest méditerranéen...

Le rifting oligo-aquitainien précédant l'ouverture du bassin océanique algéro-provençal constitue le dernier événement géodynamique majeur de la longue histoire géologique de cette région. Cet épisode d'extension s'est réalisé dans un contexte d'évolutions orogéniques successives : fin de l'orogénèse pyrénéenne et genèse des préalpes associant diverses microplaques à frontières et positions encore incertaines.

Au Miocène et surtout au Plio-Quaternaire, l'évolution de la marge du

golfe du Lion est caractérisée par une subsidence et surtout une sédimentation importantes mais des rejeux tectoniques au Miocène supérieur ont aussi été récemment mis en évidence. Ces deux périodes sont surtout séparées par un événement paléogéographique de durée brève mais très important dans l'histoire géologique de la Méditerranée et de ses bordures : la crise de salinité messinienne. Cette crise a été marquée par un abaissement du niveau marin en Méditerranée dont l'ampleur a constitué un sujet de discussion très vive. Une des preuves de l'abaissement du niveau marin est l'importante érosion qui a creusé de profonds canyons sur les marges tandis que des formations évaporitiques épaisses se déposaient dans les bassins profonds et dans certains bassins côtiers

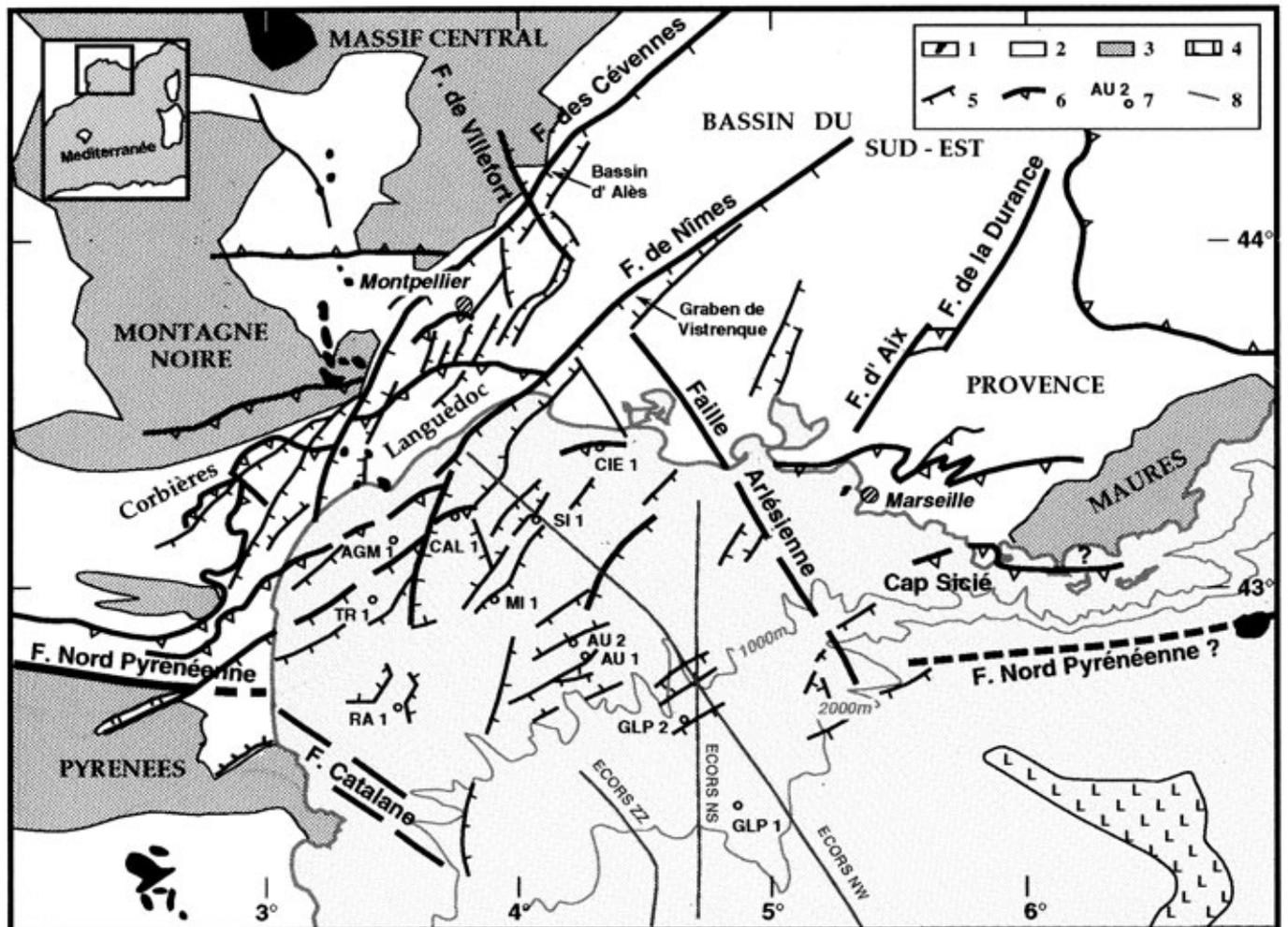


Fig. 1.- Principaux ensembles géotectoniques et failles majeures du Sud-Est de la France. Localisation des sondages et des coupes sismiques ECORS dans le golfe du Lion.

1 : volcanisme tertiaire et quaternaire, 2 : séries mésozoïques et cénozoïques, 3 : Paléozoïque, 4 : failles normales, 5 : chevauchements tertiaires, 6 : puits offshore, 7 : profils sismiques ECORS.

Fig. 1.- Main geotectonic units and major faults of southeastern France. Location of boreholes and ECORS seismic sections in the Gulf of Lions.

1: Tertiary and Quaternary volcanics, 2: Mesozoic and Cenozoic series, 3: Paleozoic, 4: normal faults, 5: Tertiary thrusts, 6: offshore wells, 7: ECORS seismic profiles.

aujourd'hui émergés. La surface d'érosion messinienne peut être particulièrement bien étudiée au niveau du golfe du Lion car elle y a été préservée des remaniements ultérieurs sous les épais dépôts plio-quadernaires.

L'examen des données et des cartes détaillées des surfaces formées lors de ces deux « événements », le rifting oligo-aquitain et l'érosion messinienne, qui ont marqué l'évolution de la marge du golfe du Lion, amène à préciser certains éléments de l'histoire ante-rift et à montrer l'importance de « l'héritage structural » lors des différentes phases d'évolution.

## Travaux réalisés

### Données disponibles et études antérieures

Au sein du domaine méditerranéen nord-occidental, la marge du golfe du Lion constitue un secteur particulier du fait de sa largeur relativement grande comparée aux marges provençale ou catalane qui l'encadrent (fig. 1). Elle se distingue également par l'épaisse couverture sédimentaire néogène et quadernaire (plusieurs milliers de mètres) qui recouvre les structures du rift oligocène et le substratum plus ancien. Ainsi seules les données géophysiques et les forages pétroliers, au nombre de neuf, ayant atteint ce substratum permettent de connaître l'histoire anté-oligocène.

Des études de la marge du golfe du Lion ont été réalisées dans le cadre de divers programmes ou projets : programme ECORS qui a permis l'acquisition de trois profils de sismique réflexion profonde à écoute longue (fig. 1) dont l'un (profil NW-SE) recoupe l'ensemble de la marge (De Voogd *et al.*, 1991), projet européen I.B.S. (Integrated Basin Studies) sur l'évolution de divers bassins et de cette marge (Durand et Masclé 1996, Durand *et al.*, 1999).

Dans le même temps, les très nombreuses données de sismique réflexion recueillies jusqu'en 1987 par les divers organismes pétroliers (fig. 2) ont fait l'objet d'un réexamen par Elf Aquitaine Production avec le soutien technique de la DEPF à Boussens entre 1991 et 1994. Ce réexamen a été mis à profit pour en réaliser une synthèse cartographique dans le

cadre du programme de la Carte Géologique de la France.

L'interprétation de ces données géophysiques a été calée à partir des informations provenant de neuf forages en mer, les résultats des forages les plus récents (fig. 1, fig. 3) ayant été exploités en complément des données déjà publiées (Cravatte *et al.*, 1974).

L'analyse des structures du rift et du substratum anté-rift a également été réalisée à partir des données de gravimétrie et d'un levé aéromagnétique à faible altitude (270 m), également réalisée dans le cadre de l'exploration pétrolière (levés Elf-Aquitaine-Languedoc-Roussillon et CEP-Méditerranée Grands Fonds) (Guennoc *et al.*, 1994). Ces travaux ont été réalisés pour partie dans le cadre d'une thèse de l'Université Paul Sabatier (Gorini, 1993) et ont déjà fait l'objet de diverses publications et communications (Debeglia *et al.*, 1993 ; Gorini *et al.*, 1991, 1993, 1994 ; Guennoc *et al.*, 1994 ; Mauffret *et al.*, 1995 ; Mauffret et Gorini, 1996).

En ce qui concerne les fossés de Camargue et de l'Hérault à terre, les cartes ont été complétées par les résultats des travaux réalisés à l'Université de Montpellier II à partir de l'analyse de puits et profils sismiques également obtenus dans le cadre de l'exploration pétrolière (Maerten et Séranne, 1995 ; Benedicto, 1996 ; Benedicto *et al.*, 1996).

Les résultats obtenus à partir de nouveaux profils de sismique industrielle acquis par Elf-Aquitaine Production (1996) et de sismique réflexion multitraces à grande pénétration (campagne LISA 95) obtenus dans la partie SW de la marge (Mauffret *et al.*, *sous presse*) n'ont pas été intégrés dans les documents cartographiques mais les principaux éléments sont présentés.

### Réalisation des cartes de la marge du golfe du Lion

Pour des raisons diverses et notamment l'accès limité à certaines données, les travaux de cartographie ont été focalisés sur la plate-forme du golfe du Lion. Il n'a pas été réalisé de synthèse cartographique détaillée de la partie profonde de la marge sur laquelle des travaux sont en cours (T Dos Reis, Université de Paris VI). Toutefois, des cartes à petite échelle des structures oligo-

miocènes de l'ensemble de la marge ont été publiées (Gorini *et al.*, 1994 ; Mauffret *et al.*, 1995 ; Mauffret et Gorini, 1996).

### Carte de la surface messinienne

Cette carte a été réalisée à partir du pointé des très nombreuses sections sismiques en reportant les profondeurs-temps mesurées (à partir de la surface de la mer) sur des plans de position à l'échelle du 1/100 000. Des cartes d'isochrones très détaillées de cette surface (intervalle 50 millisecondes, environ 60 m) ont été tracées à la main puis numérisées. Ces isovaleurs ont été transformées en grille à maille régulière (375 x 750 m) de profondeurs-temps à l'aide du logiciel Sierra. Après numérisation de la carte bathymétrique et calcul de l'épaisseur-temps de la tranche d'eau, les isopaques-temps de sédiments plio-quadernaires ont été calculées par soustraction avec les isochrones de la surface messinienne. La grille d'isopaques-temps a ensuite été transformée en isopaques-mètres en appliquant une loi de vitesse moyenne pour les séries plio-quadernaires sur l'ensemble de la plate-forme. Cette loi de vitesse (Épaisseur sédiments plio-quadernaires (mètres) = 2253 + 396 x Épaisseur (secondes)) a été obtenue en ajustant au mieux à l'ensemble des puits disponibles sur la plate-forme. Une loi de vitesse unique s'est avérée suffisamment précise pour la plate-forme compte tenu des écarts inférieurs ou égaux à une cinquantaine de mètres constatés au niveau des puits.

La première carte d'isobathes de la surface messinienne (profondeurs d'eau + sédiments plio-quadernaires) tracée par interpolation à partir de la grille calculée a ensuite été corrigée dans deux secteurs :

1 - sur la plate-forme, les différentes étapes d'interpolation avaient conduit à un lissage des détails morphologiques qui avaient pu être obtenus sur les premiers tracés des courbes en isochrones. Le contourage automatique en isobathes a donc été revu afin de rendre compte de ces détails en ajustant au mieux les deux types de carte. Les isobathes de la surface messinienne ainsi revues ont ensuite été numérisées pour éditer la carte définitive.

2 - au niveau de la pente actuelle, la transformation des cartes d'isochrones en isobathes tenant compte de la profondeur d'eau a révélé des problèmes de correction de vitesses, malgré la migration des profils,

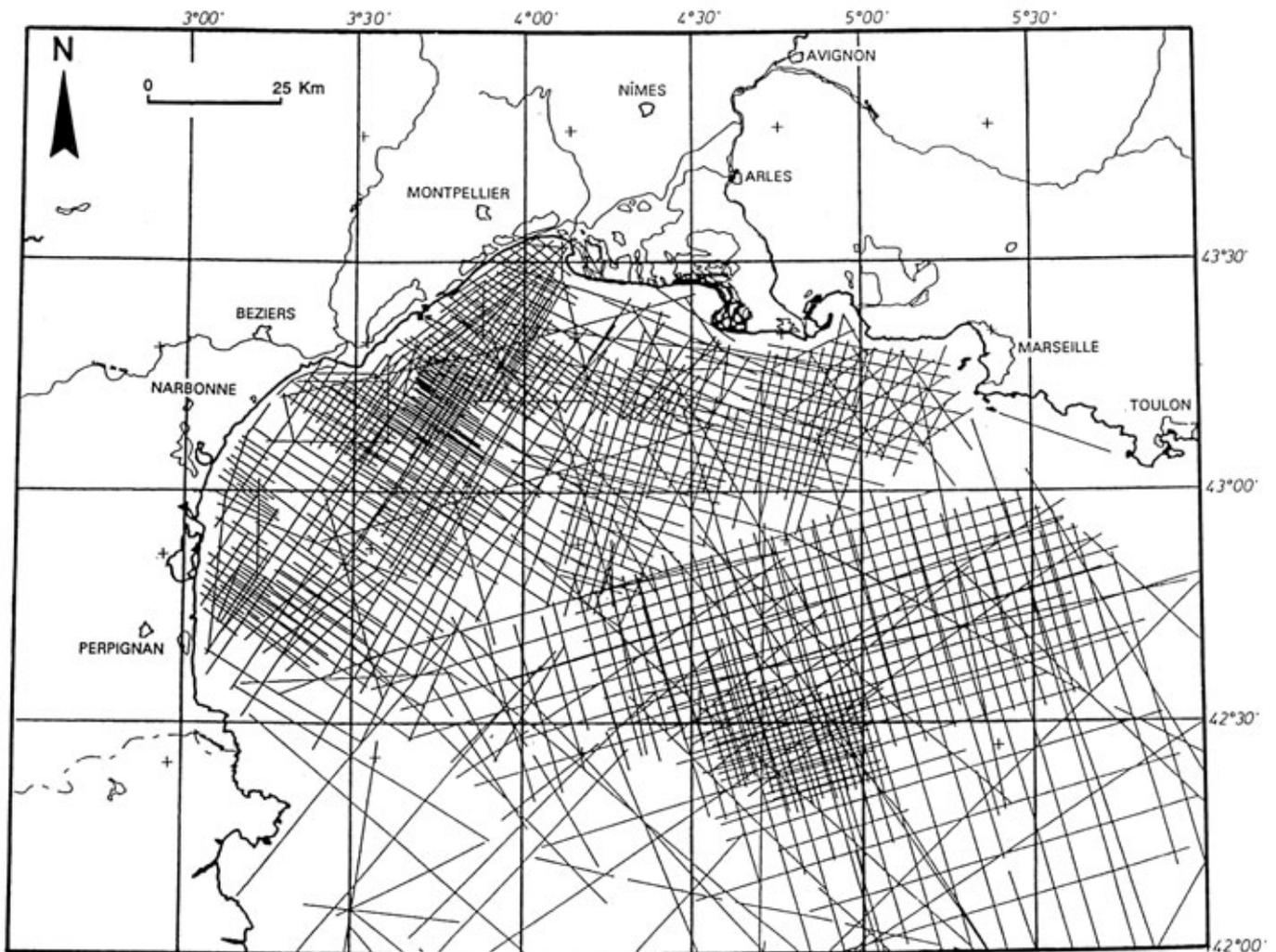


Fig. 2.- Grille de profils de sismique réflexion multitraces réalisées dans le cadre de l'exploration pétrolière et utilisées pour la réalisation des cartes d'isobathes du rift oligocène et de la surface messinienne.

Fig. 2.- Grid of multichannel seismic reflection profiles shot for oil exploration and used for establishing isobath maps of the Oligocene rift and Messinian surface.

liés aux variations très importantes et brusques de bathymétrie sur les flancs des canyons. Il n'a donc pas été établi de carte détaillée de la surface dans ce secteur. Les isobathes calculées y ont été lissées en se basant sur les profondeurs obtenues au niveau des interfluves où le meilleur accord avec le secteur de plate-forme était obtenu. La carte de la surface messinienne est donc plus schématique pour les profondeurs supérieures à 2000 ou 2250 m.

#### Carte du rift oligo-aquitainien

La carte des structures du rift, appelée aussi carte du « substratum anté-tertiaire », a été établie selon les mêmes principes que la carte de la surface messinienne.

La carte d'isochrones de cette surface a été réalisée à l'échelle du 1/100 000 puis synthétisée à 1/250 000. En mer les failles ont été reportées en fonction des observations réalisées sur les profils sismiques mais aussi d'après le contourage obtenu sur la carte d'isochrones. Le calcul d'une carte d'isobathes à partir de la carte d'isochrones également transformées en grille à maille régulière n'a pu être réalisé à partir d'une loi de vitesse moyenne unique pour l'ensemble du domaine considéré. La vitesse moyenne de 3000 m/s souvent utilisée pour les fossés oligocènes à terre s'est en effet avérée trop imprécise en mer. Les vitesses moyennes calculées au niveau des puits pour les séries miocènes varient effectivement beaucoup selon les secteurs

de la plate-forme et les épaisseurs de sédiments post-rift. Un champ de vitesse a donc dû être calculé à l'aide du logiciel Sierra afin d'obtenir le meilleur ajustement au niveau des puits.

La variabilité des vitesses en fonction des secteurs a été également constatée pour les grands fonds. L'application des vitesses obtenues par sismique réfraction dans les grands fonds à toute la marge (Gorini *et al.*, 1994) amène à des profondeurs plus importantes au niveau des fossés de la plate-forme les plus profonds (8 km au lieu de 7 km). La vitesse moyenne pour les sédiments post-rift à partir des mesures de profil E.S.P. (Expanded Spread Profile) dans les grands fonds (Pascal *et*



Fig. 3.- Logs des sondages pétroliers offshore du golfe du Lion (cotes indiquées à partir de la surface de la mer).

Fig. 3.- Offshore oil well logs in the Gulf of Lions (levels indicated with reference to sea surface).

*al.*, 1993) est de l'ordre de 3600 m/s tandis que les vitesses d'intervalles calculées par rapport aux puits sur la plate-forme varient de 2600 à 3300 m/s. L'absence de mesures de sismique réfraction sur la plate-forme lors de l'établissement de ces cartes et/ou de puits au niveau des fossés n'a pas permis de déterminer avec plus d'exactitude une loi de vitesse pour ces secteurs à forte couverture post-rift.

Les levés postérieurs à cette étude et à l'établissement de ces cartes, réalisés d'une part dans le cadre d'une campagne d'exploration pétrolière, d'autre part durant la campagne de sismique LISA ont conduit à proposer une révision de l'interprétation du toit du substratum au niveau de la partie profonde du fossé situé au sud-ouest qui est présentée dans cette étude.

### Cartes des surfaces tertiaires dans le domaine sud-languedocien

Les cartes des surfaces messiniennes et du rift oligo-aquitain dans le domaine sud-languedocien ont été établies, dans le cadre des travaux de A. Benedicto (1996) pour le fossé de Camargue et de L. Maerten pour le fossé de l'Hérault (Maerten et Séranne, 1995), à partir des données de sondages disponibles et des données sismiques de l'exploration pétrolière sur les différents permis de ce secteur. Elles ont été établies séparément et raccordées au niveau des cartes d'isobathes finales à celles de la plate-forme.

Il convient de noter la représentation différente de la faille de Nîmes à terre par rapport aux failles en mer. A terre, la largeur de la faille représente la projection en surface de l'aire comprise entre la crête du bloc supérieur d'une part et la limite des blocs supérieur et inférieur d'autre part. En mer par contre, la largeur des failles normales a été restreinte aux secteurs les plus pentés afin de représenter plus largement la topographie du substratum.

## Histoire géologique pré-rift

### Le socle paléozoïque

Le socle paléozoïque du golfe du Lion a été reconnu dans huit sondages pétroliers répartis sur la plate-forme et sur la pente du golfe du Lion. Les informations ainsi obtenues sont certes très ponctuelles, mais néanmoins précieuses en raison de leur

localisation, pour la connaissance du socle du Sud-Est de la France (*s.l.*).

### Etudes antérieures et travaux réalisés

Le premier forage ayant atteint le socle paléozoïque du golfe du Lion (Mistral) a été réalisé en 1969. Trois autres forages (Sirocco, Tramontane, Autan) implantés au cours de cette première phase d'exploration au début des années 70, ont également permis de recueillir des échantillons du socle paléozoïque et les résultats principaux en furent présentés par Cravatte *et al.* (1974). Ces renseignements ont été intégrés dans une analyse des données géophysiques du golfe du Lion par Arthaud *et al.* (1980/81). L'ensemble de ces données avait permis de conclure à l'extension d'un socle paléozoïque de type « schistes des Cévennes » très au large et de délimiter l'extension du granite de Sirocco par l'effet magnétique lié à son auréole de contact.

Depuis, le socle paléozoïque a été foré à quatre autres reprises dans le golfe du Lion, non loin des côtes (Cicindèle, Agde Maritime) ou plus au large (Rascasse) et surtout au pied de la marge actuelle à plus de 5000 m de profondeur sous 1260 m d'eau (GLP2 : premier forage à cette profondeur d'eau sur les marges françaises) (fig. 1, fig. 3). L'étude du socle paléozoïque a été menée à partir de l'analyse des rapports de forage, des résultats d'études en laboratoire et a été complétée par l'observation d'échantillons carottés et de lames minces afin de reconstituer aussi complètement que possible la succession lithologique des séries forées, les déformations et le métamorphisme éventuels. Les analyses palynologiques complémentaires réalisées n'ont pas permis de recueillir de nouveaux éléments de datation sur les séries sédimentaires. Du fait de l'absence ou du très faible volume d'échantillon disponible, il n'a pu être réalisé d'analyses géochimiques ni de datation radiochronologique sur les faciès particuliers (ex. : granite de Sirocco, volcanites intercalées dans les sédiments de GLP2).

### Nature et structure générale du socle paléozoïque du golfe du Lion

Etablie sur la base des résultats des forages (tabl. 1) et les données géophysiques (sismique, gravimétrie magnétique...), la carte schématique de la nature du

substratum ante-rift (fig. 4) montre la large répartition du socle « paléozoïque » (connu ou supposé) sur la marge du golfe du Lion. Malgré le caractère ponctuel et fragmentaire de l'information obtenue par les forages qui ont atteint ce socle, une cartographie très schématique, peut être esquissée au niveau du socle anté-mésozoïque.

Dans la partie nord-ouest de la plate-forme, des séries carbonatées datées du Dévonien (Agde-Maritime) ou présumées de cet âge (Tramontane) ont été reconnues.

Au centre, le granite de Sirocco, peu déformé d'après les quelques observations réalisées, est présent sur un large secteur de forme sub-circulaire comme l'indiquent les anomalies géophysiques (Arthaud *et al.*, 1980-81 ; Guennoc *et al.*, 1994). Ce granite s'étendrait jusqu'à 3 km de profondeur environ d'après les modélisations (Debeglia *et al.*, 1993 ; Gorini, 1993 ; Guennoc *et al.*, 1994).

Si l'on excepte ces forages et les séries de base très déformées et de nature différente du forage Tramontane, les autres séries paléozoïques forées dans le golfe du Lion présentent une certaine uniformité sur une large zone. Il s'agit de métasédiments très fins, le plus souvent d'argilites et les niveaux gréseux sont rares et de granulométrie faible. Les déformations (schistosité de flux, crénulation, microplis) sont parfois très marquées. Cependant leur caractère épisodique et l'absence de métamorphisme notable renforcent l'aspect modéré des déformations enregistrées y compris dans le socle paléozoïque charrié au niveau du forage de Cicindèle. Ceci confirme que sur l'ensemble de la marge du golfe du Lion comme « partout où il affleure sur les bordures (Mouthoumet, Massif central et Maures), le socle paléozoïque est peu déformé au Pyrénéen » (Arthaud et Séguret, 1981, p. 56).

Les diverses tentatives de datation qui ont été réalisées antérieurement (Cravatte *et al.*, 1974) et celles tentées sur les forages plus récents ayant été infructueuses, seuls les faciès de ces séries permettent de les rapprocher de ceux de l'Ordovicien du Mouthoumet (G. Bessières, comm.pers.).

### Le socle des régions côtières

Peu connu dans le secteur du bassin du sud-est car enfoui sous les épaisses séries mésozoïques, le socle paléozoïque

Puit	Prof. (1)	Nature	Déformation, métamorphisme, paléogéographie	Age
GLP2	3676 à 4990 (1264)	Sédiments fins, pélites, peu ou pas métamorphosés (épizone) avec intercalations de niveaux plus grossiers (grès, quartzites, brèches localement), niveaux volcano-sédimentaires  1 petit niveau volcanique (0,5m) à la base : faciès de spilite altérée	Déformation faible, avec localement schistosité de flux et crénulation, microplis  Métamorphisme faible (anchi à épizone)	- Ages ? (palynologie, micropaléontologie) mais faciès comparables aux séries autochtones de l'Ordovicien du Mouthoumet (G. Bessières, comm. Pers.) - Age K/Ar sur phyllites : cristallisations entre 103-116 (muscovites) et 63-76 Ma (fractions fines, illites) (mesures Elf-Aquitaine) : métamorphisme crétacé et mélange avec Non daté, paléozoïque probable
AUTAN	3855 à 3878 (142)	Non carotté. Cuttings : schistes graphiteux noirs, pyriteux, recoupés de filonnets de quartz, débris de métasédiments fins (pélites, silts)	Pas de déformation visible (cuttings de sédiments fins)	Non daté, mélange de pollens du Tertiaire, du Trias et de spores carbonifères
MISTRAL	3340 à 3452 (98)	Alternance grès feldspathique et pélite schistosée. * Carottes : séries pélitiques noires et grises, grès arkosiques et grauwackes	Schistosité pénétrative sub-horizontale, parallèle ou oblique à stratification, reprise par microplis	*Non daté (uniquement débris) Mesures sur fractions granulométriques : âge Rb/Sr 305 +/-2 Ma et 150 Ma sur quelques micas, illites et phengites (rajeunissement partiel ?)
RASCASSE	2681 à 2713 (104)	Pélites schistosées, silts, grès fin à très fins, microquartzites. Niveaux pélitiques décimétriques et niveaux gréseux métriques, pendage environ 30°. Fissures à remplissage de quartz, calcite, anhydrite	Schistosité reprise par crénulation très oblique	Non datés, ni fossile, ni spores ou pollens
TRAMONTANE	3347 à 3381,4 (90)	- Calcaire dolomitisé bréchique rougeâtre à passées d'argile carbonatée et de grès fins rouges et à éléments de grès et de quartzites - 3365 : contact anormal ? * Carotte de base : calcaires graphiteux noirs silicifiés à schistes plus ou moins graphiteux noirs et rouges à la base	* Foliation sub-verticale à très inclinée, reprise par plis isoclinaux, et par déformation postérieure. Localement zones mylonitisées. Plans de failles à stries sub-horizontales (mouvement senestre)	- Sections d'Ammonoidés, Ostracodes, et calcisphères mais âge ? Faciès comparable au Dévonien Montagne Noire (Fammenien, Viséen ?) * Pas de microfaune, faciès proche ( ? ) de l'Ordovicien inférieur du Mouthoumet
AGDE – MARITIME	1046 à 1319 (66)	Calcaire dolomitique blanc à rosé, argile noirâtre schisteuse, argile silicifiée plus ou moins silteuse à intercalations de grès, calcaire mudstone blanc à rose ou gris clair	Figures stylolithiques dans calcaires Traces de schistosité et crénulation	Carottes : microfaune riche (Tentaculites, Ostracodes, spicules de spongiaires, fragments de bivalves, Crinoïdes, Lamellibranches et Ammonoidés). Age Dévonien imprécis : ante-Fammenien ? Faciès proche du Dévonien moyen à supérieur (calcaires Roc-Blanc de la zone nord-pyrénéenne)
CICINDELE	506 à 751	Unité mésozoïque supérieure : - dolomie calcaire et calcaires - dolomie et argiles - calcaires et dolomies	très fracturée (karstifiée) au sommet, Faciès et microfaunes : dépôts de plate-forme (id forage Saintes-Maries)	- Kimméridgien inférieur - Callovien-Bathonien supérieur - non datés (Jurassique ?)
	751 à 893	Série métamorphique supérieure : (très faible récupération) schistes, fragments de conglomérats, niveaux filoniens	2 plans de foliation, pendages faibles (7-8° SW) à moyens (24 à 34° SW)	Non daté, faciès ?
	893 à 1008	Unité mésozoïque inférieure : - calcaire marneux, ± siliceux et dolomie - argile dolomitique - anhydrite - conglomérat de quartz à la base.	Pendages faibles (5-7°NW au sommet à 4-7°SW à SSE à la base)	Faciès rapportés au Jurassique au sommet et au Trias à la base
	1008 à 1502 (22)	Série métamorphique inférieure : à la base série grésopélitique, alternance de fins niveaux millimétriques à centimétriques de pélites noires ou gris verdâtre montrant un granoclassement	Stratification régulière et inclinée de 55° (par rapport à la carotte ), localement microplis et crénulation. Schistosité de flux 1 discontinue oblique par rapport à stratification	matière organique complètement carbonisée, des débris noirs et aucune trace de microflore Traces de métamorphismes anciens cambriens et hercyniens (Rb/Sr roche totale : 378 ± 7 Ma, rapport à l'origine 0,7193, signification ?)
SIROCCO	1166 à 1294 (94)	Granite (Leucogranite porphyroïde) rosé à verdâtre à cristaux de feldspath potassique automorphe à inclusions de plagioclase, souvent séricitisé, chlorite peu abondante en amas, quartz localement subautomorphe		280 Ma (Rb/Sr roche totale) granite commun des socles métamorphiques anatectiques, comparaison avec granites sardes ou est-pyrénéens ? (pas de géochimie détaillée)
CALMAR	2773 à 3214 (86m)	Un niveau calcaire fracturé (karst ?), une dolomie massive puis des calcaires, des argiles et quelques niveaux dolomitiques à la base	Faciès de plate-forme.  Contact tectonique situé au niveau du changement de faciès vers -3357 mètres (-3251 m sous le fond de la mer) (Mc Donagh, 1983).	Série inversée Jurassique moyen : - dolomie massive supérieure non datée mais rapportée au Bathonien-Bajocien par analogie de faciès - niveaux inférieurs datés du Callovien-Bathonien.

(1) : profondeurs en mètres à partir du fond de la mer et entre parenthèses : profondeur d'eau au niveau du forage

Tabl. 1.- Description du substratum anté-rift foré dans le golfe du Lion.

Table 1.- Description of the pre-rift substratum in the Gulf of Lions.

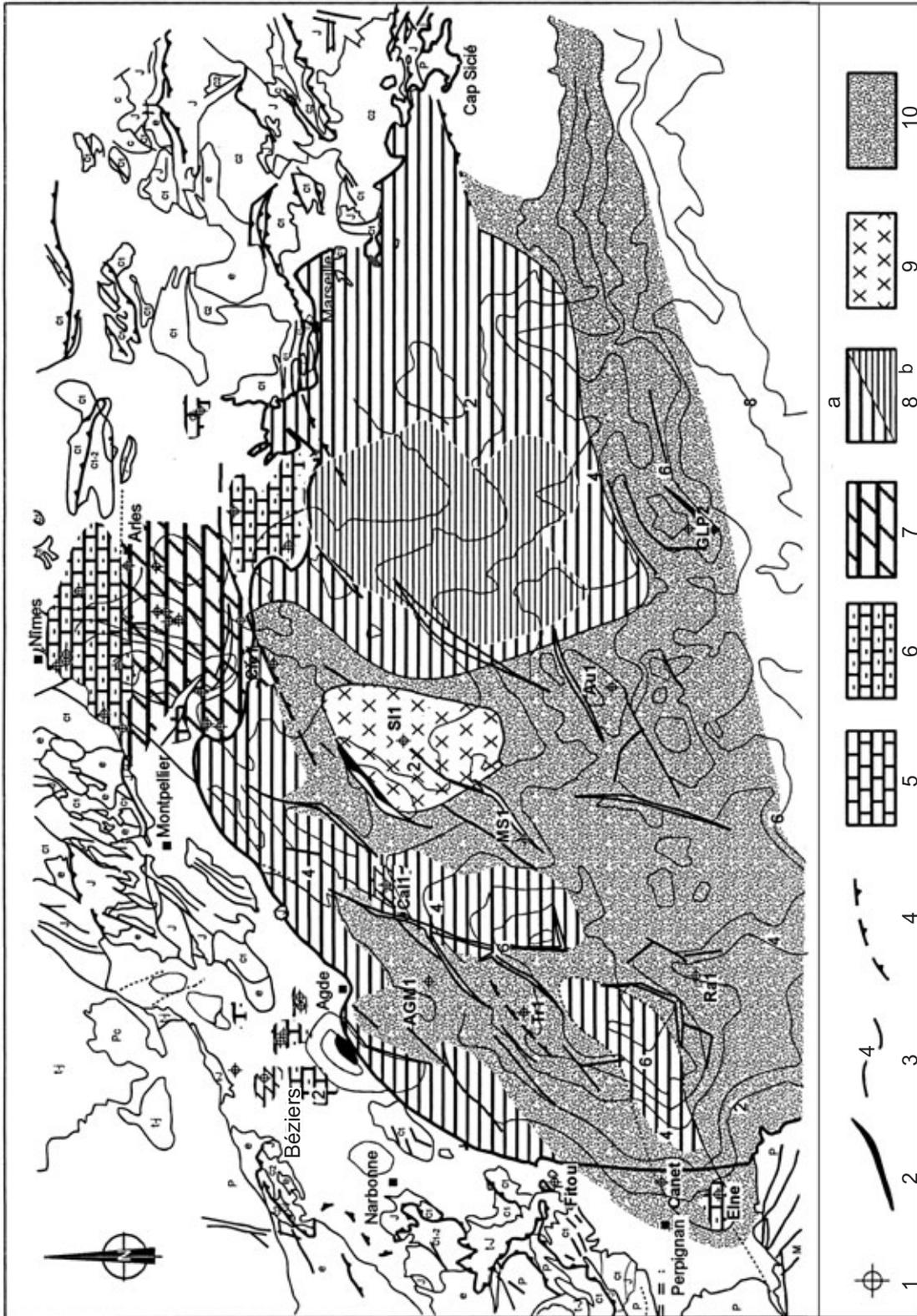


Fig. 4.- Carte schématique de la nature du substratum anté-tertiaire du golfe de Lion et de ses bordures établie d'après les données de sondage (à terre et en mer) et les indications (substratum lité ou non) des profils sismiques (en mer).

1 : forages, 2 : failles normales du rift, 3 : isobathes de la surface du rift (x 1000 m), 4 : chevauchements tertiaires, 5 : Crétacé supérieur, 6 : Crétacé inférieur, 7 : Jurassique, 8 : substratum mésozoïque supposé en mer (a : peu épais ; b : très épais), 9 : granite de Sirocco, 10 : socle paléozoïque (métasédiments).

Fig. 4.- Sketch map of the pre-Tertiary substratum of the Gulf of Lions and its borders established from borehole data (onshore and offshore) with structural indications (substratum layered or not) from the seismic profiles (offshore).

1 : boreholes, 2 : normal faults of the rift, 3 : isobaths of the rift surface (x 1000 m), 4 : Tertiary thrusts, 5 : Upper Cretaceous, 6 : Lower Cretaceous, 7 : Jurassic, 8 : Assumed Mesozoic substratum offshore (a: thin; b: very thick), 9 : Sirocco granite, 10: Paleozoic basement (metasediments).

	Bassin du Sud-Est et bordures	Golfe du Lion
<b>Trias</b>	Sédimentation peu profonde (détritique grossière, évaporites) puis marine (dépôts profonds au centre, littoral (carbonates de plate-forme, milieu récifal, lagunaire) sur les bordures. Existence d'un sillon avec dépôts de halite entre failles des Cévennes et de Nîmes	Plate-forme, prolongement ? de zones subsidentes
<b>Jurassique inférieur / Lias</b>	Formation du sillon sub-alpin (distension E-W à ENE-WSW). Au sud, plate-forme des Corbières à la Provence (Hettangien) puis milieu marin plus ouvert vers le sud et l'ouest (Carixien – Domérien)	Plate-forme méridionale s'étendant sur le domaine nord-ouest sarde (Corse et Alpes Maritimes émergées)
<b>Jurassique moyen / Dogger</b>	Individualisation du bassin du Sud-Est (distension, volcanisme), bassin fermé au sud : plate-forme Corbières – Camargue – Provence à l'Aalénien, Bajocien : émergence mais bassin succédant à plate-forme en Provence. Bathonien : instabilités, ouverture du bassin piedmontais, instabilités dans bassin du SE, réactivations de failles, glissements syn-sédimentaires sur les bordures, émergence avec karstification (Corbières, Provence) Callovien : faciès de bassin (Terres-Noires) jusqu'au nord de Montpellier	Apports détritiques (micacés) du continent corso-sarde
<b>Jurassique supérieur</b>	Plate-forme externe (calcaire dolomitique, dolomies) sur les régions périphériques (Corbières, Provence, Camargue) Callovo-Oxfordien : immersion accrue des zones provençale et ouest sarde (subsidence des marges liguro-piedmontaises) Bassin du SE : tendance régressive (sédiments plus carbonatés) Jurassique terminal : tendance régressive avec plate-forme interne des Corbières à la Provence (soulèvement régional), faciès récifaux à la fin Jurassique. Structuration E-W au centre du bassin (bordure du futur bassin vocontien)	Plate-forme externe ?  Plate-forme interne et ? émergences locales ?

Tabl. 2.- Résumé et l'histoire mésozoïque du bassin du Sud-Est et de ses bordures.

Table 2.- Summary of the Mesozoic history of the Southeast Basin and its borders.

des régions bordières affleure dans des secteurs proches de la plate-forme au sud-ouest ou à l'est.

Au niveau de la bordure catalane, on notera qu'aucune série très métamorphique ou plutonique du type de celles qui affleurent largement au niveau de la zone axiale au sud de Perpignan, n'a été rencontré en mer, que ce soit au niveau des forages de Rascasse ou de GLP2.

Dans la zone côtière, le socle des régions du Roussillon est également différent de celui de la plate-forme puisque constitué de brèche mylonitique (Canet 1) (fig. 4) pouvant s'apparenter à la série de Canaveilles (Gottis, 1958). Plus au nord, le sondage de Fitou a rencontré une lame de schistes peu métamorphiques intercalés à faible profondeur (135 - 210 m) dans des séries évaporitiques triasiques puis à la base du sondage (650 à 672 m) de schistes carbonifères siluriens, de schistes carbonifères et jaspes (« lydiennes ») carbonifères (Destombes, 1948). La nature des séries présentes dans ce sondage s'apparente à celle rencontrée dans le sondage de Tramontane 35 km plus à l'est (fig. 4). La présence dans ce sondage de séries triasiques et, immédiatement plus à l'ouest, de séries jurassiques et crétacées, s'accorde avec le schéma d'un socle paléozoïque entièrement « dénudé » sous les sédiments tertiaires dans ce secteur du golfe du Lion et composé de séries ordoviciennes à carbonifères (incluant les séries dévoniennes du forage d'Agde Maritime).

### Le socle paléozoïque sarde et la position des blocs de socle varisque

Compte tenu du faible nombre d'informations disponibles, une reconstitution même schématique des principaux domaines de la chaîne varisque au niveau du golfe du Lion apparaît très imprécise.

On peut néanmoins rappeler que les corrélations au niveau du socle varisque entre le bloc corso-sarde et le sud de la France amènent à rapprocher la Provence de la Nurra sarde (Chabrier et Mascle, 1975). Cela conduit aussi à envisager que le domaine tardi-paléozoïque jouxtant le socle du golfe du Lion était celui de la marge sud-ouest sarde et de l'Iglesiante. Dans cette région, le socle paléozoïque est également constitué de séries sédimentaires peu déformées et peu métamorphisées (Carmignani *et al.*, 1986).

Sur la marge de la Nurra sarde, le forage DSDP 134 du leg XIII a rencontré un socle constitué de phyllites sériciteuses, de métagrayswackes peu métamorphisées et affectées par une schistosité assez faible, oblique ou parallèle à la stratification. Ce faciès est tout à fait comparable à celui du socle du forage Mistral (Hsü *et al.*, 1973) et encore davantage de celui des métasédiments rencontrés à la base du forage GLP2. Ce rapprochement est d'autant plus significatif que le forage 134 se situe au voisinage immédiat des puits situés en rebord de plate-forme (Rascasse, Autan, GLP2) si l'on tient compte de la proximité du bloc

corso-sarde avant l'ouverture du bassin liguro-provençal. Cependant une telle similitude (et relative homogénéité) du socle paléozoïque entre ces régions doit être analysée à la lumière des mouvements cinématiques post-paléozoïques. En effet, c'est dans ce secteur précis qu'est supposé se situer le prolongement de la Faille Nord-Pyrénéenne, le long de laquelle sont supposés d'importants mouvements transcurrents tardi-hercyniens dextres, puis sénestres au Crétacé inférieur (Arthaud et Matte, 1975 ; Olivet, 1996) (voir plus loin). Quoi qu'il en soit, on peut retenir qu'aucun terrain métamorphique de nature comparable à ceux de la zone axiale pyrénéenne n'a été reconnu à ce jour sur les marges du golfe du Lion ou de la Sardaigne.

### Histoire triasique et jurassique : la terminaison du Bassin du Sud-Est

#### Evolution régionale et paléogéographie des régions périphériques

L'histoire mésozoïque de la région est marquée par la formation du bassin du Sud-Est au Permien (Debrand-Passard *et al.*, 1984) ou au Trias (Baudrimont et Dubois, 1977 ; Curnelle et Dubois, 1986) lors d'une phase de distension qui a réactivé les grandes structures tardi-hercyniennes. Parmi celles-ci, l'importante Faille des Cévennes a contrôlé toute l'évolution de ce bassin dans sa partie occidentale (fig. 5). Les dépôts sédimentaires

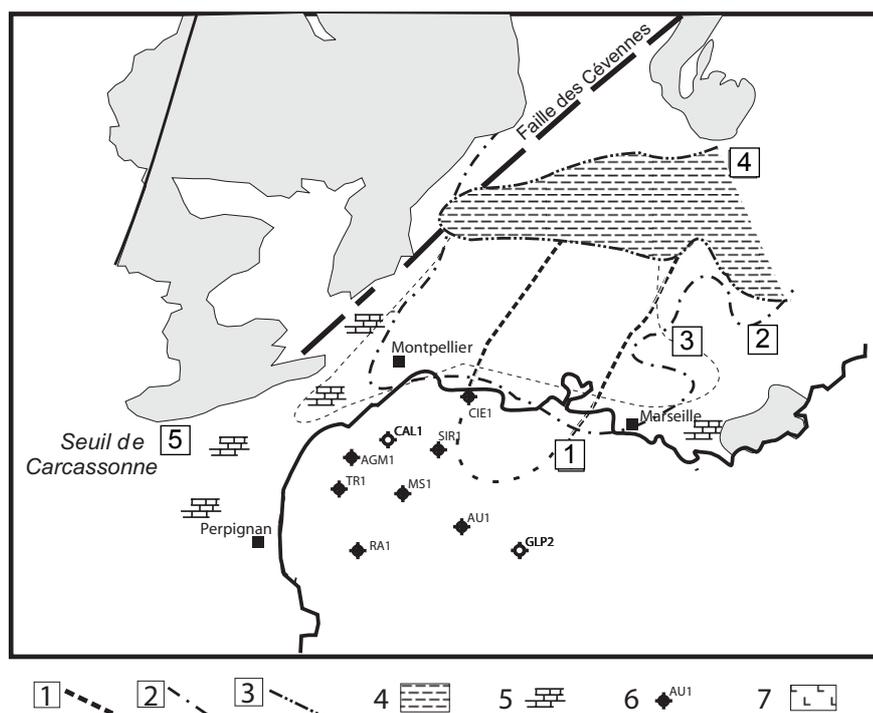


Fig. 5.- Principaux éléments de l'évolution paléogéographique du sud-est de la France au Jurassique (d'après Curnelle et Dubois, 1986).

Limite externe de la plate-forme carbonatée du bassin du Sud-Est, 1 : au Jurassique inférieur, 2 : à la limite Jurassique inférieur / moyen, 3 : au Jurassique supérieur, 4 : extension de la fosse vocontienne au Jurassique supérieur, 5 : plate-forme carbonatée au Jurassique supérieur.

Fig. 5.- Main elements of the paleogeographic evolution of southeastern France during the Jurassic (after Curnelle and Dubois, 1986).

Outer limit of the Southeast Basin carbonate shelf, 1: during the Early Jurassic, 2: at the Early/Middle Jurassic boundary, 3: during the Late Jurassic; 4: extension of the Vocontian graben during the Late Jurassic; 5: Carbonate shelf during the Late Jurassic; 6: Oil wells in the Gulf of Lions.

continus depuis le Trias jusqu'au Jurassique supérieur, révèlent de grandes variations d'épaisseur entre le centre et les bordures du bassin : respectivement plus de 10 000 m et 2 à 3000 m (Baudrimont et Dubois, 1977).

Le résumé de l'histoire régionale (tabl. 2) montre que durant le Jurassique, le golfe du Lion et ses bordures ont vraisemblablement constitué une vaste plate-forme bordant au sud l'important bassin du Sud-Est (fig. 5). Cependant une extension plus grande des faciès de bassin en liaison avec le fonctionnement de la faille de la Durance est aussi postulée par Monleau (1986) qui attribue un rôle important au Jurassique, à cette fracturation ainsi qu'aux failles transverses NW-SE.

En admettant un tel contrôle tectonique des aires de sédimentation et en considérant que la région du golfe du Lion s'est située pour l'essentiel au sud du domaine de subsidence principal, les

dépôts jurassiques de cette plate-forme méridionale ont donc dû être principalement carbonatés et d'épaisseur relativement limitée au Jurassique, avec toutefois des variations significatives possibles, induites par les fractures principales.

#### Nature du substratum mésozoïque du golfe du Lion

Les diverses études antérieures ont montré la faible représentation des séries mésozoïques dans le golfe du Lion. Néanmoins à terre, les forages situés près de la côte (fig. 4) ont fréquemment rencontré des séries crétacées et/ou jurassiques et en mer, deux forages réalisés non loin des côtes languedociennes, ont traversé un substratum ante-rift composé de séries jurassiques (tabl. 1) :

- le forage CICINDELE, implanté à proximité de la Camargue, dans le secteur nord-est de la plate-forme, a rencontré à faible profondeur (- 481 m sous le fond

marin) des séries jurassiques tectonisées intercalées entre des séries « métamorphiques » paléozoïques (fig. 3, 4, tabl. 1).

Les faciès et les microfaunes observées indiquent des dépôts de plate-forme qui se raccordent à ceux rencontrés à terre dans le forage Sainte-Marie et cette zone de plate-forme marque donc bien la limite sud du bassin (profond) du Sud-Est au Jurassique moyen (fig. 5, tabl. 2).

Les niveaux rencontrés dans l'unité mésozoïque inférieure (dolomie, ...) se rapprochent de ceux du Trias que l'on retrouve communément comme niveau de décollement à la base des chevauchements dans toute la région languedocienne. La présence de ce niveau triasique supposé et surtout l'implication du socle paléozoïque dans ces écaïlles relativement minces confirment la faible épaisseur des séries mésozoïques dans ce secteur par rapport aux domaines plus septentrionaux où les chevauchements tertiaires ont conduit à l'imbrication d'unités mésozoïques plus épaisses (Arthaud et Séguret, 1981).

- le forage CALMAR, situé à la limite entre les secteurs nord-est et sud-ouest de la plate-forme du golfe du Lion a été implanté sur un horst intermédiaire allongé NE-SW sur la zone de seuil séparant le graben de Vistrenque et le graben central (fig. 4). Les séries forées (fig. 3, tabl. 1) correspondent à des faciès de plate-forme du Jurassique moyen connus dans les régions limitrophes à terre. On note la présence d'un contact tectonique se situant au niveau du changement de faciès vers -3357 m (-3251 m sous le fond de la mer) (Mc Donagh, 1983). Ici encore, on remarque l'absence de toute trace de dépôts crétacés dans ces unités mésozoïques tectonisées.

Des éléments de séries mésozoïques ont aussi été reconnus dans les conglomérats (peu épais) rencontrés à la base de certains forages dans le golfe du Lion, notamment au niveau du puits GLP2.

#### Épaisseur et extension des séries mésozoïques (jurassiques ?) dans le golfe du Lion

Si les séries mésozoïques sont peu représentées et semblent peu épaisses dans le golfe du Lion d'après les résultats des forages réalisés, une extension bien plus large et surtout des épaisseurs bien

plus importantes sont présumées sous la partie orientale de la plate-forme actuelle à partir des profils de sismique réflexion.

Dans la partie nord-ouest du golfe, les faciès sismiques observés en mer et le prolongement des structures reconnues à terre (Gorini *et al.*, 1991) indiquent l'existence d'une couverture mésozoïque continue dans certaines régions proches de la côte où son épaisseur peut être estimée à environ 2 km. Vers le large, le socle paléozoïque affleure sans doute sur de vastes secteurs. Cependant l'existence de dépôts mésozoïques peu épais et profondément enfouis peut y être présumée notamment au niveau du substratum du graben central. Les forages en mer ont en effet tous été implantés sur les reliefs où le Paléozoïque a été largement dénudé par la tectonique ou l'érosion pré-rift. (fig. 4, carte 1).

Dans les secteurs côtiers, les séries mésozoïques sont vraisemblablement peu épaisses et le substratum anté-Oligocène de nature variable est le puits Agde-Maritime, implanté à une quinzaine de kilomètres au sud de Cap d'Agde, a ainsi rencontré un socle paléozoïque sous les dépôts tertiaires alors que tous les puits environnants réalisés sur la côte languedocienne (fig. 4), de même que le puits Calmar foré à 20 km au nord-est d'Agde-Maritime (fig. 3, 4) ont foré des séries mésozoïques.

A l'ouest du golfe, la répartition des séries mésozoïques, estimée d'après les faciès sismiques lités observés au sein du substratum acoustique, montre une distribution en « doigt de gant » entre les zones où le socle paléozoïque affleurerait au toit du substratum anté-rift (fig. 4). Cette distribution peut être liée aux événements postérieurs (mouvements pyrénéens, érosion ante- et syn-rift) mais elle peut aussi être, au moins en partie, héritée d'une paléogéographie jurassique et à un jeu des accidents prolongeant la faille de Nîmes au Mésozoïque.

Au sud de la Camargue, la nature du substratum foré dans le puits Cicindèle (fig. 3, 4) révèle la faible épaisseur du Mésozoïque dans ce secteur avant les déformations pyrénéennes. Cela peut traduire une paléogéographie jurassique différenciée par rapport au domaine situé plus au nord où les séries sont épaisses et/ou une érosion au Crétacé de dépôts jurassiques initialement plus épais. Vers l'est, au niveau du horst de Beauduc

(fig. 4, 6), le Mésozoïque serait également peu épais d'après la sismique réflexion.

Plus à l'est, dans le secteur situé au sud-est de la Camargue et à l'ouest de la Provence, seule la sismique réflexion permet d'avoir quelques indications sur la nature du substratum anté-rift en mer. Les réflexions organisées observées au sein du socle acoustique indiquent que les séries y seraient moins déformées que sur la plate-forme occidentale. A partir de ces données, complétées par celles de puits implantés à terre près de la côte, des séries jurassiques épaisses sont présumées au niveau du horst de Camargue (Mauffret et Gorini, 1996) aussi appelé horst du Rhône (Gorini, 1993) (fig. 6). Dans ce secteur, les profils de sismique industrielle et le profil ECORS montrent un réflecteur profond qui est interprété par Mauffret et Gorini (1996) comme un chevauchement éocène réactivé en jeu normal à l'oligocène mais aussi comme un marqueur de la base d'un bassin mésozoïque très profond. Par analogie avec le bassin du Sud-Est, une profondeur de l'ordre de 10 km est présumée par ces auteurs pour ce bassin. Le prolongement sur la plate-forme du bassin du Sud-Est s'accorde avec les faciès observés au puits Istres 101, au nord-est de l'étang de Berre, où, au sein des épaisses séries jurassiques et crétacées forées jusqu'à - 5616 m, on rencontre des séries marneuses noires du Jurassique inférieur et moyen correspondant au faciès profond du bassin du Sud-Est (*in* Debrand-Passard *et al.*, 1984 ; De Gracianski *et al.*, 1998). On notera aussi que cette zone, où aurait existé un bassin mésozoïque épais (fig. 4, 5), correspond à la zone d'inflexion des isobathes du Moho indiquant une croûte amincie dans ce secteur (*in* Guennoc *et al.*, 1994).

Vers le sud, cette zone à séries mésozoïques épaisses serait limitée par les zones de socle paléozoïque d'Autan et de GLP2 (fig. 4) où seuls des fragments de galets de séries mésozoïques ont été recueillis (tabl. 1). Là encore, des causes diverses peuvent expliquer une telle différence d'épaisseur de séries mésozoïques dans des secteurs très proches : structuration jurassique, érosion crétacée, ou dénudations postérieures (voir plus loin).

Sur la plate-forme provençale, à l'est de la faille de l'Arlésienne (fig. 6), les séries mésozoïques sont connues à l'affleurement sur la pente (Froget, 1974). Leur présence à proximité de socle paléozoïque

à l'affleurement (fig. 4) démontre ici aussi la faible épaisseur actuelle du Mésozoïque. Ce socle paléozoïque s'approfondit vers le nord sous le bassin de la Nerthe au large de Marseille. Cette région apparaît fortement structurée selon une direction E-W héritée de l'histoire crétacée et clairement séparée de la plate-forme du golfe du Lion par la faille ou la zone de transfert de l'Arlésienne (Mauffret et Gorini, 1996).

En résumé, au cours de l'évolution triasique et jurassique, le golfe du Lion apparaît comme une zone de bordure (plate-forme externe ou interne) avec une sédimentation nettement plus réduite qu'au centre du bassin (« zone haute » Arthaud et Séguret, 1981). Cependant la juxtaposition de zones à faible épaisseur sédimentaire et de zones à dépôts épais, reconnus en forage à terre dans les régions côtières ou présumées en mer d'après la sismique réflexion, indique qu'une structuration plus complexe que celle d'une zone de plate-forme continue et « homogène » a vraisemblablement existé. Les grandes fractures ou zones de transferts qui jouent un rôle important lors du rifting oligocène ont également dû jouer un rôle lors de cette période mésozoïque. Une telle zone transverse NW-SE pourrait avoir limité au sud le « bassin profond » longeant les failles cévenoles et « décalé » vers le sud-est, au sud de la Camargue, la zone de dépôt à forte sédimentation.

A une échelle plus large, les reconstitutions paléogéographiques sont très incertaines en raison des grandes incertitudes quant aux positions respectives du bloc corso-sarde et de l'Ibérie par rapport à l'Europe, illustrées par la variété des reconstitutions cinématiques proposées (ex. Biju-Duval, 1997 ; Sibuet et Collette, 1991 ; Olivet 1996) (fig. 7). Ainsi au Trias et au Jurassique, les régions bordières du golfe du Lion ont été, soit la marge ouest-sarde dans le cas d'une position très orientale du bloc corso-sarde durant tout le mésozoïque, soit la marge ouest corse ou bien encore, un domaine de plate-forme qui aurait prolongé l'ensemble corso-sarde vers l'est et représenterait le promontoire briançonnais (Stampfli, 1995).

### Evolution crétacée, déplacements Ibérie / Europe

L'imprécision sur la position des plaques à la fin du Jurassique est un élé-

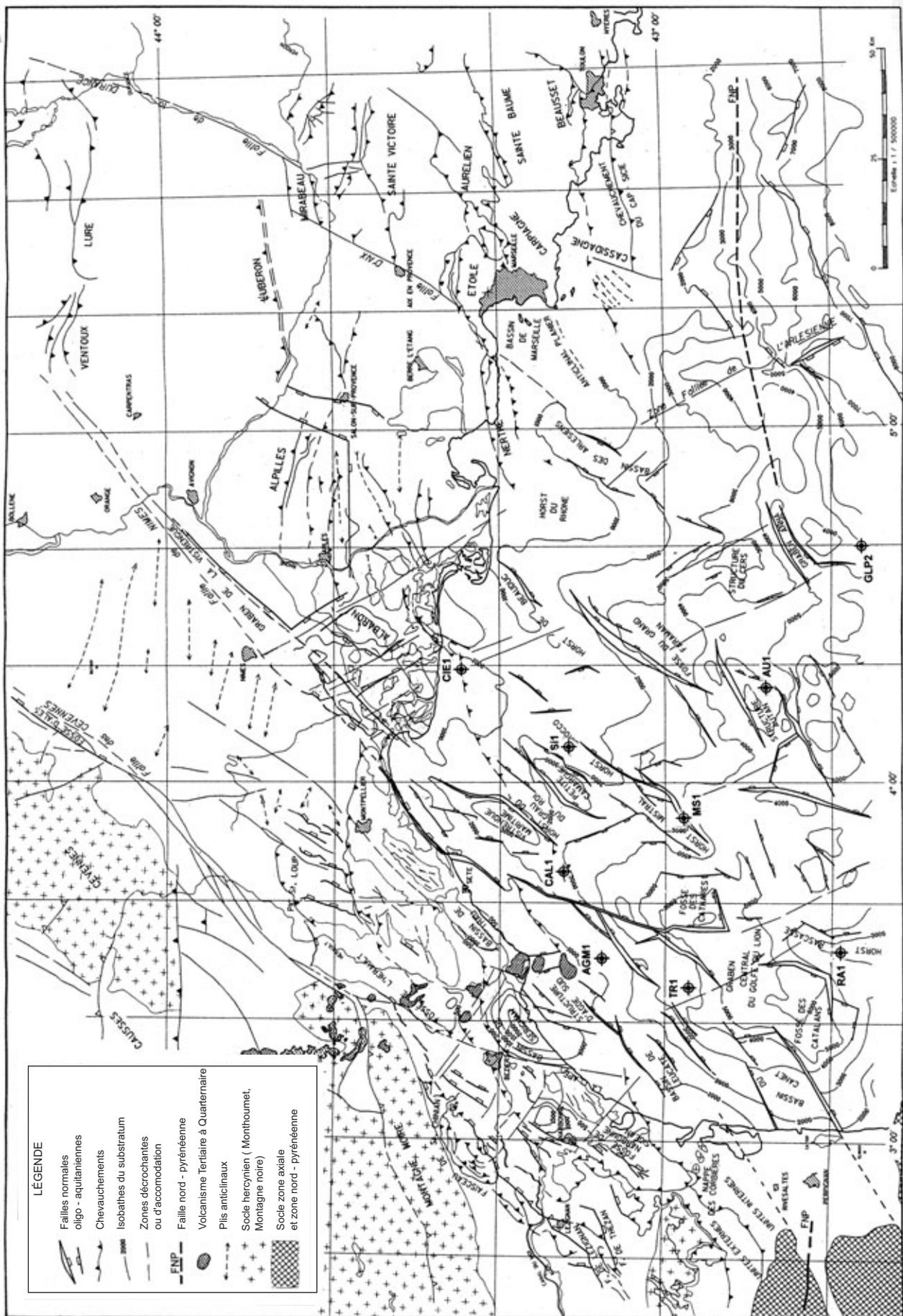


Fig. 6.- Carte structurale du rift du golfe du Lion (Gorini, 1993).

Fig. 6.- Structural map of the Gulf of Lions rift (in Gorini, 1993).

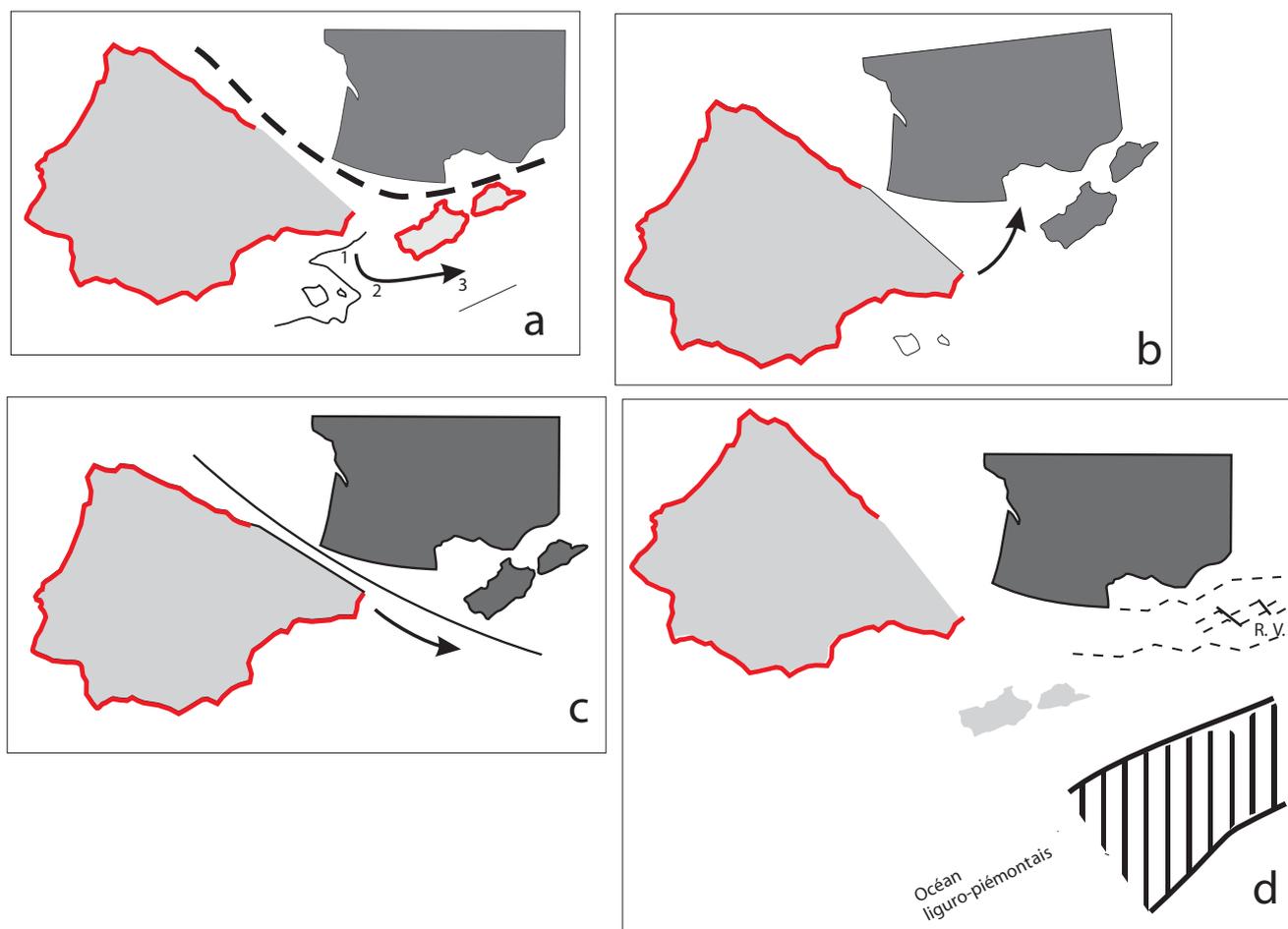


Fig. 7.- Présentation schématique de diverses hypothèses sur les positions respectives de la microplaque Ibérie et du bloc corso-sarde par rapport à l'Europe au Mésozoïque d'après (a) : Olivet (1996) (1 à 3 : mouvements de la microplaque Ibérie au Crétacé inférieur) ; (b) : Sibuet et Collette (1991) ; (c) : Vially et Trémolières (1996) ; (d) : Stampfli (1995), R.V. : rift valaisien.

Fig. 7.- Schematic presentation of different hypotheses concerning the respective positions of the Iberian microplate and the Corsica-Sardinia block in relation to Europe during the Mesozoic according to (a) : Olivet (1996) (1 to 3 : movements of the Iberian microplate during the Early Cretaceous) ; (b) : Sibuet and Collette (1991) ; (c) : Vially and Trémolières (1996) ; (d) : Stampfli (1995), R.V. : Valais rift.

ment important d'incertitude sur l'évolution de la région au Crétacé, période qui représente une étape fondamentale mais encore mal connue dans l'histoire régionale.

En l'absence de séries crétacées dans les forages du golfe du Lion, l'évolution complexe, marquée par des changements de paléogéographie et de dépocentres, ne peut être reconstituée dans ses grands traits que sur la base de la distribution des faciès de dépôts à la périphérie (Arthaud et Séguret, 1981, Baudrimont et Dubois, 1977 ; Debrand-Passard *et al.*, 1984 ; Curnelle et Dubois, 1986). Les changements les plus notables (tabl. 3, fig. 8) sont la mise en place, dès la fin du Jurassique, d'une structuration E-W marquée par la réduction vers le nord du bassin du Sud-Est à un profond sillon, la fosse vocontienne, et par son rétrécissement progressif durant le Crétacé inférieur. Au sud, une

plate-forme carbonatée s'étendait jusqu'à la bordure nord du golfe du Lion, limitée vers le sud par un haut-fond provençal (fig. 8a). A l'Albien et au Cénomanién, cette plate-forme fait place à un sillon (fig. 8b) où se déposent des sédiments argilo-silteux épais de quelques centaines de mètres tandis que plus au nord émerge le bombement durancien et que, sur les bordures, des dépôts détritiques étendus témoignent d'une reprise d'érosion.

Cette évolution traduit l'influence prépondérante de contraintes liées au rifting puis à l'ouverture du golfe de Gascogne et aux déplacements relatifs de la microplaque ibérique (Ibérie et bloc corso-sarde) par rapport à la plaque Europe (fig. 8a, 8b). Cependant si la chronologie de ces événements est bien définie, l'ampleur des mouvements relatifs, les positions initiales des plaques les unes par rapport aux

autres, la nature de la (des) zone(s) frontière(s), sont toujours discutés.

L'hypothèse d'un grand déplacement (environ 300 km) de la plaque ibérique vers le sud-est lors de l'ouverture du golfe de Gascogne (Olivet, 1996 et ref.) (fig. 7, 8) satisfait à diverses contraintes cinématiques dans l'Atlantique nord-est mais aussi à l'absence de compression à la fin du Crétacé inférieur à l'est des Pyrénées. Néanmoins, elle se heurte d'une part à la difficulté du prolongement vers l'ouest et vers l'est d'une frontière de plaques communément située le long de la Faille Nord-Pyrénéenne et d'autre part aux rapprochements établis entre les unités géologiques situées de part et d'autre de cette « frontière ». Ceux-ci conduisent à proposer la persistance, du Permien à l'Oligocène, d'un ensemble « Languedoc, Provence, Alpes Maritimes, Corse, Sardaigne » sans déplacement

	Bassin du Sud-Est et régions périphériques	Zone du golfe du Lion
<b>Berriasien – Valanginien –</b>	Extension du bassin vocontien vers le sud-ouest Forte structuration E-W	Bassin au nord-est du golfe Zones émergées ou plate-forme interne peu profonde
<b>Hauterivien – Barrémien</b>	Faciès de plate-forme interne et externe très développés	Idem ?
<b>Barrémo-Aptien</b>	Faciès urgoniens (milieu infra à supra-littoral) = forte réduction de la profondeur du bassin liée à la fermeture du bassin mésozoïque. Extension d'une plate-forme carbonatée de la Basse-Provence à l'ouest de la Sardaigne	Plate-forme carbonatée (Masse et Aleman, 1982) ou zone émergée (Fourcade <i>et al.</i> , 1977)?
<b>Aptien inférieur</b>	Zone plus profonde du sillon sud-provençal au SW de la Sardaigne	« sillon » au niveau de la pente actuelle du golfe du Lion ?
<b>Aptien (Bédoulien) Aptien – Albien</b>	Approfondissement du milieu : disparition des faciès de plate-forme (tectonique en extension N-S locale) Reprise de l'érosion dans les Corbières, détritisme provenant du Massif central	
<b>Albien-Cénomaniens</b>	Large émergence du Massif central aux Maures, « Isthme Durancien » ? ou ride centrale et anticlinaux et synclinaux E-W. Développement des dépôts latéritiques et des bauxites : Provence, Corbières, Catalogne, Sardaigne Creusement du sillon sud-provençal : marnes bleues et turbidites Extension albo-aptienne et sillons E-W à WSW-ENE au sein du bombement durancien (synchrone ouverture golfe de Gascogne)	Existence probable de « sillons crétacés » Prolongement incertain d'un « sous-bassin de la Provence aux Corbières » Fossés étroits ou allongés NE-SW (N50°E) plus ou moins discontinus
<b>Crétacé supérieur Sénonien supérieur</b>	Sédimentation dans 2 dépocentres : sillon sud-provençal Plate-forme carbonatée en Provence, Languedoc, Sardaigne	Prolongement sur le secteur est du golfe du Lion (cf. forages côtiers) mais sans doute discontinus vers l'ouest
<b>Cénomaniens – Coniaciens</b>	Fermeture progressive des sillons	
<b>Turonien inférieur</b>	Mouvements épirogéniques localisés	
<b>Fin Crétacé (à Eocène inférieur)</b>	Fermeture des bassins, soulèvement généralisé (compression N-S), plissement de la couverture mésozoïque, dépôts détritiques syn-tectoniques dans les Corbières, fossés syn-tectoniques liés à mouvements transcurrents	Soulèvement, plissements et mouvements transcurrents probables

Tabl. 3.- Histoire du bassin du Sud-Est et des régions périphériques au Crétacé.

Table 3.- History of the Southeast Basin and surrounding areas during the Cretaceous.

relatif de grande ampleur (voir revue in Boillot, 1984).

En ce qui concerne les témoins éventuels de structures crétacées de direction E-W dans le golfe du Lion, ceux-ci sont limités à quelques anomalies magnétiques en bordure de plate-forme (Guennoc *et al.*, 1994) et aux structures du rift de direction sensiblement E-W observées dans le secteur GLP2 (Gorini, 1993) et aux indices d'épimétamorphisme d'âge crétacé dans le substratum de ce puits (tabl. 1) (fig. 6, carte 1). Les traits particuliers de ce fossé sont interprétés comme la trace d'un accident important du substratum, c'est-à-dire un prolongement d'un segment oriental de la FNP (Gorini, 1993, Gorini *et al.*, 1993 ; Mauffret et Gorini, 1996) ou d'un fossé d'âge crétacé inférieur situé en bordure de celle-ci et réactivé à l'Oligocène (Séranne *et al.*, 1995). Ce prolongement vers l'est de structures pyrénéennes et en particulier de la faille nord-pyrénéenne (FNP) a fait l'objet de nombreuses discussions (ex. Arthaud *et al.*, 1980-81 ...). Toutefois, l'étude des structures du rift et du substratum ne montre aucune évidence de structure E-W majeure à l'est des Pyrénées orientales, sous la plaine côtière ou au large du Roussillon (fig. 6, carte 1).

Cette absence de structures E-W « héritées » sur ce secteur de la marge peut être mise en parallèle avec l'interruption vers l'est des anomalies gravimétriques positives de la zone nord-pyrénéenne, interprétées comme des effets des remontées mantelliques sous les rifts crétacés. A l'est des Pyrénées, les anomalies de gravité sont en effet orientées selon les directions NE-SW et NW-SE.

La question du prolongement de ces structures crétacées et des structures orogéniques doit être examinée à la lumière des mouvements postérieurs, lors de la tectogenèse pyrénéenne, en tenant compte des déplacements relatifs nord-sud qui peuvent être estimés dans les Pyrénées d'une part et dans le golfe du Lion d'autre part.

### Fin de l'histoire pré -rift : évolution fini-crétacée à tertiaire inférieur et structures pyrénéennes dans le golfe du Lion

L'histoire pyrénéenne du sud-est est connue par l'étude des structures à terre bien identifiées dans les Corbières (Viallard, 1987), dans la région de

Montpellier (Arthaud et Mattauer, 1969, 1972 ; Arthaud et Séguret, 1981 ; Arthaud et Durand, 1989) ou en Provence (Guiou et Rousset, 1978). Dans le golfe du Lion, quelques forages (Cicindèle, Calmar) et les profils sismiques apportent des informations complémentaires sur la tectogenèse pyrénéenne.

### Les déformations pyrénéennes dans le Sud-Est de la France

La juxtaposition de domaines à couverture mésozoïque de nature et d'épaisseur très différentes à la fin du Crétacé a conduit à la formation de structures très différenciées lors de la tectogenèse pyrénéenne, notamment entre les secteurs situés à l'ouest et à l'est de la faille des Cévennes (Arthaud et Durand, 1989). Les principaux facteurs qui ont contrôlé ces déformations pyrénéennes sont l'épaisseur et la nature (carbonatée ou argileuse) des séries mésozoïques et la localisation des grands accidents de socle (Arthaud et Séguret, 1981).

Ainsi, dans le Languedoc (fig. 6), la compression pyrénéenne, orientée NNE-SSW, a engendré des structures variées,

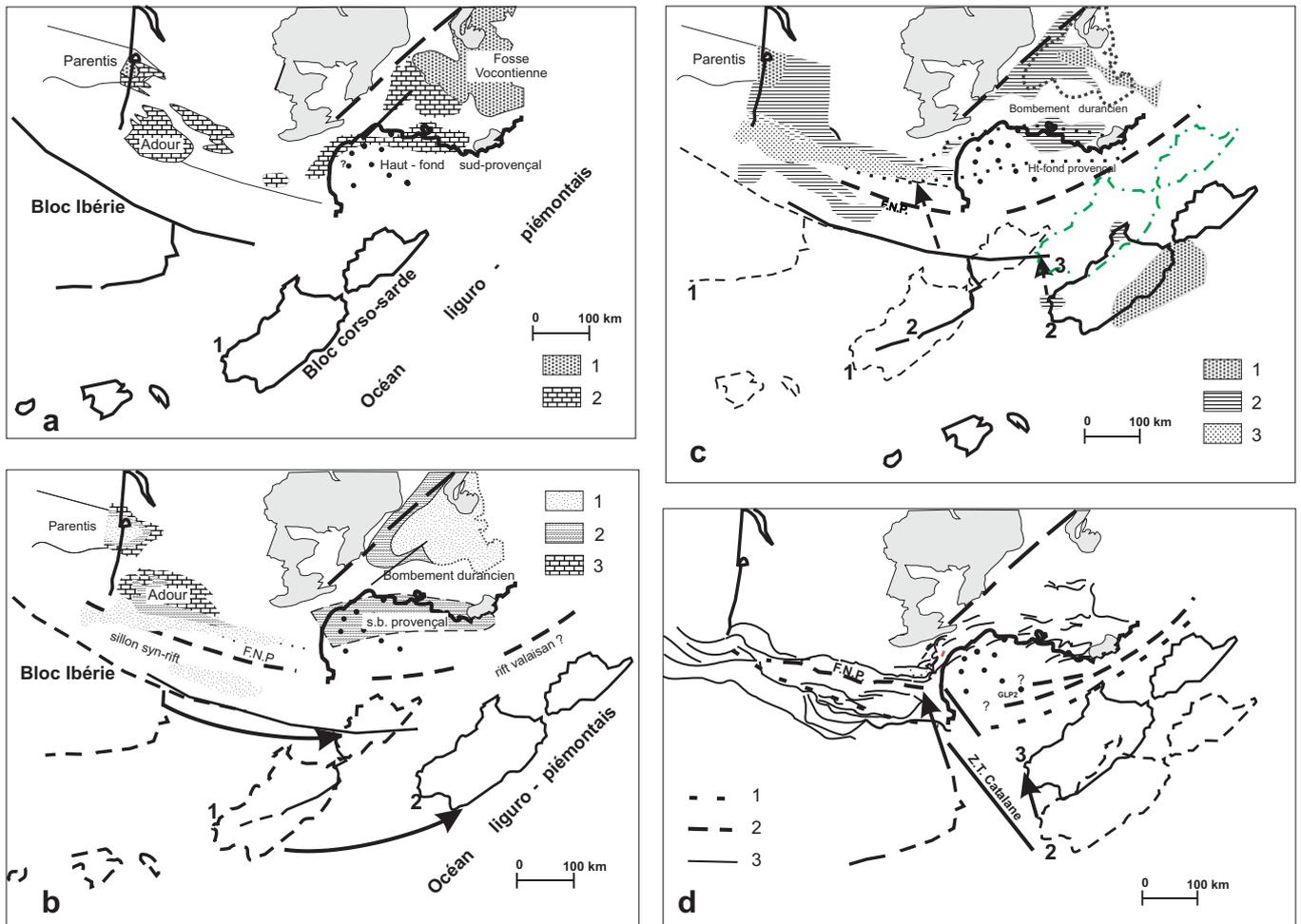


Fig. 8.- Evolution paléogéographique au Crétacé (d'après Curnelle et Dubois, 1986) et cinématique reconstituée d'après Olivet (1996). a - au Crétacé inférieur (Barrémien); b - au Crétacé moyen (Albien supérieur); c - au Crétacé supérieur (Coniacien); d - mouvements et principales déformations tertiaires. Position de la microplaque Ibérie et du bloc corso-sarde (1) : avant l'ouverture du golfe de Gascogne; (2) : à la fin de l'ouverture, (3) : à la fin des mouvements pyrénéens. Noter la différence de mouvements relatifs vers le nord de l'Ibérie d'une part et du bloc corso-sarde d'autre part.

Légendes des caissons :

a - 1 : faciès de bassin; 2 : plate-forme carbonatée à faciès urgoniens dans le Sud-Est

b - 1 : bassin à turbidites; 2 : plate-forme argilo-silteuse; 3 : plate-forme carbonatée

c - 1 : faciès de bassin; 2 : plate-forme interne à externe; 3 : faciès flysch

d - Localisation de la Faille Nord-Pyrénéenne avant (1) et après (2) les mouvements pyrénéens, 3 : principaux chevauchements

Fig. 8.- Paleogeographic evolution during the Cretaceous (after Curnelle and Dubois, 1986) with reconstructed kinematics after Olivet (1996).

a - Early Cretaceous (Barremian); b - Middle Cretaceous (late Albian); c - Late Cretaceous (Coniacian); d - Tertiary movements and main deformation

Position of the Iberian microplate and the Corsica-Sardinia block (1): before the opening of the Bay of Biscay; (2): at the end of the opening, (3): at the end of the Pyrenean movements. Note the differences in relative Northward movement of Iberia on one side and of the Corsica-Sardinia block on the other side.

Box legends:

a - 1: basin facies; 2: carbonate shelf with Urgonian facies in the southeast

b - 1: turbidite basin; 2: clayey-silty shelf; 3: carbonate shelf

c - 1: basin facies; 2: inner to outer shelf; 3: flysch facies

d - Location of the North Pyrenean Fault before (1) and after (2) the Pyrenean movements, 3: major thrusts.

plis et chevauchements N70 à N110°E et décrochements N20 à N50°E au cours de deux phases de déformation principale, Paléocène-Eocène et Eocène supérieur (Arthaud et Séguret, 1981; Arthaud et Durand, 1989). Dans les zones à faible couverture sédimentaire, les déformations pyrénéennes ont été marquées par des chevauchements impliquant des lames de

socle et des lambeaux de couverture, avec localement un décollement plus ou moins important de la couverture sus-jacente (nappes des Corbières, nappes provençales). Dans les secteurs à séries mésozoïques épaisses, la déformation s'est surtout manifestée sous la forme de grands plis droits, les accidents du socle, profondément enfouis, jouant un rôle mineur.

Le raccourcissement lié à la tectonique pyrénéenne au niveau de Montpellier a été estimé à 40 km environ (Arthaud et Séguret, 1981); il aurait été compris entre 45 et 75 km au niveau des nappes provençales (Guieu et Rousset, 1978). Au nord du Roussillon, des blocs de socle très métamorphique observés au sein de la semelle de Trias dans la fenêtre de Fitou

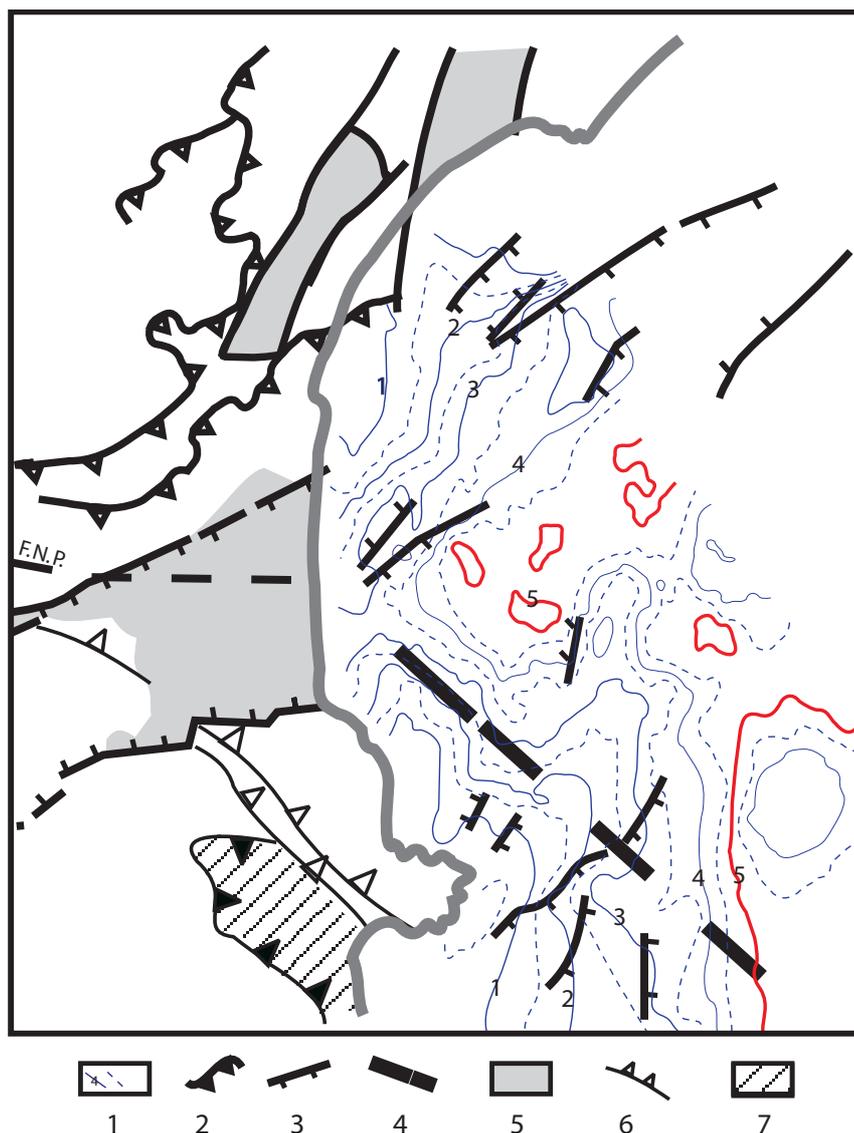


Fig. 9.- Carte des isobathes révisées du rift oligo-aquitain dans la partie sud-ouest du golfe du Lion d'après les données récentes de sismique réflexion (in Mauffret *et al.*, à paraître). 1 : isobathes x 0,5 km ; 2 : chevauchements pyrénéens ; 3 : failles normales ; 4 : zone de transfert catalane ; 5 : bassins oligo-miocènes à terre ; 6 : failles tardi-hercyniennes ; 7 : nappe mésozoïque de l'Ampurdan.

Fig. 9.- Revised isobath map of the Oligocene-Aquitainian rift in the southwestern part of the Gulf of Lions after recent seismic reflection data (in Mauffret *et al.*, in press). 1: isobaths x 0.5 km; 2: Pyrenean thrusts; 3: normal faults; 4: Catalan transfer zone; 5: Oligo-Miocene basins onshore; 6: Late Hercynian faults; 7: Mesozoic Ampurdan nappe.

sont analogues à ceux qui jalonnent la zone nord-pyrénéenne. La disparition des anomalies de gravimétrie sous la plaine du Roussillon suggère fortement l'écaillage vers le nord-ouest d'un socle de type « nord-pyrénéen » et des faciès de croûte profonde comme dans le cas des Massifs de l'Arize et de Saint Barthélémy. Au sud du Roussillon, dans l'Empurdan catalan, la grande nappe du Haut-Empurdan (fig. 9) montre des faciès jurassiques et crétacés impliquant un transport vers le sud à l'Eocène de 50 km minimum lors du sous-charriage de la plaque ibérique sous la zone Nord-Pyrénéenne.

Ces mouvements sont en accord avec l'ampleur du rapprochement du bloc corso-sarde de l'Europe qui selon les reconstitutions cinématiques aurait été d'environ 75 km au niveau du golfe du Lion et de 100 à 150 km au niveau des Pyrénées actuelles (Olivet, 1996).

#### Les structures pyrénéennes du golfe du Lion

Les styles et les structures tectoniques des différents secteurs du Languedoc et du golfe du Lion indiqueraient un fort décollement et mouvement vers le nord ou le

NNW de la couverture au sud des faisceaux chevauchants (Saint-Chinian et Montpellier) (Arthaud et Séguret, 1981) (fig. 6). Cela implique un mouvement important, de 30 à 50 km, de la couverture mésozoïque des régions méridionales, le golfe du Lion étant alors considéré comme une « vaste zone de socle dénudé par la tectonique pyrénéenne ». En l'absence d'observations détaillées, une relative homogénéité des structures et des déformations pyrénéennes y a été supposée.

Dans les régions côtières du golfe du Lion, la présence de structures tangentielles éocènes et leur rôle lors de l'extension oligocène ont pu être mis en évidence (Gorini *et al.*, 1991 ; Gorini, 1993) (fig. 7), comme cela a également été observé à terre, au niveau du fossé d'Alès (Roure *et al.*, 1991), de l'Hérault ou de Camargue (Séranne *et al.*, 1995).

La présence de « structures pyrénéennes » sur la plate-forme est déduite des successions inverses rencontrées dans les puits (Cicindèle), ou supposées (Calmar), indiquant l'existence de chevauchements à ce niveau. D'autres chevauchements enfouis sont connus dans les régions côtières à terre notamment au niveau du sondage de Fitou (cf. supra, fig. 4).

Rattachés de manière plus incertaine à des chevauchements pyrénéens, des réflecteurs sismiques à pendage relativement faible vers le sud ou le sud-est ont été observés à différents endroits : au sud-ouest dans le secteur du puits Tramontane (Mauffret et Genesseeux, 1989), sous les demi-grabens du nord-est de la plate-forme (coupe ECORS NW-SE), et à l'est sous le horst de Beauduc (Mauffret et Gorini, 1996) (fig. 10). Le plan de chevauchement du secteur Tramontane tel qu'il a pu être reconstitué d'après différents profils sismiques, serait orienté ENE-WSW (Mauffret et Genesseeux, 1989). Il est parallèle aux directions structurales de la bordure côtière du sud des Corbières et s'interrompt sur les prolongements des grandes structures régionales du graben central orientée NE-SW ou N-S qui constituent la terminaison du système de la faille de Nîmes (fig. 4, 6). Les structures pyrénéennes de la partie occidentale du golfe du Lion, parallèles à celle de la nappe des Corbières s'interromptraient donc sur les prolongements de la faille de Nîmes orientés N-S dans le golfe du Lion.



## Cinématique et tectogenèse pyrénéenne

Les structures oligocènes de la plaine côtière, de la partie sud-ouest du golfe du Lion où dominent les accidents de direction NE-SW, N-S et NW-SE (fig. 6, carte 1), ainsi que les directions reconstituées des réflecteurs intracrustaux pouvant représenter des plans de chevauchement montrent l'absence de prolongement d'accident - pré-rift et/ou orogénique- de direction E-W immédiatement à l'est de Pyrénées et de la FNP. Il est possible que les structures E-W soient interrompues et décalées vers le nord par un ensemble d'accidents décrochants senestres N-S qui constituerait la terminaison en queue de cheval de la faille de Nîmes dans le golfe du Lion (ex. accidents du graben central).

Cette absence de prolongement des structures pyrénéennes vers l'est peut aussi être mise en relation avec l'existence de la virgation des Corbières qui marque un changement important d'orientation des structures de la chaîne (Arthaud et Mattauer, 1972 ; Viillard, 1987). Ce changement de direction structurale pourrait être lié à la conjonction de deux principaux facteurs :

- la terminaison du système du bassin du Sud-Est conduisant à une pré-structuration NNE-SSW très différente du socle,

- un changement des contraintes du fait d'un mouvement différentiel entre Ibérie et bloc corso-sarde impliquant l'existence d'une « zone transformante » ou de transfert entre les deux microplaques (fig. 8d).

Cette zone de transfert, ou zone Catalane est surtout marquée par d'importantes anomalies gravimétriques (Gorini, 1994 ; Guennoc *et al.*, 1994 ; Mauffret *et al.*, à paraître) ; elle est aussi parallèle et proche d'une large zone de cisaillements majeurs tardihercyniens jalonnant toute l'extrémité orientale de la zone axiale des Pyrénées (Carreras *et al.*, 1980) (fig. 9).

L'existence d'une telle zone « transformante » et d'un mouvement différentiel entre le bloc corso-sarde et l'Ibérie permet d'expliquer les différences de structures orogéniques entre les Pyrénées et le sud-est, en particulier la vergence opposée, lors des premières phases orogéniques, entre les Pyrénées (vergence sud) et le golfe du Lion ou la marge sarde (vergence nord).

Elle explique aussi l'absence probable d'imbrication de lithosphère et d'épaississement crustal important au niveau du golfe du Lion, ainsi que celle de structures majeures E-W qui devraient être recherchées plus au sud (fig. 9).

La Faille Nord-Pyrénéenne, située à au moins 30 km au sud de sa position actuelle avant les mouvements pyrénéens (Vergès *et al.*, 1999), a pu être ainsi décalée par rapport à ses prolongements orientaux qui pourraient se situer au pied de la marge actuelle du golfe du Lion et non à l'est du Roussillon (fig. 8d).

La vergence nord des structures pyrénéennes en Sardaigne a aussi conduit Vially et Trémolières (1996) à proposer une position différente du bloc corso-sarde et en conséquence une structuration très différente de la chaîne entre Ibérie et Europe d'une part et au nord du bloc corso-sarde d'autre part. Dans le cas d'un bloc corso-sarde demeuré attaché à l'Europe (fig. 7d), la « chaîne pyrénéenne » se serait ainsi formée sur un ancien rift intracontinental (le bassin du sud-est) et non par imbrication de deux lithosphères. Une telle hypothèse explique également la non-continuité des structures observée et implique aussi l'existence d'un mouvement décrochant le long d'un accident NW-SE.

En ce qui concerne l'âge des mouvements verticaux associé à l'orogénèse pyrénéenne, les mesures par traces de fission dans les Pyrénées, ont montré que la principale phase d'exhumation, datée de l'Eocène - Oligocène, était intervenue, de façon diachrone et asymétrique au travers de la chaîne, vers 50 Ma et avait cessé ou s'était fortement ralenti entre 30 Ma et 20 Ma (Fitzgerald *et al.*, 1999). Vers l'est, les mesures réalisées dans le Canigou (Sère *et al.*, 1994), indiquent par contre une exhumation importante vers 26 Ma qui peut être mise en relation avec le début du rifting et un soulèvement des épaules du rift comme cela a été montré plus à l'est dans les Maures où un âge d'exhumation de 37 Ma a été également mesuré et associé à un « bombement crustal régional » entre le Crétacé supérieur et l'Eocène (Jakni *et al.*, 1998). L'âge d'un éventuel soulèvement « pyrénéen » au niveau du golfe du Lion n'a pu être déterminé mais son ampleur a été estimée à au moins 1000 m et à 2000 m environ d'après une reconstitution des structures compressives (Séranne *et al.*,

1995). L'absence de couverture mésozoïque sur un large secteur du golfe du Lion a été attribuée à une dénudation tectonique et à des décollements importants de couverture à l'Eocène (Arthaud et Séguret, 1981). Un soulèvement et une érosion significative sont donc attribués aux mouvements pyrénéens voire à la phase syn-rift (voir ci-après) mais cette « dénudation » peut aussi être en partie liée à l'évolution antérieure crétacée.

## Le rift oligo-aquitainien

### Caractéristiques générales de l'extension oligocène

L'extension oligocène résulte des variations de mouvements relatifs des plaques Afrique et Europe à la fin de l'Eocène qui provoquent des changements rapides de contraintes et notamment une extension généralisée à peu près E-W en Europe de l'Ouest.

Dans le Sud-Est et au niveau du golfe du Lion, la formation de la marge correspond à une extension globalement NW-SE. L'étude des fossés oligocènes à terre a cependant montré que plusieurs phases pouvaient s'être succédé. En Provence, l'extension aurait été ESE-NNW passant à NNE-SSW durant la majeure partie de l'oligocène, lors de la création du système de fossés du Sud-Est puis NNW-SSE au Chattien en liaison avec le rifting liguro-provençal (Hippolyte *et al.*, 1991). Dans le bassin du Sud-Est, le long des failles des Cévennes à l'ouest et de la Durance à l'est, les directions d'extension mesurées dans les conglomérats oligocènes semblent avoir été constantes et orientées globalement NW-SE (*in* Roure *et al.*, 1991).

L'âge du début du rifting n'est pas clairement établi partout. Des mouvements de distension sont apparus dès la fin de l'Eocène (Priabonien moyen à supérieur), en particulier au nord au niveau du fossé d'Alès (Cavelier *et al.*, 1984 ; Roure *et al.*, 1992) ou dans certains fossés provençaux (Triat et Truc, 1983). Au niveau des fossés situés au nord de Montpellier, les dépôts du Priabonien moyen seraient synchrones de la tectonique pyrénéenne, les dépôts syn-rift y étant limités aux séries de l'Oligocène moyen à supérieur (Benedicto, 1996).

La reconstitution des différents épisodes d'extension (Séranne, 1999), indique que le rifting ouest européen étendu au sud

de la France y aurait débuté au Priabonien en réponse à une extension E-W tandis que le rifting du golfe du Lion aurait été initié un peu plus tardivement au Rupélien supérieur en relation avec un processus d'extension arrière-arc et d'extension NW-SE réactivant les premiers bassins.

### Fossés oligocènes et sédimentation syn-rift

#### A terre

Les dépôts syn-rift sont connus dans un certain nombre de bassins localisés le long des failles majeures, des Cévennes (Alès, Hérault), de Nîmes (bassin de Camargue), ou de failles de même orientation nées des compressions pyrénéennes et réactivées en extension (fossés de Montpellier, de Narbonne, de Sérignan...) (fig. 11) (*in* Debrand-Passard *et al.*, 1984 ; Gorini *et al.*, 1991 ; Roure *et al.*, 1992 ; Maerten et Séranne, 1995 ; Séranne *et al.*, 1995 ; Benedicto, 1996...). À l'est, les bassins d'Aix et de Manosque sont limités par la faille de la Durance à vergence ESE et, au sud-est, le bassin de Marseille est orienté E-W (Hippolyte *et al.*, 1991). Du fait de la géométrie des failles contrôlant ces fossés et pour certains, de leur enracinement dans les niveaux de décollement triasiques, ceux-ci sont dans l'ensemble peu profonds et les dépôts syn-rift sont réduits. Les dépôts sont essentiellement continentaux, détritiques ou évaporitiques, localement carbonatés.

La séquence syn-rift la plus épaisse a été forée dans le bassin de Camargue (aussi appelé graben de Vistrenque) où le forage de Pierrefeu a rencontré près de 4000 m de séries oligocènes sans atteindre le substratum. La sédimentation syn-rift (fig. 11, 12) y est caractérisée par une succession de dépôts laguno-lacustres (2000 m d'argiles, grès, calcaires et conglomérats) montrant des traces d'émergence au sommet, suivie d'une série calcaréo-salifère (900 m) (Valette et Benedicto, 1995). Ces dépôts stampiens sont surmontés de dépôts aquitaniens argileux et carbonatés puis gréseux traduisant une tendance transgressive puis à nouveau régressive. La structuration complexe de ces dépôts, reconstituée à partir des données de sismique et de forages (Valette et Benedicto, 1995), montre l'existence d'une tectonique syn-rift liée à la présence d'évaporites qui ont provoqué des glisse-

ments et des plis syn-sédimentaires le long de rampes chevauchantes et de failles listriques.

#### En mer

Seuls les forages situés dans la partie sud-ouest ou sur le domaine externe de la plate-forme ont pénétré des séries syn-rift (fig. 3, 6).

Dans le forage Tramontane, des calcaires de plate-forme (à Algues, Bryozoaires, Polypiers ...) de l'Aquitainien inférieur surmontent une unité composée d'argile carbonatée et de siltstone à passées d'anhydrite rattachée à l'Aquitainien basal au moins au sommet (Cravatte *et al.*, 1974). Seule la partie terminale de la série syn-rift serait donc présente ici en accord avec la localisation du site sur le flanc peu incliné du graben central. Les séries syn-rift plus anciennes seraient limitées aux parties profondes des dépressions du graben central. Situé sur le rebord oriental d'un horst limitant le graben central à l'est, (fig. 6) le forage Mistral a pénétré une série marneuse de l'Aquitainien séparée du socle paléozoïque par une brèche polygénique à éléments de dolomie et d'argile d'une dizaine de mètres d'épaisseur.

Plus à l'est, le forage Autan a rencontré une série syn-rift plus complète. Au sommet, l'Aquitainien inférieur marneux à intercalations de calcaire est limité à sa base par un conglomérat à éléments de roches paléozoïques et mésozoïques, d'âge aquitainien basal ou oligocène. Audessous, une unité assez homogène d'argile silteuse brun-rouge et grise à plages d'anhydrite a livré des faunes diverses de l'Oligocène, du Crétacé supérieur, du Barrémien au Tithonique et du Lias, ce qui selon Cravatte *et al.* (1974), indiquerait plutôt des faciès de type laguno-continentale de l'Oligocène.

Le forage GLP2 réalisé en bordure de marge a pénétré des séries syn-rift au pied d'un important accident de socle limitant le horst du même nom. Les sédiments post-rifts d'âge langhien reposent sur un ensemble, comprenant entre 4855 et 4940 m sous le niveau marin (fig. 3) ; des brèches à éléments calcaires et fragments volcaniques, des encroûtements calcaires épicontinentaux, un bloc d'argile et des niveaux argilo-carbonatés fracturés et des niveaux dolomitiques bréchiques. Il s'agi-

rait de « brèches de pente ou d'éboulement formées par le démantèlement de formations déjà lithifiées et transformées qui correspondaient à des faciès de plate-forme » (Mouillac, 1983). Par ailleurs, ces niveaux ont manifestement subi une histoire complexe avec plusieurs épisodes de bréchification (en domaine marin et continental). Au sommet, leur dépôt serait oligocène tandis que plus bas, il serait d'âge Malm-Dogger, avec peut-être une reprise ultérieure.

#### Les structures du rift du golfe du Lion

La caractéristique principale du rifting du golfe du Lion est de succéder très rapidement à l'orogénèse pyrénéenne qui a abouti à une forte structuration de la région. Cet « héritage tectonique » a joué un rôle important lors de l'extension, l'existence de grandes discontinuités dans les niveaux supérieurs de la croûte ayant fortement influencé les structures du rift, variables d'un secteur à l'autre.

À petite échelle, la structure générale du rift du golfe du Lion est caractérisée par la direction NE-SW des principales structures (Arthaud *et al.*, 1980-81) et l'existence d'une profonde dépression, le « graben central », dans la partie sud-ouest (Lefevre, 1980).

La nouvelle cartographie détaillée des structures du rift (carte 1, fig. 6) a permis de mettre en évidence :

- les différences de style structural entre les divers secteurs de la plate-forme : SW, NE et provençal, de la plate-forme externe,
- le rôle prépondérant des accidents transverses ou des « zones de transfert » limitant ces différents secteurs (Gorini, 1993 ; Guennoc *et al.*, 1994 ; Mauffret *et al.*, 1995 ; Mauffret et Gorini, 1996),
- l'existence de structures pyrénéennes jouant en inversion négative dans les secteurs côtiers sud-languedociens (Gorini *et al.*, 1991) et leurs prolongements sur la plate-forme.

La structure principale du rift, le graben central, est large de 15 km environ et allongé sur 40 km dans le sens NE-SW. Au nord-ouest, la pente est régulière et faible tandis que le flanc oriental est formé par deux horsts, Mistral et Rascasse, séparés par un seuil. Les directions moyennes de

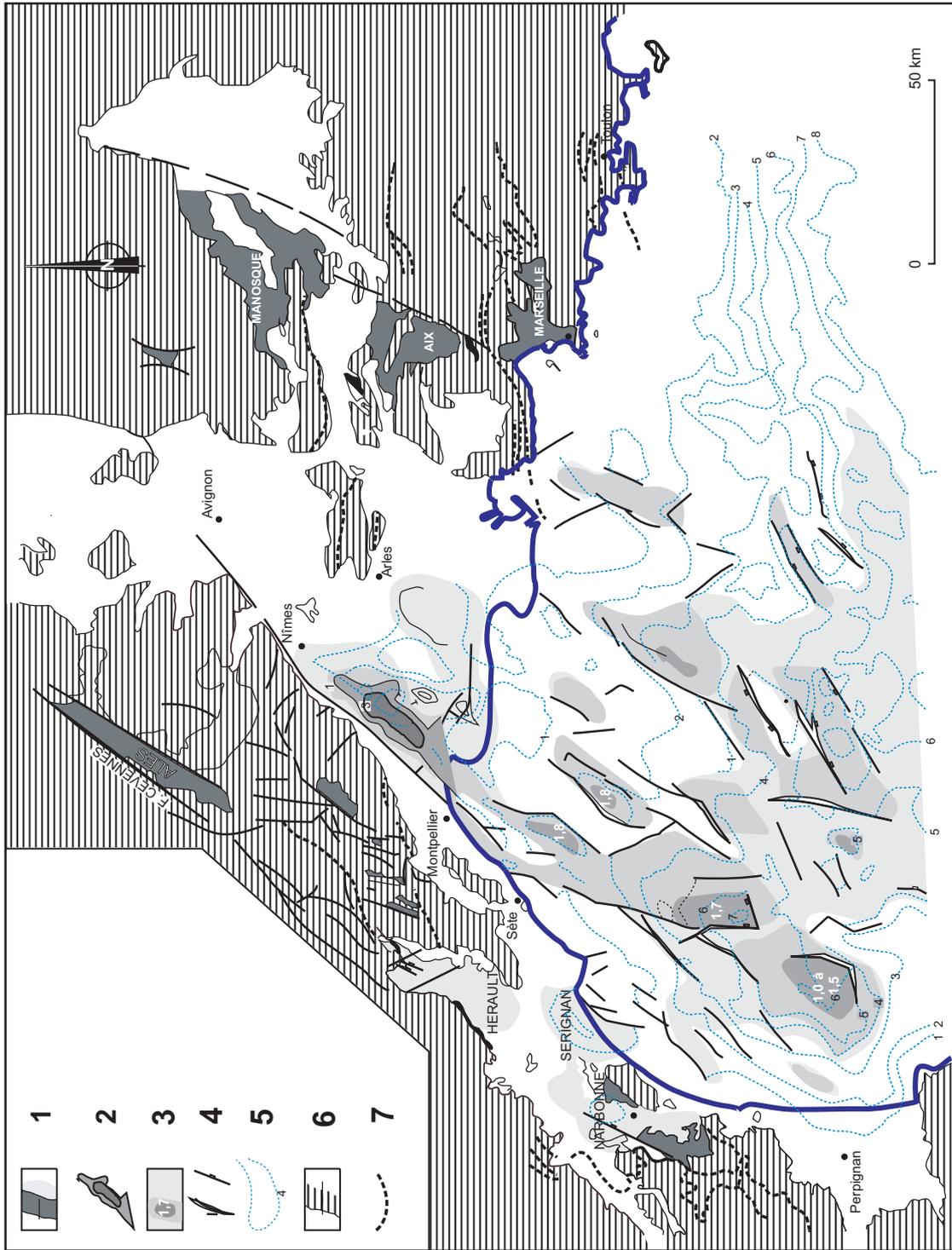


Fig. 11.- Carte simplifiée du rift oligocène du golfe du Lion et des fossés du Sud-Est. 1 : fossés à terre ; 2 : isopaques en milliers de mètres dans le bassin de Camargue d'après Benedicto (1996) (cf. fig. 12) ; 3 : épaisseurs relatives et épaisseurs maximales en secondes temps double des séries syn-rift en mer ; 4 : failles du rift ; 5 : istobathes du substratum pré-rift (x 1000 m) ; 6 : limites d'affleurement substratum pré-rift à terre ; 7 : principales structures pyrénéennes à terre.

Fig. 11.- Simplified map of the Oligocene Gulf of Lions rift and Southeast grabens. 1: onshore grabens; 2: isopachs in thousands of metres in the Camargue basin after Benedicto (1996) (cf. Fig. 12); 3: relative and maximum thicknesses in seconds (two way facultative) in offshore grabens; 4: rift faults; 5: pre-rift substratum isobaths (x 1000 m); 6: onshore limits of pre-rift outcropping substratum; 7: main onshore Pyrenean structures.

ces horsts sont différentes : NE-SW au nord et NNE-SSW à N-S pour celui de Rascasse au sud. Ces horsts bordent deux fossés ou dépressions plus profondes (fossés des Cathares et des Catalans) qui sont contrôlés par des accidents sur le flanc occidental pour le premier, sur le flanc oriental pour le second. D'après les interprétations des données sismiques ayant servi à la cartographie, le substratum pré-rift (carte 1) serait situé à des profondeurs variant de 3000 à 6000 et plus de 7000 m au niveau des fossés. Des travaux récents basés sur une sismique industrielle de meilleure résolution ont conduit à proposer une nouvelle interprétation du toit du substratum au niveau du fossé des Catalans dont la profondeur maximale se situerait autour de 5500 m (fig. 9), les séries syn-rift y étant plus réduites (Mauffret *et al.*, à paraître).

Sur la pente occidentale du graben central, les failles de direction NE-SW prédominent et s'alignent au moins partiellement avec celles connues dans la plaine côtière du Roussillon. Les dépôts syn-rift y sont relativement peu épais compte tenu de la profondeur de ces fossés (fig. 11, 12) et ne présentent pas une géométrie en éventail caractéristique des dépôts syn-tectoniques.

A l'inverse, dans le secteur nord-est de la plate-forme, les structures du rift sont caractérisées par une succession de demi-grabens et de horsts relativement étroits (3 à 4 km) et peu profonds (fig. 6 et 13, carte 1). Les directions structurales NE-SW, prolongeant le système de la faille de Nîmes et le fossé de Camargue (ou de Vistrenque) à terre, sont bien définies. Les dépôts syn-rift y présentent une géométrie en éventail témoignant d'un dépôt synchrone du basculement des blocs (fig. 13). Du fait de la diminution du pendage des couches au sommet, une discordance avec les séries post-rift n'est pas toujours visible.

Des différences notables sont observées entre les fossés oligocènes de Camargue (à terre) et de Vistrenque maritime (en mer) : dans le premier cas, c'est l'accident nord-ouest, la faille de Nîmes, qui a joué un rôle prépondérant durant le rifting (Benedicto, 1996), tandis que dans le second, c'est le long de l'accident sud-est, sur la bordure nord du Horst du Grau du Roi, que se sont produits les mouve-

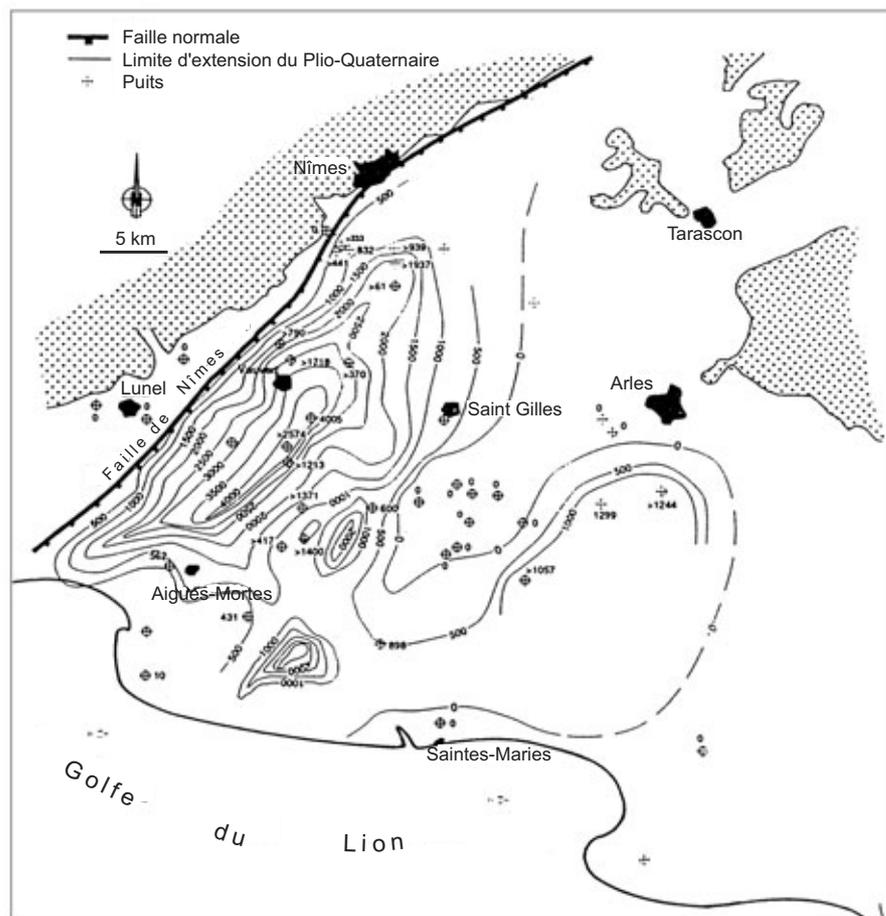


Fig. 12.- Cartes des isopaches des séries syn-rift du fossé de Camargue d'après Benedicto (1996).

Fig. 12.- Isopach maps of the syn-rift series of the Camargue graben after Benedicto (1996).

ments les plus importants d'après la disposition en éventail des séries syn-rift (Gorini, 1993). Les épaisseurs de dépôts syn-rift sont aussi très différentes et témoignent d'évolutions contrastées (fig. 11). Une zone ou faille de transfert entre les deux fossés dans les zones côtières est donc très probable (fig. 6).

Vers l'est et le sud-est de la plate-forme, la direction NE-SW reste prédominante mais la structuration apparaît moins marquée. Au sud de la Camargue, le horst du Rhône (ou de Camargue) (fig. 6) forme un large promontoire de direction moyenne N-S où le contrôle structural n'apparaît pas clairement (carte 1).

Sous la plate-forme externe, les structures du rift, légèrement obliques par rapport à celles du domaine de plate-forme interne, sont orientées ENE-WSW : structure Autan, graben Anna, horst GLP2 (fig. 6, carte 1). Le graben Anna est une structure particulière en raison de sa grande profondeur (dénivelée de 1500 à

2500 m) comparée à sa faible largeur (environ 5 km, fig. 14). Les dépôts syn-rift pourraient y atteindre une épaisseur maximale de 2000 m (Séranne *et al.*, 1995).

Vers l'est, le domaine de plate-forme à l'ouest de Marseille est étroit et caractérisé par des structures E-W : structures du Cap Sicié, anticlinal du Planier, bassin de la Nerthe à terre (fig. 6). Ce domaine est séparé de celui du golfe du Lion s.s. par des fractures transverses matérialisant la « zone de transfert de l'Arlésienne » (Gorini, 1993). Cette zone de transfert est également visible dans la tectonique des fossés oligocènes en Camargue (Séranne *et al.*, 1995) et s'interrompt sur la faille de Nîmes (fig. 6, carte 1). Néanmoins cette faille pourrait constituer un jalon d'un système beaucoup plus étendu comprenant la faille de Villefort à la bordure du Massif central plus au nord-est, qui a joué un rôle dès le Carbonifère, ainsi que la faille de Bosano sur la marge sarde (Mauffret *et al.*, 1995 ; Mauffret et Gorini, 1996).

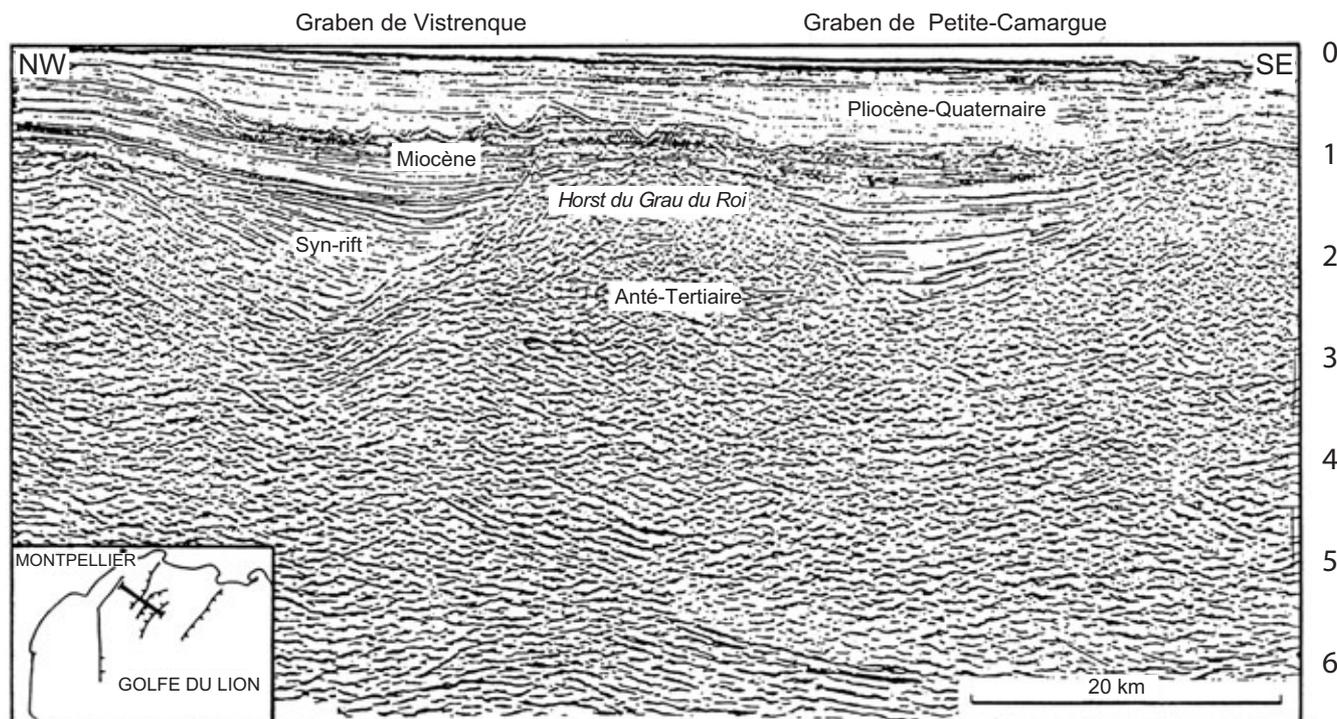


Fig. 13.- Extrait du profil sismique ECORS NW-SE du golfe du Lion montrant les principales structures en horst et graben et unités syn et post-rift de la partie nord-est de la plate-forme. Voir interprétation sur figure 7.

Fig. 13.- Extract of the ECORS NW-SE seismic profile of the Gulf of Lions showing the main horst and graben structures and syn- and post-rift units of the northeastern part of the shelf. See interpretation on Fig. 7.

La profondeur anormale, comparée aux autres fossés à terre ou en mer, du fossé de Camargue et l'importance de la sédimentation syn-rift s'expliqueraient par l'intersection de ces deux structures, faille de Nîmes et faille de l'Arlésienne (fig. 6). Cette dernière a donc contrôlé un changement de style tectonique lors du rifting et a délimité deux segments de marges nettement différenciés.

D'autres failles transverses ou zones de transfert importantes sont à l'origine de la segmentation et des différences importantes de style tectonique entre les divers secteurs de la marge : zone de transfert sétoise recoupant l'ensemble des structures du rift depuis le fossé de l'Hérault jusqu'à la bordure nord du graben central (Séranne *et al.*, 1995), faille catalane séparant les marges du golfe du Lion et de Catalogne (Gorini, 1993 ; Mauffret *et al.*, 1995 ; Mauffret *et al.*, à paraître) (fig. 6, 9). Le long de cette dernière zone de transfert un important magmatisme (tertiaire ?) se serait mis en place au sein du socle ante-rift selon une direction NW-SE, son existence étant révélée par de fortes anomalies magnétiques (Guennoc *et al.*, 1994) (fig. 15).

Cette très importante anomalie magnétique NW-SE observée au niveau de la transition avec la marge catalane, parallèle aux zones de fracture de cette marge, peut être due à des intrusions le long d'une direction transformante lors du rifting oligo-aquitain. Des zones transformantes de cette direction au sein desquelles le magmatisme syn-rift a été important, sont bien identifiées dans le golfe de Valence, qui constituait le prolongement du rift du golfe du Lion (Maillard, 1993). Les deux marges du golfe du Lion et de Catalogne à structures très différentes, auraient ainsi été découplées par la zone transformante catalane héritée de l'histoire pré-rift.

#### Les structures profondes : l'amincissement crustal, le domaine de transition continent-océan

Au sud-est du golfe du Lion, en contrebans du horst GLP2, les structures de la marge changent totalement. Les quelques blocs basculés situés à la base de la structure GLP2 (fig. 14) correspondent à des blocs « effondrés » (glissés) au moment de la phase extensive majeure et de la subsidence du domaine axial du rift. Au-delà, la

marge profonde du golfe du Lion est caractérisée par un substratum à relief relativement faible et très profond (carte 1). Ce domaine s'étend très au large et ses caractéristiques sont assez mal connues en raison de la couverture évaporitique et des multiples du fond qui masquent les structures au toit du socle acoustique. Les mesures de sismique réfraction (Pascal *et al.*, 1993) ont montré la structure particulière de la croûte très mince de cette région : il ne s'agit ni d'une croûte continentale très amincie, ni d'une croûte océanique caractéristique (fig. 10). D'après les faciès sismiques, des formations volcaniques peuvent être présentes dans cette région à croûte très mince. Il est aussi probable que le manteau serpentinisé y affleure au moins localement bien que des structures comparables aux rides de péridotites de la marge ouest - ibérique (Boillot *et al.*, 1989 ; Beslier *et al.*, 1995) n'y aient pas été détectées.

A l'opposé, la marge conjuguée sarde présente une structure différente et notamment une marge externe large et relativement peu profonde et une croûte moins amincie. Du fait de ces caractères, un processus d'extension par cisaillement

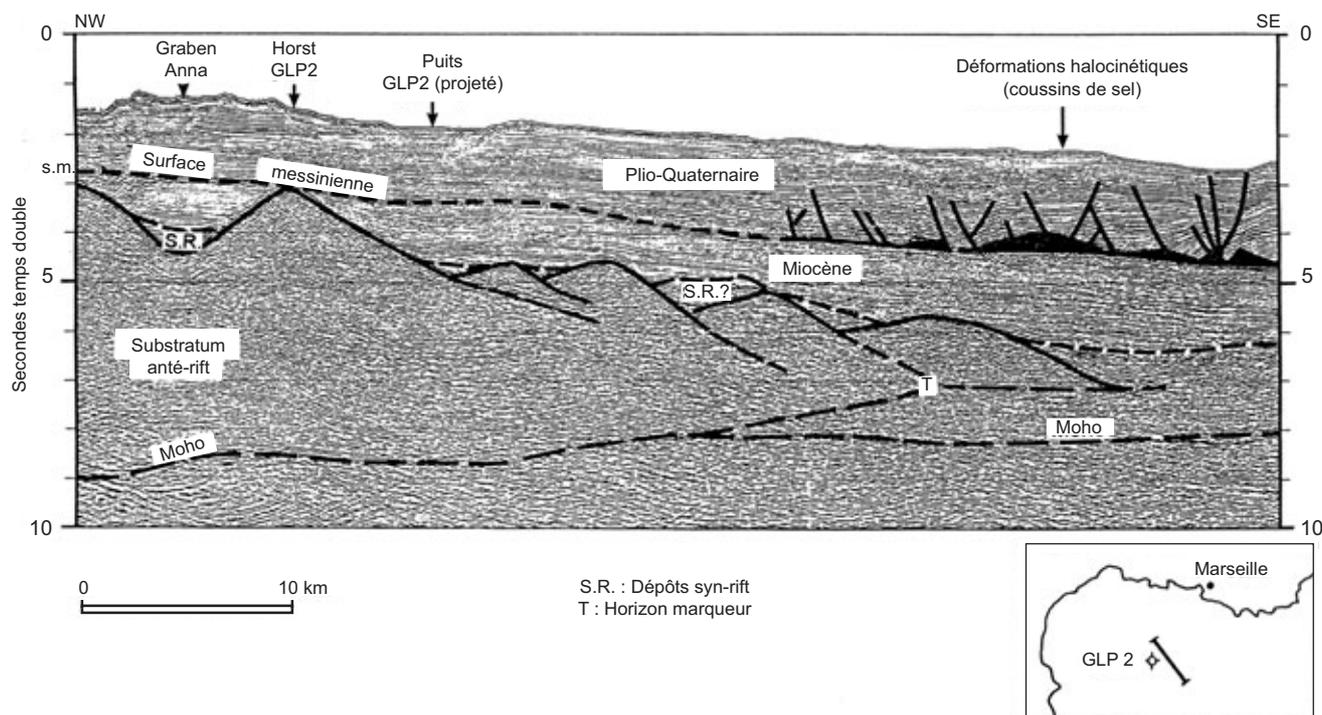


Fig. 14.- Extrait du profil sismique ECORS NW-SE au niveau de la structure GLP2 et du domaine profond de la marge. Noter le profond fossé (graben Anna) au nord et les blocs effondrés au pied de l'importante pente au sud-est du horst GLP2 ainsi que l'amincissement important de la croûte dans le même secteur. T : réflecteur intra-crustal. Voir figure 10.

Fig. 14.- Extract of the ECORS NW-SE seismic profile at the level of the GLP2 structure and the deep margin domain. Note the deep graben (Anna graben) to the north and the downthrown blocks at the foot of the steep slope to the southeast of the GLP2 horst, as well as the important crustal thinning in the same area. T : intra-crustal reflector. See Fig. 10.

simple aboutissant à la création d'une marge « supérieure » (sarde) plus épaisse et inférieure (partie profonde du golfe du Lion) très amincie est proposé pour expliquer la formation de ces deux marges dissymétriques (Gorini, 1993 ; Gorini *et al.*, 1994 ; Mauffret *et al.*, 1995 ; Mauffret et Gorini, 1996).

L'amincissement de la croûte continentale a joué un rôle important dès le début du rifting en contrôlant la transition très rapide entre la zone externe de la marge, fortement subsidente, et la plate-forme à croûte moins amincie et à subsidence relativement faible. Sur la plate-forme, des modélisations gravimétriques ont montré que la différence de structures du rift entre les domaines NE et SW de la plate-forme du golfe du Lion pouvaient être liées à des structures crustales et à des amincissements différents (Debeglia *et al.*, 1993 ; Guennoc *et al.*, 1994). Au nord-est, l'amincissement de la croûte est progressif et faible comme cela est visible sur le profil ECORS NW-SE (fig. 10), tandis qu'au sud-ouest, sous le graben central, la présence de matériel dense dans la croûte inférieure à moyenne a été interprétée comme

une remontée mantellique sous la partie méridionale du graben central lors du rifting. La révision de la structure profonde du fossé des Catalans (fig. 9) et les données récentes de sismique réflexion profonde conduisent à minimiser l'importance de l'amincissement crustal sous le graben central mais celui-ci est néanmoins confirmé (Mauffret *et al.*, à paraître).

### Evolution verticale lors du rifting

L'altitude initiale au début du rifting, témoin des processus orogéniques pré-rift, est un paramètre important qui conditionne toute l'évolution verticale lors de la phase de rifting et les principaux caractères de la marge : forme du rift, évolution verticale au centre et sur les épaules (Cloetingh *et al.*, 1995).

En l'absence de forages dans les séries syn-rift, on ne dispose pas d'informations précises sur la paléobathymétrie et les mouvements verticaux durant cette période-clé.

L'existence d'altitudes relativement élevées, de l'ordre de 2000 m au début du

rifting d'après la reconstitution des déformations éocènes (Séranne *et al.*, 1995), s'accorde avec les mesures thermochronologiques par traces de fission dans divers secteurs autour du golfe du Lion (Canigou, Maures, Corse) (Sère, 1995 ; Jakny *et al.*, 1998) qui indiquent une exhumation à l'Oligocène (26 - 27 Ma). Celle-ci peut être attribuée à un soulèvement et une érosion des épaules du rift. Un soulèvement général syn-rift a aussi été présumé par certains auteurs (Guieu et Roussel, 1990) mais celui-ci ne semble toutefois pas être vérifié par les modèles de subsidence de la marge (Burrus, 1989).

La présence d'une vaste zone émergée semble confirmée par la faible extension des dépôts syn-rift. Toutefois, sur la bordure nord du golfe du Lion, la série calcaréo-salifère du fossé de Vistrenque d'âge supposé stampien indique une altitude très faible dans la région au début du rifting. La présence de séries marines oligocènes (Chattien) au sud du massif de la Nerthe, dans le graben de Stoechades, au large de Saint-Tropez, ou encore au niveau de GLP2 témoignent aussi de l'existence de

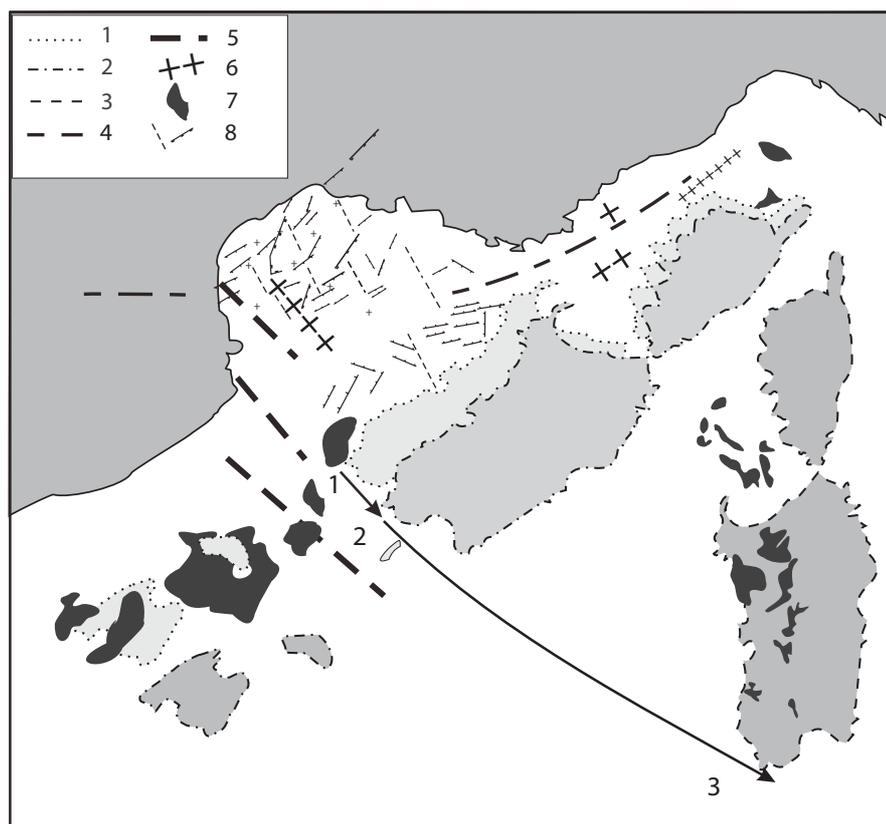


Fig. 15.- Mouvements du bloc corse-sarde lors du rifting oligo-aquitainien et de l'ouverture océanique au Miocène inférieur (d'après Olivet 1996). 1 à 2 : rifting, 2 à 3 : ouverture du bassin liguro-provençal et formation de la croûte intermédiaire et de la croûte océanique. 4 : position de la faille nord-pyrénéenne ; 5 : zones transformantes ; 6 : anomalies magnétiques en bord de marge, 7 : volcanisme syn-rift ou fin-océanisation (marge sud-ouest Corse et rift sarde) ; 8 : failles du rift du golfe du Lion et de la marge.

Fig. 15.- Movements of the Corsica-Sardinia block during the Oligocene-Aquitanian rifting and during the Early Miocene oceanization (after Olivet 1996). 1 to 2: rifting, 2 to 3: opening of the Ligurian-Provençal basin and formation of the intermediate and oceanic crusts. 4: position of the North Pyrenean Fault; 5: transform zones; 6: magnetic anomalies at the margin edge, 7: syn-rift or end-oceanization volcanism (SW Corsica margin and Sardinian rift); 8: Gulf of Lions rift and margin faults.

dépansions à des altitudes négatives durant le rifting.

Ainsi, admettant une vaste zone émergée et relativement élevée au début du rifting, l'évolution verticale a dû être très prononcée et rapide avec des variations significatives entre les différents secteurs de la marge. Une différenciation marquée avec des pentes significatives sur plusieurs milliers de mètres a dû se produire entre les secteurs nord-est et sud-ouest de la plate-forme, vers le rebord externe de la marge et la zone axiale du rift. Une subsidence forte, accompagnée d'un flux thermique élevé, peut être supposée dans le secteur sud-ouest, au niveau du graben central, si l'on tient compte de l'amincissement crustal indiqué par les modèles gravimétriques. Toutefois, du fait de l'épaisseur relativement modérée des séries syn-rift (1000 à 2000 m), cette sub-

sidence aurait été assez tardive durant le rifting. De la même façon, la subsidence importante de la partie externe de la marge, à croûte « transitionnelle » très mince, a dû intervenir vers la fin du rifting compte tenu de la faible épaisseur et des caractères des dépôts syn-rift du puits GLP2.

## L'histoire post-rift

### La sédimentation miocène

A la fin de la période de rifting, vers 23 Ma (Aquitainien moyen), une courte phase d'expansion océanique va succéder, entre 23 et 18 Ma (Biju-Duval, 1984) ou plus tardivement jusqu'à à 16,5 voire 15 Ma (Chamot-Rooke *et al.*, 1999 ; Gattacceca, 2000), à la longue phase de rifting et de formation de la croûte transitionnelle du bassin profond. D'après les

ré-interprétations de données sismiques profondes (Pascal *et al.*, 1993 ; Mauffret *et al.*, 1995), la zone à croûte océanique « vraie » se situerait vers la partie centrale du bassin nord-provençal, c'est-à-dire à près de 120 km du rebord de la plate-forme actuelle, au-delà d'une vaste zone à croûte transitionnelle (fig. 10).

Comme cela est communément admis dans les schémas d'évolution des marges passives, la fin de la phase du rifting est marquée par la cessation ou la forte diminution de la tectonique active et le début d'une subsidence thermique dont le taux décroît lentement dans le temps avec l'éloignement de la zone d'expansion océanique. Dans le golfe du Lion, ce schéma est globalement respecté et la sédimentation post-rift miocène est caractérisée, à partir de l'Aquitainien moyen, par un remplissage progressif des fossés. L'étude de la sédimentation miocène s'est heurtée à l'absence de forage au sein des fossés où les séries sont les plus complètes et à la faible résolution d'ensemble des données de sismique réflexion du fait de l'épaisseur importante des séries néogènes.

D'après la sismique réflexion, deux groupes principaux peuvent être distingués au sein de la « séquence » miocène (Gorini *et al.*, 1993) :

- le groupe transgressif inférieur (Aquitainien supérieur à Burdigalien moyen), dont la base, la discordance avec les séries syn-rift (break-up unconformity), est interprétée comme le début d'une séquence transgressive majeure avec le dépôt de carbonates de plate-forme qui ont été forés autour du « graben central » (puits Tramontane et Rascasse) ;

- le groupe progradant supérieur (Burdigalien supérieur à Tortonien supérieur) : la limite inférieure de cette séquence est soit une discordance dans le bassin profond, peut-être due à des courants de contours, soit une surface de « downlap » correspondant à une surface d'inondation maximale sur le rebord extrême de la plate-forme (puits Autan). Sur la plate-forme elle-même, les deux séquences sont conformes et leur limite est imprécise. La séquence supérieure est composée de turbidites et d'argilites dans le bassin profond (puits GLP2), de dépôts deltaïques vers la plate-forme.

La caractéristique principale de cette séquence est l'existence de réflecteurs montrant une progradation qui permet de situer la position approximative du talus miocène avec un décalage de celui-ci entre les puits Autan et GLP2 (fig. 15).

L'épaisseur du remplissage miocène est bien entendu fonction de la topographie héritée du rifting et elle varie beaucoup d'un secteur à l'autre. Au sud-ouest, elle dépasse 3000 m au niveau des dépressions les plus importantes du graben central. Au nord-est, elle est très réduite voire nulle au niveau des horsts de Sirocco, du Rhône du Grau du Roi (fig. 13), et en bordure de marge au sommet du horst GLP2 (fig. 14). Si l'érosion messinienne peut expliquer cette absence de couverture miocène, il est néanmoins probable que le substratum de ces reliefs était peu enfoui voire affleurant à la fin du Miocène.

Un des apports importants des données récentes de sismique réflexion pétrolière est d'avoir permis de mettre clairement en évidence l'existence d'une tectonique extensive d'âge fini miocène à pliocène inférieur, associant des failles normales au sein de la couverture néogène et des mouvements verticaux de certains blocs (Maufret *et al.*, à paraître)

## L'événement messinien

### Les unités messiniennes

A la fin du Miocène, l'événement messinien, encore dénommé « crise de salinité messinienne », a eu des conséquences importantes sur la physiographie des marges méditerranéennes. De nombreux canyons entaillant les marges raides ont été creusés lors de cet « événement » tandis que les plates-formes et pentes subissaient une importante érosion sub-aérienne. Lorsqu'elle est enfouie sous la sédimentation plio-quadernaire, cette surface d'érosion messinienne apparaît clairement sous la forme d'un réflecteur irrégulier et assez souvent légèrement diffractant (fig. 13). Cet horizon constitue le marqueur le plus étendu et le mieux repéré sur ces marges. Vers le large, il se raccorde à la base des dépôts évaporitiques messiniens (fig. 14) dont la succession verticale est bien connue et où trois unités ont été distinguées (Montadert *et al.*, 1978) :

- les évaporites inférieures : elles ne sont observées qu'au centre des bassins et ne sont pas toujours visibles ; leur épais-

seur est de l'ordre de 4 à 500 m et leur nature (alternance de marnes, d'anhydrite, de halite ?) n'est pas connue en l'absence de forage profond au travers de ces unités ;

- le « sel messinien » : constitué de halite, il est représenté par une unité à faciès sismique « transparent », épaisse de 800 m environ, qui peut être remarquablement continue mais est le plus souvent perturbée par de nombreux phénomènes d'halocinèse (diapirs isolés ou alignés et de taille variable, murs de sel...). Certains de ces diapirs sont « remontés » suffisamment haut au sein de la couverture sédimentaire plio-quadernaire pour provoquer des déformations de quelques dizaines de mètres du fond marin. Les plus nombreux sont observés dans le bassin autour du delta profond du Rhône et en mer Ligure (Le Cann, 1987 ; Gaullier, 1993).

- les évaporites supérieures : d'aspect lité, elles transgressent largement au-delà de la limite du sel messinien sur les marges. Épaisses de 500 à 600 m dans le bassin profond, elles peuvent être très déformées par l'halocinèse. Au pied de la marge du golfe du Lion, elles sont « découpées » par les nombreuses failles listriques qui s'enracinent dans les « coussins » de sel et affectent aussi les sédiments plio-quadernaires (fig. 10, 14).

### La question controversée de la profondeur du bassin salifère

A la suite des forages DSDP réalisés en 1970 et 1975, l'hypothèse d'un assèchement complet de bassins profonds (1500 à 2000 m) en Méditerranée (occidentale et orientale) a été émise (Hsü *et al.*, 1978...). Le schéma proposé par K.J. Hsü et coll. impliquant des assèchements successifs, et donc des remises en eau périodiques à partir de « cascades » situées au niveau de détroits bético-rifains a conduit à une intense polémique et a suscité une littérature volumineuse.

D'autres hypothèses ont été opposées à ce schéma jugé par trop spectaculaire par de nombreux auteurs (*in* Rouchy, 1980 ; Busson, 1990...). L'hypothèse la plus défendue a été celle de bassins asséchés mais peu profonds (500 m ou moins) qui auraient connu une subsidence importante, non seulement du fait de la surcharge des évaporites, mais aussi sous l'effet de contraintes tectoniques au début du Pliocène. Réfutant les conséquences jugées

trop improbables de bassins profonds asséchés au Messinien et d'alimentation par des « cascades » d'eaux atlantiques, les partisans de l'hypothèse d'une Méditerranée peu profonde au Messinien ont surtout mis en avant l'existence des divers bassins évaporitiques actuellement émergés (Rouchy, 1982 ; Busson, 1990). Un autre argument souvent cité est aussi l'existence de mouvements verticaux post-messiniens, parfois importants, sur les marges qui décalent les surfaces ou dépôts évaporitiques messiniens. De tels décalages de la surface messinienne sont connus sur la marge des Baléares ou de Catalogne (Stanley *et al.*, 1974) ou en mer Ligure (*in* Chaumillon *et al.*, 1995).

Une solution proposée pour résoudre la contradiction et les différences d'altitude entre les bassins salifères émergés et le bassin salifère profond est l'existence de deux phases de dépôt, la première, au début du dépôt des évaporites, entre 5,75 et 5,60 Ma, au niveau des bassins peu profonds (actuellement émergés du fait d'une surrection postérieure), la seconde au niveau du bassin profond entre 5,60 et 5,32 Ma (Clauzon *et al.*, 1996). Des dépôts salifères dans des bassins côtiers élevés (« perchés ») à la fin de la crise de salinité (lors de la remontée du niveau marin) ont également été suggérés d'après l'étude de bassins côtiers du sud-est de l'Ibérie. Pour ce qui concerne l'étude des liaisons « plate-forme - bassin profond » et l'évaluation de la profondeur de ce dernier au Messinien, la marge du golfe du Lion constitue un des meilleurs sites d'étude puisque la surface messinienne y a été préservée sous l'épaisse sédimentation plio-quadernaire.

### Apports de la carte de la surface d'érosion messinienne

Un des principaux arguments intervenant en faveur de l'existence d'un bassin profond asséché est l'existence de la surface d'érosion entaillée par des paléovallées messiniennes enfouies, en particulier celle du Rhône qui remonte très au nord à terre et est profondément incisée vers le large (Clauzon, 1982).

La carte en isochrones de la surface messinienne du golfe du Lion dressée par Lefevre (1980) montrait le prolongement du paléo-Rhône messinien depuis la Camargue sur la plate-forme du golfe du Lion et en particulier le dédoublement du canyon profondément incisé au niveau de

la côte actuelle en deux cours avec un tracé en baïonnette suivant les directions NE-SW et NW-SE (Genesseaux et Lefevre, 1980).

La nouvelle carte détaillée de la surface messinienne (carte 2) révèle le détail de cette topographie sur l'ensemble de la plate-forme. Elle montre qu'au niveau du paléocanyon du Rhône, la profonde incision dans la région côtière atteint un maximum de 1000 m à l'est du puits Cicindèle. Plus au sud, le paléocanyon se divise en deux branches bien distinctes. L'origine de cette divergence doit être recherchée dans l'existence d'un substratum pré-rift largement affleurant dans ce secteur au moment de l'épisode messinien. Au début du creusement, le tracé le plus direct, d'orientation NNW-SSE, dans le prolongement du canyon de la Camargue a été interrompu par les structures du substratum, orientées NE-SW et le cours du canyon a été dévié vers le sud-ouest. L'incision s'est alors facilement développée aux dépens des séries miocènes déposées entre les horsts de Cicindèle et de Beauduc (fig. 6, carte 2). A l'est du granite de Sirocco, un tracé plus direct, perpendiculaire à la pente, a pu être repris. Ce n'est qu'au maximum de l'épisode messinien, qu'un passage « en cluse » vers le sud (Genesseaux et Lefevre, 1980) au travers des séries mésozoïques a pu se former. La profondeur du surcreusement observée en amont de cette « cluse » (200 m environ, carte 2) peut être considérée comme étant au-delà des erreurs de mesures. Il peut s'agir d'un ombilic de surcreusement et/ou d'une forme karstique creusée par le fleuve dans les calcaires mésozoïques lors de la période d'érosion maximale.

Des travaux récents sur les données de sismique réflexion à terre et dans la zone côtière (Rubino *et al.*, 2000) ont montré une sinuosité complexe du paléocours du Rhône à terre et une morphologie variant en fonction de la nature du substratum ante-messinien. Sous la plaine côtière, le tracé est moins rectiligne et contourne par l'est le haut structural des Saintes-Maries-de-la-Mer.

A l'ouest du paléocanyon du Rhône, une large vallée orientée NW-SE, aux ramifications courtes et peu encaissées a été creusée au sein des séries miocènes peu indurées et a drainé vers le paléocanyon occidental, les différents cours incisant un bassin versant assez réduit. Une interfluve

étroite sépare cette large paléovallée d'un vaste réseau d'incisions, non reconnu auparavant, creusées dans la partie sud-occidentale du golfe. Ces vallées, plus ou moins encaissées, convergent vers le bord de pente miocène proche du rebord de la plate-forme actuelle au large de Perpignan (carte 2, fig. 16). Les cours ne semblent se resserrer qu'à proximité de la côte actuelle où le substratum pré-rift, socle hercynien et séries mésozoïques à terre (fig. 4), était peu profond à sub-affleurant au Messinien (fig. 16). Ces paléovallées côtières, enfouies sous les sédiments plioquaternaires, ne correspondent pas aux cours des fleuves actuels. Le réseau messinien de paléovallées de l'Hérault, de l'Aude est bien connu dans sa partie amont (Ambert, 1989), mais sa géométrie au niveau de la confluence, dans la région côtière, est plus incertaine. La carte de la surface messinienne du golfe indique que l'ensemble de ce réseau amont a pu converger au niveau d'un étroit canyon situé juste au niveau d'Agde (carte 2). Le volcanisme quaternaire recouperait (ou comblerait) ainsi une paléovallée messinienne.

Au large du Roussillon *s.s.*, les vallées sont larges et peuvent être raccordées aux paléocours messiniens du Tech et de la Têt (Clauzon, 1987).

Au niveau de la pente continentale actuelle, la topographie de la surface messinienne est incertaine (carte 2, fig. 16). Le paléocours messinien du Rhône semble suivre un cours en baïonnette et prendre une direction nord-sud avant de retrouver une direction perpendiculaire à la pente messinienne (et actuelle). Des incisions assez larges peuvent exister au niveau de la pente inférieure au niveau du puits GLP2. Les canyons de la partie sud-occidentale pourraient aussi avoir convergé vers ce secteur.

Le raccordement de la surface d'érosion messinienne avec la base de la série évaporitique est bien identifié sur les profils sismiques (fig. 14). Les évaporites supérieures sont transgressives sur cette surface d'érosion. Très minces à leur niveau d'extension maximum, elles sont de plus discontinues du fait de la tectonique halocinétique plio-quaternaire.

Les séries messiniennes déposées dans le bassin profond n'ont pas été étudiées en détail dans le cadre de ces travaux. Les levés de sismique réflexion industrielle à assez haute résolution réalisés dans ce sec-

teur ont révélé l'existence de dépôt à faciès « chaotique » au pied de la marge du golfe du Lion (*in* Bessis et Burrus, 1986). Si aucun grand cône de déjection ou éventail détritique n'a été reconnu au pied du paléocanyon du Rhône, des corps sédimentaires situés sous la surface messinienne et la série salifère ont été récemment décrits dans le bassin (T. Dos Reis, comm. pers.) L'épaisseur assez faible de dépôts détritiques messiniens peut être liée à une vaste dispersion de produits détritiques messiniens de faible granulométrie car provenant pour une large part d'une érosion de séries carbonatées et/ou argileuses.

La reconstitution de la surface messinienne corrigée de la surcharge sédimentaire plioquaternaire et de l'eau de mer (fig. 16) montre un aperçu de la paléobathymétrie de la surface messinienne sur la marge bordant un bassin méditerranéen asséché. On constate que la profondeur du bassin messinien au pied de la marge du golfe du Lion, devait être de l'ordre de 1500 m, en accord avec les estimations antérieures calculées à partir de ce paléoréservoir (Genesseaux et Lefevre, 1980).

Si l'on tient compte d'une couche d'eau résiduelle de quelques centaines de mètres au centre du bassin, la profondeur maximale de celui-ci a pu être assez proche, de l'ordre de 2000 à 2500 m, de celle postulée au début du dépôt des évaporites (*in* Hsü *et al.*, 1978 ; Clauzon, 1982).

A l'inverse, la profondeur de la surface messinienne ainsi calculée au niveau de la marge est aussi une profondeur maximale car il n'a pas été tenu compte de la subsidence continue due à la relaxation thermique post-ouverture (subsidence « tectonique ») de la marge au plio-quaternaire. La profondeur maximale en pied de marge peut donc être légèrement inférieure et proche de celle calculée (1200 m) par Bessis et Burrus (1986). Une profondeur maximale de l'ordre 1500 m pour le bassin profond semble donc vraisemblable.

Quels que soient les ajustements à apporter à ces profondeurs, la cartographie de la surface messinienne du golfe du Lion confirme l'ampleur de l'érosion qui a affecté les marges méditerranéennes durant cette « brève crise » ainsi que l'existence d'un bassin profond asséché au moins jusqu'au niveau des zones profondes des marges.

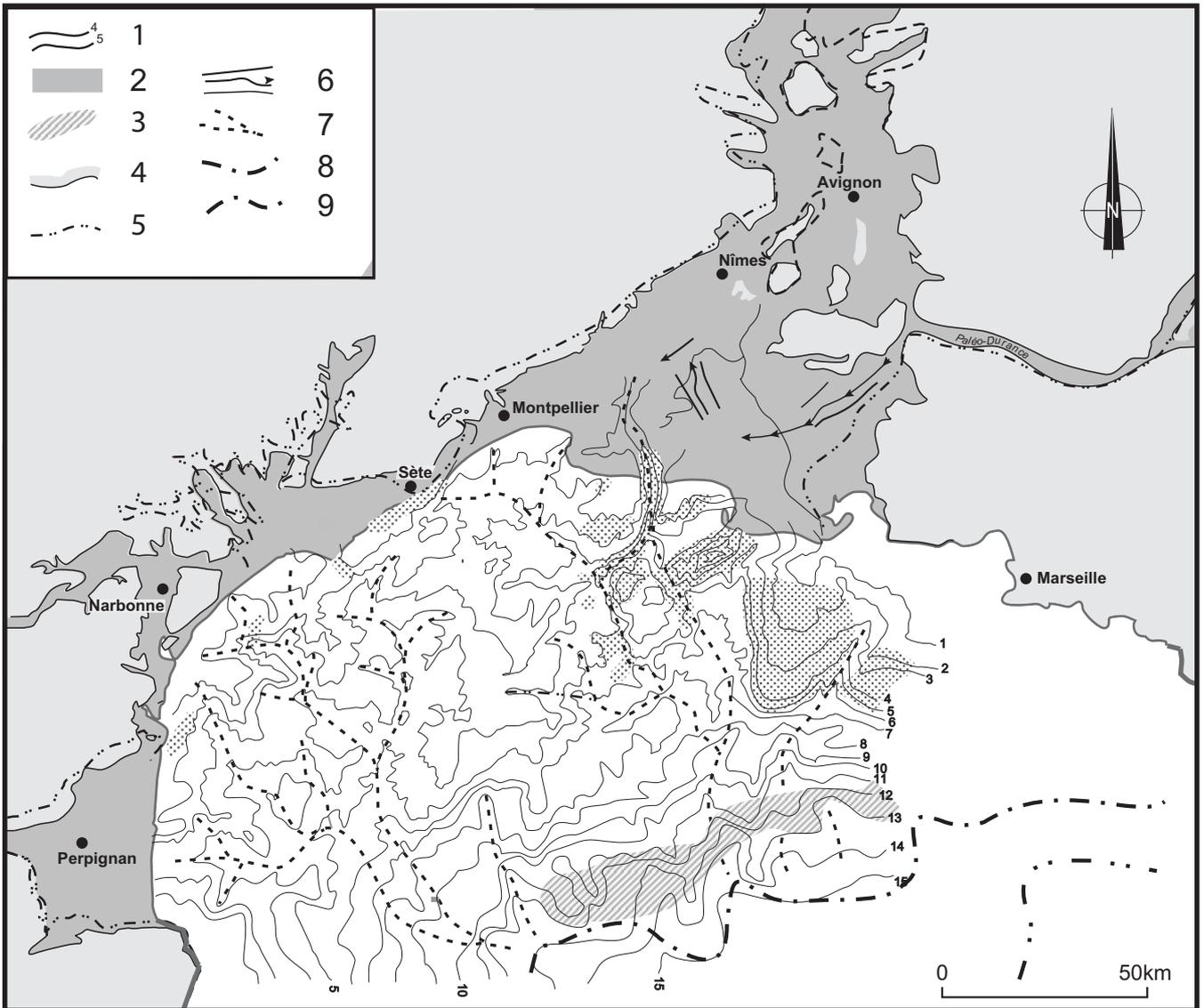


Fig. 16.- Carte simplifiée de la surface messinienne corrigée de la surcharge des sédiments plio-quaternaires et de la tranche d'eau : profondeur approximative de la marge lors de l'abaissement messinien du niveau marin en Méditerranée.

Fig. 16.- Simplified map of the Messinian surface corrected for the Plio-Quaternary sediment and water-column overload: approximate depth of the margin during the Messinian sea level fall in the Mediterranean.

### L'évolution plio-quaternaire

La surcharge sédimentaire liée au dépôt rapide des évaporites dans le bassin profond et à la remise en eau finale du bassin a dû provoquer une subsidence accélérée du bassin et une flexuration importante au niveau des marges au Pliocène inférieur. Cette flexure a été d'autant plus importante que certains domaines émergés ont subi un soulèvement important. Une flexuration de la marge et un approfondissement significatif du bassin provençal au Plio-Quaternaire sont accrédités par les modélisations de la subsidence au niveau de la marge du golfe du Lion.

En effet, après correction des effets de surcharge sédimentaire et des effets thermiques, il apparaît que la subsidence n'a pas décliné progressivement après la fin de l'ouverture océanique au Miocène inférieur, mais que celle-ci s'est poursuivie de façon constante et se serait même accélérée dans les temps récents au niveau du domaine profond (Burrus, 1989). Cette anomalie, également observée au niveau de la mer Ligure (Rehault *et al.*, 1984) peut être mise en relation avec un changement de contraintes au niveau du domaine ouest-méditerranéen et une flexuration des parties profondes de celui-ci en réponse à une compression régionale nord-sud.

Ces mouvements tectoniques, surrections bordières, subsidence du bassin, et les changements climatiques du Pliocène supérieur et du Quaternaire ont conduit au dépôt d'une très épaisse série sédimentaire sur la marge du golfe du Lion.

L'épaisseur maximale des dépôts plio-quaternaires ainsi constitués se situe au niveau du rebord de la plate-forme où ils atteignent près de 2000 m d'épaisseur et forment un épais prisme de progradation (fig. 14). Une des caractéristiques de la sédimentation plio-quaternaire est la relative stabilité de la position de la pente continentale depuis le Messinien jusqu'à

l'heure actuelle dans la partie sud-ouest du golfe alors que dans la partie nord-est, le rebord du plateau continental a migré vers le sud par rapport à la paléopente messinienne en raison de la progradation des dépôts plioquaternaires.

La partie sommitale de la séquence quaternaire de la plate-forme a fait l'objet de nombreuses études par sismique réflexion haute résolution qui ont permis de mettre en évidence un ensemble d'unités en forme de prismes superposés sur la plate-forme moyenne et externe. Il s'agirait de prismes de bas niveau marin perché (environnement deltaïque) qui se seraient formés lors d'abaissements successifs du niveau marin de 80 m environ (Tesson *et al.*, 1990 ; 1993). Dans la partie profonde de la marge le fait majeur de la sédimentation pliocène à quaternaire a été la construction de l'éventail profond du Rhône qui a débuté à l'est du canyon du Petit Rhône, vers la marge provençale, avant qu'un comblement du chenal (par des masses glissées ?) ne détourne les apports vers l'ouest (Droz, 1983 ; Mear, 1984).

Les divers travaux en cours sur la plate-forme et sur la partie profonde devraient apporter des éléments nouveaux sur l'évolution au Pliocène, qui est aussi une période mal connue de l'histoire de cette marge.

## Conclusion

La cartographie détaillée des structures du rift oligo-aquitainien et de la surface d'érosion messinienne, permet de préciser l'évolution de cette marge au Tertiaire et met en évidence le rôle des structures héritées et l'importance de l'évolution pré-rift.

L'examen des diverses données disponibles sur le substratum pré-rift, unités

forées dans les puits et faciès acoustiques observés en sismique réflexion, confirme la large extension des formations sédimentaires paléozoïques mais révèle aussi la présence probable de séries mésozoïques épaisses dans certains secteurs de la plate-forme. Les précisions apportées sur l'évolution de la région au Mésozoïque montre que le golfe du Lion a connu une sédimentation de plate-forme sans doute peu épaisse, à l'exception d'un secteur oriental au Jurassique. L'évolution crétacée est très mal connue du fait de l'absence de témoins en mer et de l'incertitude sur l'histoire cinématique des microplaques Ibérie et corso-sarde. Un mouvement différentiel entre ces deux microplaques lors de l'orogénèse pyrénéenne permet d'expliquer les différences de structures au niveau du golfe du Lion et du sud-est et la non-continuité de la Faille Nord-Pyrénéenne au niveau du Roussillon.

Si l'évolution anté-rift ne peut encore être reconstituée avec précision, les structures du rift oligo-aquitainien témoignent de l'importance de l'héritage tectonique qui, outre l'inversion de différents chevauchements, a conduit à l'individualisation de structures du rift très différenciées, à la fois transversalement et longitudinalement. Les profonds et larges fossés du secteur sud-occidental s'opposent ainsi aux héli-grabens ou fossés localisés du secteur nord-oriental voire à l'absence de structures extensives notables plus à l'est. Des failles transverses ou zones de transfert délimitant des compartiments, ont contrôlé cette partition de la déformation.

Cette forte segmentation a également contrôlé l'évolution verticale et la sédimentation post-rift et les structures du rift n'étaient pas encore totalement enfouies au

nord-est à la fin du Miocène. Le réseau des incisions messiniennes tel qu'il a pu être reconstitué, montre également une différenciation en deux grands secteurs. La profondeur d'incision du Rhône révèle l'influence du contrôle structural par le substratum anté-rift sub-affleurant dans le secteur nord-oriental tandis qu'un réseau de vallées plus larges était creusé dans les séries miocènes remplissant le graben central à l'ouest. La restauration de la surface messinienne confirme l'importance de l'abaissement, de -1200 à -1500 m, du niveau de base en Méditerranée au Messinien.

La reconstitution de l'histoire de la marge montre que les principales incertitudes concernent essentiellement la cinématique du bloc corso-sarde, l'évolution au Crétacé et l'amplitude des mouvements verticaux durant les divers stades et en particulier durant l'orogénèse pyrénéenne dans le golfe du Lion et à sa périphérie. Ces incertitudes sont liées pour une bonne part à l'absence de tout forage en mer dans les fossés et à l'est de la plate-forme qui auraient permis de reconstituer avec plus de précision les derniers stades de l'histoire pré-rift et l'évolution syn à post-rift.

## Remerciements

Nous remercions la Société Elf-Aquitaine Production et la Direction Exploration-Production France qui a permis l'exploitation des données sur le golfe du Lion, D. Lajat puis A. Le Marrec qui ont suivi le déroulement des travaux lors de l'exploitation des données. Nos remerciements s'adressent également à Albert Autran pour les nombreuses informations et discussions sur l'évolution régionale et à Alain Mascle pour leurs revues constructives de cet article. Michel Séranne a gracieusement mis à disposition une figure de cet article.

## Références

- Ambert P. (1989) - Les formations à blocs messiniennes du piémont du Languedoc Central. Implications tectoniques et corrélations régionales. *C. R. Acad. Sci., Fr.*, Paris, **309**, II, 2077-2084.
- Arthaud F., Mattauer M. (1969) - Sur les décrochements NE-SW senestres, contemporains des plis pyrénéens du Languedoc. *C. R. Somm. Soc. géol. Fr.*, 290-291.
- Arthaud F., Mattauer M. (1972) - Présentation d'une hypothèse sur la genèse de la virgation pyrénéenne du Languedoc et sur la structure profonde du golfe du Lion. *C. R. Acad. Sci., Fr.*, Paris, **274**, D, 524-527.
- Arthaud F., Matte Ph. (1975) - Les décrochements tardi-hercyniens du Sud-Ouest de l'Europe. Géométrie et essai de reconstitution des conditions de la déformation. *Tectonophysics*, **25**, 139-171.

- Arthaud F., Ogier M., Seguret M. (1980-81) - Géologie et géophysique du golfe du Lion et de sa bordure nord. *Bull. BRGM, Fr.*, Section I, n° 3, 175-193.
- Arthaud F., Seguret M. (1981) - Les structures pyrénéennes du Languedoc et du golfe du Lion (Sud de la France). *Bull. Soc. géol. Fr.*, n° 1, **23**, 51-63.
- Arthaud F., Durand V. (1989) - Relations entre chevauchements et décrochements dans la tectonique pyrénéenne du « Pli de Montpellier » (Languedoc, France). *C. R. Acad. Sci., Fr.*, Paris, **309**, (2), 1387-1393.
- Baudrimont A.F., Dubois P. (1977) - Un bassin mésogéen du domaine péri-alpin : le Sud-Est de la France. *Bull. Centres Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine*, 262-308.
- Benedicto A. (1996) - Modèles tectono-sédimentaires des bassins onshore et style structural de la marge passive du golfe du Lion (partie nord), SE de la France. Thèse Université de Montpellier II, 242 p., 10 planches.
- Beslier M.O., Bitri A., Boillot G. (1995) - Structure de la transition continent-océan d'une marge passive : sismique réflexion multitrace dans la plaine abyssale ibérique (Portugal). *C. R. Acad. Sci., Fr.*, Paris, **320**, (2), 969-976.
- Bessis F., Burrus J. (1986) - Etude de la subsidence de la marge du golfe du Lion (Méditerranée Occidentale). *Bull. Centre Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine*, 10, 123-141.
- Biju-Duval B. (1984) - Les marges continentales françaises de la Méditerranée. In: « Les marges continentales actuelles et fossiles autour de la France » (G. Boillot coord.), Masson ed., Paris, 249-334.
- Biju-Duval B., Dercourt J., Le Pichon X. (1977) - From the Thetys ocean to the Mediterranean Sea. In "Structural history of the Mediterranean Basins", Split 1976, Biju-Duval B. et Montadert L. eds., Editions Technip, 143-164.
- Boillot G. (1984) - Le golfe de Gascogne et les Pyrénées. In « Les marges continentales actuelles et fossiles autour de la France » (G. Boillot, coord.), Masson éd., Paris, 5-81.
- Boillot G., Mougout D., Girardeau J., Winterer L. (1989) - Rifting processes on the West Galicia margin, Spain. In Extensional Tectonics and Stratigraphy of the North Atlantic Margin, A.J. Tankard & H.R. Balkwill (eds), A.A.P.G. Mem., **46**, 363-377.
- Burrus J. (1989) - Review of geodynamic models for extensional basins; the paradox of stretching in the Gulf of Lions (North-West Mediterranean). *Bull. Soc. géol. Fr.*, **5**, n° 2, 377-393.
- Busson G. (1990) - Le Messinien de la Méditerranée...20 ans après. *Géologie de la France*, n° 3-4, 3-58.
- Carreras J., Julivert M., Santanach P. (1980) - Hercynian mylonite belts in Eastern Pyrenees: an example of shear zones associated with late folding. *J. Struct. Geol.*, **2**, 5-9.
- Carmignani L., Cocozza T., Gandin A., Pertusati P.C. (1986) - The geology of Iglesias. In "Guide-book to the Excursion on the Paleozoic basement of Sardinia" L. Carmignani et al. (eds). IGCP Project n° 5, Newsletter 1986, special issue, 31-49.
- Cavelier C. (coord.) et al (1984).- Paléogène in: Debrand-Passard S. et al., Synthèse Géologique du Sud-Est de la France. Mém. BRGM Fr., n°125.
- Chabrier G., Mascle G. (1975) - Comparaison des évolutions géologiques de la Provence et de la Sardaigne (à partir d'exemples de la région toulonnaise et de la Nurra sarde). *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dynam., Fr.*, **17**, 2, 121-136.
- Chamot-Rooke N., Gaulier J.M., Jestin F. (1999) - Constraints on Moho depth and crustal thickness in the Liguro-Provençal basin from a 3D gravity inversion: geodynamic implications. In: Durand B., Jolivet L., Horvath G.F., Seranne M. (eds) The Mediterranean Basins: Tertiary Extension within the Alpine Orogen. Geological Society, London, *Spec. Publ.*, **156**, 37-61.
- Chaumillon E., Deverchère J., Rehault J.P., Gueguen E. (1995) - Réactivation tectonique et flexure de la marge continentale Ligure (Méditerranée Occidentale). *C. R. Acad. Sci., Fr.*, Paris, **319**, (2), 675-682.
- Clauzon G. (1982) - Le canyon messinien du Rhône : une preuve décisive du "dessicated deep-basin model" [Hsü, Cita et Ryan, 1973]. *Bull. Soc. géol. Fr.*, **24**, 3, 597-610.
- Clauzon G. (1987) - Le bassin pliocène du Roussillon (Pyrénées Orientales, France) : exemple d'évolution géodynamique d'une ria méditerranéenne consécutive à la crise de salinité messinienne. *C. R. Acad. Sci., Fr.*, Paris, **304**, (2), 585-590.
- Clauzon G., Suc J.P., Gautier F., Berger A., Loutre M.F. (1996) - Alternative interpretation of the Messinian salinity crisis: controversy resolved? *Nature*, **24**, 4, 363-366.
- Cloetingh S., Van Wees J.D., Van Der Beek P.A., Spadini G. (1995) - Role of pre-rift geology in kinematics of extensional basin formation: constraints from thermomechanical models of Mediterranean and intracratonic basins. *Marine and Petroleum Geology*, **12**, 8, 793- 807.
- Cravatte J., Dufaure P., Prim M., Rouaix S. (1974) - Les sondages du golfe du Lion : stratigraphie et sédimentologie. *Notes et Mém. C.F.P.*, **2**, 209-274.
- Cumelle R., Dubois P. (1986) - Evolution des grands bassins sédimentaires français : bassins de Paris, d'Aquitaine et du Sud-Est. *Bull. Soc. géol. Fr.*, **8**, 526-546.
- Debeglia N., Gorini C., Guennoc P., Le Marrec A., Mauffret A. (1993) - Oligocene rifting in the gulf of Lions. Geophysical constraints to a new structural scheme. E.U.G. VII, Strasbourg 4-8 April 1993. *Terra Abstracts*, suppl. n°5, 277.
- Debrand-Passard S., Courbouleix S., Lienhardt M.J. (1984) - Synthèse géologique du Sud-Est de la France. Mém. BRGM Fr., n° 125.
- Destombes (1948) - Le sondage de Fitou (Aude). *C. R. Acad. Sci., Fr.*, Paris, **226**, 1456-1458.
- De Voogd B., Nicolich R., Olivet J.L., Fanucci F., Burrus J., Mauffret A., Pascal G., Argnani A., Auzende J.M., Bernabini M., Bois C., Carmignani L., Fabbri A., Finetti I., Galdeano A., Gorini C.Y., Labaume P., Lajat D., Patriat P., Pinet B., Ravat J., Ricci Lucchi F., Vernassa S. (1991) - First deep seismic reflection transect from the gulf of Lions to Sardinia (ECORS-Crop profiles in Western Mediterranean). *Geodynamics*, **22**, American Geophys. Union, 1991, 265-274.
- Droz L. (1991) - Les éventails sous-marins profonds : structure et évolution sédimentaire à partir de l'étude comparative de trois édifices : l'éventail du Rhône, la ride du var, le cône de l'Indus., Mém. habilitation dir. rech., Université Pierre et Marie Curie, 272 p.
- Dubreuil J. (1974) - Carte magnétique de la France à 1/250 000 Marseille. *Bull. BRGM, Fr.*, Section 2, n° 2, 185-213.

- Durand A., Mascle A. (1999) - Interest for the European Oil Industry of the results obtained by the Integrated Basins Studies Joule Project n° CT 92-120. Proceedings of the 5th European Union Hydrocarbon Symposium, Edinburgh, 26-28 Nov. 1996, 2, 1151-1157.
- Froget C. (1974) - Essai sur la géologie du précontinent de la Provence occidentale. Thèse, Université d'Aix-Marseille, 253 p.
- Gattacceca J. (2000) - Cinématique du bassin liguro-provençal entre 30 et 12 Ma. Implications géodynamiques. Thèse Ecole des Mines Paris.
- Gaullier V. (1993) - Diapirisme salifère et dynamique sédimentaire dans le bassin liguro-provençal : données sismiques et modèles analogiques. Thèse Université Paris VI, 327 p.
- Gennesseaux M., Lefebvre D. (1980) - Le golfe du Lion et le Paléo-Rhône messinien. *Géol. Médit.*, 7, 71-80.
- Gorini C. (1993) - Géodynamique d'une marge passive : le golfe du Lion (Méditerranée occidentale), Thèse Université Paul Sabatier, Toulouse, 256 p.
- Gorini C., Viillard P., Deramond J. (1991) - Modèle d'inversion négative : la tectonique extensive post-nappe du fossé de Narbonne-Sigean (Corbières, Sud de la France). *C. R. Acad. Sci., Fr.*, Paris, **321**, 1013-1019.
- Gorini C., Le Marrec A., Mauffret A. (1993) - Structural and sedimentary history of the Gulf of Lions (Western Mediterranean), from the ECORS profiles, seismic industrial lines and well data. *Bull. Soc. géol. Fr.*, **164**, 353-363.
- Gorini C., Mauffret A., Guennoc P., Le Marrec A. (1994) - Structure of the gulf of Lions (Northwestern Mediterranean Sea): a review. In *Hydrocarbon and Petroleum Geology of France*, A. Mascle (Ed.), Springer-Verlag, 223-243.
- Gottis M. (1958) - L'apport des travaux de la Compagnie d'exploration pétrolière (C.E.P.) dans la connaissance du bassin tertiaire du Roussillon. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 8, 881-883.
- Gracianski P.C. de, Dardeau G., Bodeur Y., Elmi S., Fortwengler D., Jacquin T., Marchnad D., Thierry J. (1998) - Les « terres noires » du SE de la France au Jurassique, interprétation en stratigraphie séquentielle. *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf Aquitaine*, **22**, 1, 35-69.
- Guennoc P., Debeglia N., Gorini C., Le Marrec A., Mauffret A. (1994) - Anatomie d'une marge passive jeune (golfe du Lion - Sud France) : apport des données géophysiques. *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf Aquitaine*, **18**, 1, 33-57.
- Guiu G., Rousset C. (1978) - Structures, paléstructures et genèse des bauxites en Provence. *Bull. BRGM, Fr.*, Section 2, n°3, 311-322.
- Guiu G., Roussel J. (1990) - Arguments for the Pre-rift uplift and rift propagation in the Ligurian-Provençal Basin (Northwestern Mediterranean) in the light of Pyrenean Provençal orogeny. *Tectonics*, **9**, 5, 1113-1142.
- Hippolyte J.C., Nury D., Angelier J., Bergerat F. (1991) - Relations entre tectonique extensive et sédimentation continentale : exemple des bassins oligocènes de Marseille et de Basse-Provence. *Bull. Soc. géol. Fr.*, **162**, 6, 1083-1094.
- Hsü K.J., Ryan W.B.F., Cocozza T., Magnier P. (1973) - Comparative petrography of three suites of basement rocks from the Western Mediterranean. DSDP Leg 13, in Ryan W.B.F., Hsü K.J., *et al.*, 1973, Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, volume XIII, Washington (U.S. Government Printing Office), 775-780.
- Hsü K.J., Montadert L. *et al.* (1978) - Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, volume 42, Part 1, Washington (U.S. Government Printing Office).
- Jakni B., Poupeau G., Sosson M., Morillon A.C., Rossi P. (1998) - Thermochronologie par traces de fission du massif des Maures - Tanneron. In *Géologie du Massif des Maures. Réunion Spécialisée BRGM - SGF*, 20 mai 1998, 19-21.
- Le Cann (1987) - Le diapirisme dans le bassin liguro-provençal (Méditerranée occidentale). Relations avec la sédimentation et la tectonique. Conséquences géodynamiques. Thèse Université Bretagne Occidentale, Brest, 296 p.
- Lefebvre D. (1980) - Evolution morphologique et structurale du golfe du Lion. Essai de traitement statistique des données. Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Paris-VI, 163 p.
- Maerten L., Seranne M. (1995) - Extensionnal tectonics of the Oligocene-Miocene Hérault Basin (S. France), Gulf of Lion Margin. *Bull. Soc. géol. Fr.*, **166**, 6, 739-749.
- Maillard A. (1993) - Structure et riftogenèse du golfe de Valence (Méditerranée occidentale). Thèse d'Université Paris-VI, 263 p.
- Mauffret A., Gennesseaux M. (1989) - Compression, décrochement et distension sur le pourtour méditerranéen nord-occidental. *C. R. Acad. Sci., Fr.*, Paris, (2), **308**, n° 10, 961-967.
- Mauffret A., Gorini C. (1996) - Structural style and geodynamic evolution of Camargue and Western Provençal basin, southeastern France. *Tectonics*, **15**, 2, 356-375.
- Mauffret A., Pascal G., Maillard A., Gorini C. (1995) - Tectonics and deep structure of the north-western Mediterranean Basin. *Marine and Petroleum Geology*, **12**, 8, 645-666.
- Mauffret A., Durand de Grossouvre B., Dos Reis T., Gorini C., Nercessian A. (à paraître) - Compression and extension in the eastern Pyrenees and western Gulf of Lion (Western Mediterranean). *J. Structur. Geol.*
- Mc Donagh G.P. (1983) - Compte-rendu géologique de fin de Sondage Calmar-1, Permis Narbonne Maritime. Rapport Union Texas France S.A., inédit.
- Mear Y. (1984) - Séquences et unités sédimentaires du glaciaire rhodanien (Méditerranée occidentale). Thèse Université Perpignan, 223 p.
- Monleau C. (1986) - Le Jurassique inférieur et moyen de Provence, Sardaigne et Alpes maritimes : corrélations, essai de synthèse paléogéographique. *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn.*, **27**, 1, 3-11.
- Montadert L., Letouzey J., Mauffret A. (1978) - Messinian event : seismic evidence. in Hsü K.J., Montadert L., *et al.*, (1978), Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, volume 42, Part 1, Washington (U.S. Government Printing Office), 1037-1050.
- Mouillac J. (1983) - Rapport de fin de sondage Golfe du Lion Profond 2 (GLP 2), Permis Méditerranée Grands Fonds. Rapport SNEA(P), DT Explo. France, MF/EXPLO 83-112., 36 p., ann.
- Olivet J.L. (1996) - La cinématique de la plaque ibérique. *Bull. Centres rech. Explor.-Prod. Elf Aquitaine*, **20**, 1, 131-195.

- Pascal G., Mauffret A., Patriat P. (1993) - The ocean-continent boundary in the Gulf of Lion from analysis of Expanding spread profiles and gravity modelling. *Geoph. J. Intern.*, **113**, 701-726.
- Philip J., Allemann J. (1982) - Comparaison entre les plates-formes du Crétacé supérieur de Provence et de Sardaigne. *Cretaceous Research*, **3**, 35-45.
- Rehault J.P., Boillot G., Mauffret A. (1984) - The western Mediterranean Basin, geological evolution. *Marine Geology*, **55**, 447-477.
- Rouchy J.M. (1980) - La genèse des évaporites messiniennes de Méditerranée : un bilan. *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine*, **4**, 1, 511-545.
- Rouchy J.M. (1982) - La crise évaporitique messinienne de Méditerranée : nouvelles propositions pour une interprétation génétique. *Bull. Mus. nation. Hist. nat.*, Paris, C, 4, 107-136.
- Roure F., Brun J.P., Colletta B., Van Den Driessche J. (1991) - Geometry and kinematics of extensional structures in the Alpine Foreland Basin of southeastern France. *J. Struct. Geol.*, **14**, 5, 503-519.
- Rubino J.L., Garous-Torre C., Clauzon G., Guennoc P., Gorini C. (2000) - Le canyon messinien du Rhône, son raccord Offshore - Onshore. Une nouvelle cartographie. Atelier GDR Marges - golfe du Lion. Mai 2000. Résumé, p. 31.
- Sere V., Brunel M., Carpena J. (1994) - The uplift of Canigou Massif (P.O., France): a fission tracks contribution. *Terra Abstracts*, **6**, 44.
- Seranne M. (1999) - The Gulf of Lion continental margin (NW Mediterranean) revisited by IBS : an overview. In: Durand, B., Jolivet L., Horvath G.F. Seranne M. (eds) *The Mediterranean Basins : Tertiary Extension within the Alpine Orogen*. Geological Society, London, Special Publications, 156, 15-36.
- Seranne M., Benedicto A., Labaume P., Truffert C., Pascal G. (1995) - Structural style and evolution of the Gulf of Lion. Oligo-Miocene rifting: role of the Pyrenean orogeny. *Marine and Petroleum Geology*, **12**, 8, 809-820.
- Sibuet J.C., Collette J. (1991) - Triple junctions of Bay of Biscay and North Atlantic: new constraints on the kinematic evolution. *Geology*, **19**, 522-525.
- Stampfli G.M. (1995) - Le Briançonnais, terrain exotique dans les Alpes ? *Eclogae geol. Helv.*, **86**, 1, 1-45.
- Stanley D.J., Got H., Leenhardt O., Weiler Y. (1974) - Subsidence of the Western Mediterranean Basin in Pliocene-Quaternary time: further evidence. *Geology*, **3**, 345-350.
- Tesson M., Gensous B., Allen G.P., Ravenne C. (1990) - Late Quaternary deltaic lowstand wedges on the Rhône continental shelf, France. *Marine Geology*, **91**, 325-332.
- Tesson M., Allen G.P., Ravenne C. (1993) - Late-Pleistocene shelf-perched lowstand wedges on the Rhône continental shelf. In: H.W. Posamentier, C.P. Summerhayes, B.U. Haq et G.P. Allen (eds), *Sequence Stratigraphy and facies associations. Spec. pub. Int. Ass. Sedimentologists*, **18**, 183-196.
- Triat J.M., Truc G. (1983) - Le rôle des failles N 50 dans la sédimentation des temps méso et cénozoïques et dans l'évolution tectonique du bassin du Sud-Est (France). *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine*, **7**, 1, 425-432.
- Valette M., Benedicto A. (1995) - Chevauchements gravitaires halotectoniques dans le bassin distensif de Camargue (marge du golfe du Lion, SE de la France). *Bull. Soc. géol. Fr.*, **166**, 2, 137-147.
- Verges J., Millan H., Roca E., Munoz J.A., Marzo M., Cires J., Den Bezemer T., Zoetemeijer R., Cloetingh S. (1995) - Eastern Pyrenees and related foreland basins : pre-, syn- and post-collisional crustal scale cross-sections. *Marine and Petroleum Geology*, **12**, 8, 893-915.
- Viallard P. (1987) - Un modèle de charriage épiglyptique : la nappe des Corbières orientales (Aude, France). *Bull. Soc. géol. Fr.*, **3**, 3, 551-559.
- Vially R., Tremolières P. (1996) - Geodynamics of the Gulf of Lions: implications for petroleum exploration. In: Ziegler P.A., Horvath F. (eds), *Peri-Tethys Memoir 2 : Structure and Prospects of Alpine Basins and Forelands. Mém. Mus. Nation. Hist. Nat.*, **170**, 129- 158.

# STRUCTURES PROFONDES DU BASSIN NORD LIGURE ET DU BASSIN NORD TYRRHÉNIEN

par  
**I. Contrucci**

Document du BRGM n° 292

La première partie de cette thèse a été consacrée à l'étude de la nature de la croûte dans le Bassin nord ligure. Les profils de sismiques multi-traces ont mis en évidence un accident majeur dans le socle sur la marge provençale. Cet accident a été associé à un changement de nature de la croûte. La limite du domaine océanique a été placée le long de cet accident. Sur la marge corse, il n'existe pas d'accident similaire à celui observé sur la marge provençale. La limite du domaine océanique a été fixée par le magnétisme, en identifiant coté corse des anomalies similaires à celles qui sont observées coté provençal à l'aplomb de l'accident. L'enregistrement à terre sur la côte corse, du profil sismique permet d'imager le Moho sous le sel messinien, car il est éclairé avec des rais d'incidence oblique. Le retraitement des ESP de la région a permis de mettre en évidence l'existence d'une croûte océanique au centre du bassin et une croûte de type transitionnelle au large des marges provençale et corse. Cette croûte transitionnelle est caractérisée par la présence, dans la croûte inférieure, d'une couche d'une vitesse de 7,2 km/s. Une limite du domaine océanique a été proposée au nord du bassin ligure.

La deuxième partie de cette thèse porte sur le bassin nord tyrrhénien. L'analyse combinée de la sismique réflexion multi-traces, de l'inversion gravimétrique tridimensionnelle et des enregistrements à terre de la sismique réflexion grand-angle/réfraction, a permis d'obtenir une image tridimensionnelle du Bassin nord tyrrhénien. Le Bassin corse est probablement d'âge burdigalien, voir d'âge oligocène supérieur. Sa direction structurale et son âge indiquent que ce bassin est contemporain de l'ouverture liguro-provençale. Le flux de chaleur corrigé de l'effet des sédiments est faible, malgré la remontée du Moho sous le bassin. Les anomalies gravimétriques à l'air libre et les anomalies magnétiques sont négatives, confirmant la profondeur importante du bassin. Les enregistrements de sismique réfraction confirment la faible profondeur du Moho sous le bassin. Une arrivée tardive sur ces enregistrements a été associée à la base de la lithosphère. Le Bassin corse a subi des réactivations récentes au Tortonien, liées au rebond isostatique de la Corse hercynienne dû à l'écroulement gravitaire de la Corse alpine. La structure des sédiments sur cette bordure du bassin corse suggère une géométrie en paliers et rampes pour la faille de détachement majeure. Cette faille de détachement se prolongerait sous l'île d'Elbe, où une zone de cisaillement ductile a été observée. La géométrie actuelle de la ride de Pianosa serait le résultat d'un événement compressif burdigalien. Une restructuration tardive a lieu au Messinien durant laquelle se superpose la mise en place des magmas (île d'Elbe, Montecristo, Capraia) et la régression marine provoquant une importante érosion. Cette ride présente un flux de chaleur important, ainsi qu'une anomalie magnétique positive. Ceci est en accord avec la mise en place des plutons de l'île d'Elbe, de Montecristo et du volcanisme de Capraia. Au niveau de la structure profonde, nous avons mis en évidence l'existence d'un Moho ancien et profond "européen" et d'un Moho néoformé plus superficiel « toscan ».

*The first part of the thesis examines the nature of the crust in the north Ligurian basin. Multichannel seismic profiles have revealed a major fault in the basement along the Provençal margin. We associate this fault with a change in the nature of the crust, and take it to mark the boundary of the oceanic domain. No similar fault is observed along the Corsican margin, and the boundary of the oceanic domain on the Corsican side has been defined on the basis of magnetic anomalies similar to those observed on the Provençal side directly above the fault. Onshore seismic profiling along the Corsican coast has imaged the Moho, marked by oblique incidence rays, beneath the Messinian Salt. Reprocessing the ESP of the region has revealed the existence of an oceanic crust in the centre of the basin and a transitional-type crust off the Provençal and Corsican margins. This transitional crust is characterized by the presence, in the lower crust, of a layer with a velocity of 7.2 km/s. A boundary of the oceanic domain is proposed for the north of the Ligurian basin.*

*The second part of the thesis concentrates on the north Tyrrhenian basin, where the combined analysis of multichannel seismic reflection profiles, 3-D gravity inversion and onshore wide-angle reflection/refraction seismic profiling has made it possible to obtain a 3-D image of the basin. The Corsican basin is probably Burdigalian in age, possibly Late Oligocene. Its structural direction and age indicate that it was contemporaneous with the Ligurian-Provençal opening. The heat flow, corrected for the effect of sediments, is low despite the rise in the Moho beneath the basin. The negative open air gravity anomalies and magnetic anomalies confirm the basin's great depth, whereas the seismic refraction profiles confirm the shallow depth of the Moho beneath the basin. A late arrival on these profiles has been assigned to the base of the lithosphere. Recent reactivation of the Corsican basin occurred during the Tortonian, associated with the isostatic rebound of Hercynian Corsica following the gravity collapse of Alpine Corsica. The structure of the sediments along this side of the Corsican basin suggests a ramp and flat geometry for the major detachment fault, which would seem to continue beneath the island of Elba where a ductile shear zone has been observed. The present geometry of the Pianosa ridge seems to be the result of Burdigalian compression. Late restructuring occurred during the Messinian, with the emplacement of magma (islands of Elba, Montecristo, Capraia) and a marine regression giving rise to major erosion. This ridge shows a high heat flow and a positive magnetic anomaly, which is in agreement with the pluton emplacement at Elba and Montecristo, and the volcanic activity at Capraia. As regards the deep structure, we demonstrate the existence of a deep and ancient "European" Moho and a shallower neoformed "Tuscan" Moho.*

**Prix de vente : 550 F + 50 F de frais de port et d'emballage pour la France et 60 F pour l'Étranger.**

**En vente chez votre libraire habituel ou aux :** Éditions BRGM - BP 6009 - 45060 Orléans Cedex 2 - France - Tél. : 02 38 64 30 28.

Fax : 02 38 64 36 82 accompagné de votre titre de paiement.