



HAL
open science

La Ride méditerranéenne (Méditerranée orientale): apports de la cartographie multifaisceaux à l'analyse morphologique d'un prisme en accrétion-collision

C. Huguen, J. Mascle

► **To cite this version:**

C. Huguen, J. Mascle. La Ride méditerranéenne (Méditerranée orientale): apports de la cartographie multifaisceaux à l'analyse morphologique d'un prisme en accrétion-collision. *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 2005, 2, pp.91-104. hal-00407443

HAL Id: hal-00407443

<https://hal.science/hal-00407443>

Submitted on 18 Feb 2021

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.



Distributed under a Creative Commons Attribution 4.0 International License

La ride méditerranéenne (Méditerranée orientale) :
apports de la cartographie multifaisceaux à l'analyse
morphologique d'un prisme en accrétion-collision
*The Mediterranean Ridge (Eastern Mediterranean):
contribution of multibeam mapping to the morphologic
analysis of an accretion-collision prism*

Caroline Huguen* et Jean Mascle*

Résumé

La ride méditerranéenne, en Méditerranée orientale, est un prisme d'accrétion résultant de la convergence progressive entre la marge continentale mésozoïque africaine et la marge active égéenne. Longtemps restée énigmatique, la morphostructure de ce prisme en accrétion-collision est aujourd'hui éclairée par l'interprétation de données de sondeurs multifaisceaux (bathymétrie et imagerie acoustique) issues de la campagne océanographique PRISMED II (1998). Les différentes provinces morphologiques le constituant sont ici définies et les variations latérales de leur style de déformation analysées. Un modèle de formation en deux phases est proposé et l'impact sur la morphogénèse du prisme de paramètres, tels que la géométrie de ses avants pays, la présence de dépôts évaporitiques messiniens et l'expulsion active de fluides, sont discutés.

Mots clés : géomorphologie interplaque, levés multifaisceaux, prisme d'accrétion, Méditerranée, collision Afrique-Eurasie.

Abstract

In the eastern Mediterranean, the Mediterranean Ridge represents a tectono-sedimentary accretionary prism, formed by progressive convergence between the passive continental margin of Africa and the southern border of Europe. Long considered enigmatic, the morphostructure of this accretion-collision wedge was recently clarified through interpretation of multibeam data (bathymetry and backscatter) recorded during the PRISMED II cruise (1998). The various morphostructural provinces are defined here and the lateral variations of the deformation patterns analysed. A two stage evolutionary model is proposed and the relative impact of parameters such as geometry of the neighbouring domains, presence of Messinian evaporites or active fluid expulsions is discussed.

Key words: interplate geomorphology, multibeam surveys, accretionary prism, Mediterranean sea, Africa-Eurasia collision.

Abridged English Version

Since 80 My, the eastern Mediterranean basin has been subjected to a complex evolution, controlled by the ongoing convergence between African and Eurasian plates (fig. 1). One of the consequences of this specific kinematics is the formation, within the Ionian and Levantine basins, of the Mediterranean Ridge, an atypical tectono-sedimentary accretionary wedge 1500 km long and 200-250 km wide. From the Ionian to the Levantine basins, the Mediterranean Ridge appears as a southward arcuate high, lying at water depths ranging from 1400 m in its central area, to 3500 m,

bounded to the north by the Hellenic trench system and to the south by a series of discontinuous abyssal plains. Within the western part of this system (Ionian basin), C. Truffert et al. (1993) identified three different morphostructural provinces: the outer front, the central domain, and the northern area, in contact with a flat inner domain. This classification was completed by E. Chaumillon (1995) who identified laterally a western (or Ionian) province, a central (or Libyan) narrow domain, and an eastern (or Levantine) branch.

Although this prism has already been partly investigated using reflection and refraction seismics (Reston et al., 2002a and b; IMERSE Working Group, 1997; Chaumillon, 1995;

* UMR 6526 Géosciences-Azur, OBV, Observatoire Océanologique de Villefranche-sur-Mer, BP 48, 06235 Villefranche-sur-Mer Cedex, France.
E-mails : chuguen@wanadoo.fr ; mascle@obs-vlfr.fr

Truffert, 1992; De Voogd et al., 1992), it has remained difficult, using scattered cross sections, to evaluate on a regional scale the relative importance of: (1) the consequences of the Cyrenaica promontory indenting process, (2) the role of Messinian evaporitic deposits, and (3) the influence of massive fluid and mud expulsions. The morphostructural understanding of this complex accretionary wedge was improved in the last 10 years by systematic acquisition of multibeam bathymetry and backscatter data, providing accurate mapping of the Mediterranean Ridge and its surroundings. This paper presents and discusses the results based on the interpretation of the PRISMED II data.

The central Mediterranean Ridge: A pre-collision area. This narrow domain (less than 400 km) appears as the most elevated and deformed area of the Mediterranean Ridge resulting from an incipient collision between the Cretan and Libyan margins. Within the outermost morphostructural domain, small scale folding is observed and related to ductile deformation of the Mediterranean Ridge sediments due to the presence of underlying ductile evaporites. The deformation pattern is less well organized within the axial domain, mainly characterized by a large number of mud volcanoes. The morphostructural contact between these two contrasting domains is underlined by imbricate thrusts. This contact is interpreted as the transition between a pre-Messinian wedge to the north, accreted on an Aptian mud decollement level and a post-Messinian domain to the south, accreted on a decollement level located at the base of, or within, the Messinian evaporites. This hypothesis is demonstrated by the ductile compressive deformation observed within the outer domain and the presence of mud volcanoes extruding Aptian shales within the northern domain. A bathymetric submeridian gradient, identified as the surface expression of a crustal structure (Huguen, 2001), is identified along the 24°10'E longitude. This structure, which seems to prolong the Cyrenaica promontory eastern boundary to the north, separates: (1) contrasting convergence stages ranging from a precollision area (W) to an incipient collision domain (E) (Mascle et al., 1999); and (2) imbricate thrusts and missing evaporites (W) from folding deformation and thicker evaporites (E). All these interpretations deduced from the PRISMED II data are shown on a schematic 3D diagram (fig. 3).

The eastern Mediterranean Ridge: oblique subduction. The eastern (or Levantine) domain (fig. 4) corresponds to the widest part of the Mediterranean Ridge accretionary wedge, between the Cretan arc and the Nile Deep Sea fan sediments that have accumulated within the Herodotus abyssal plain. This area shows a morphostructural differentiation similar to the one described within the central Mediterranean Ridge domain: a weakly folded inner domain, strongly affected by strike-slip tectonics and characterized by mud volcano expulsions, and an outer domain characterized by large-scale folds (fig. 5). This clearly expressed morphological contrast (fig. 6) seems to reveal a two stage accretion process, similar to that of the central Mediterranean Ridge. However, the identification of successive folded belts within the outer domain, disconnected by sigmoid

basins, reveals an interaction of non exclusive processes, as apparently attested by experimental modelling (Huguen, 2001). On the one hand, overall transfer of the Mediterranean Ridge sediments to the northeast occurs in response to a left lateral strike slip movement due to the oblique subduction of the African lithosphere. On the other hand, deformation processes occur in the Plio-Quaternary sediments due to the combined effects of thick, underlying evaporite layers and important syntectonic incorporation of the Nile deep sea fan sediments.

The Mediterranean Ridge appears to be unique, with respect to other accretionary prisms, due to the presence of plastic deposits (e.g. evaporites) and the influence of its geodynamic setting. The central domain appears to be the more deformed, because of its specific setting between two nearly contiguous continental margins, whereas the eastern domain, showing a free border with the Levantine basin, remains in a more classic subduction setting (fig. 7). This evolution of the geologic and geodynamic frameworks, from an incipient collision south of Crete to an oblique subduction within the Levantine basin, combined with an evolution of the sediment sequence and thickness, explains the lateral pattern of the Mediterranean Ridge morphostructure.

To the north, the morphologic contact between the Mediterranean Ridge sediments and the Cretan margin (number 9 on fig. 7) shows a characteristic lateral evolution. From southeast to southwest Crete, the Mediterranean Ridge backthrust against the Hellenic nappes progressively evolves into a succession of horst and graben structures related to the strike-slip Hellenic trench system cutting across thinned Aegean continental crust.

The pre-Messinian prism, south of this backthrust area (axial domain, number 6 on fig. 7) is getting deeper and narrower to the east, with a particularly well expressed transition along the 24°10'E longitude (number 8 on fig. 7). The shallow deformed domain north of Cyrenaica becomes more organized east of this bathymetric lineament. It is affected by a set of conjugate strike slip fractures, often underlined by mud expulsions, expressed by isolated dome shaped features connected to large scale (several kilometres) mud flows.

Finally, the southern Mediterranean Ridge area (post-Messinian prism) is characterized by a progressive widening to the east. The small-scale folding deformation north of Libya is replaced by a large wavelength deformation within the Levantine basin. The imbricate thrusts observed at the Mediterranean Ridge toe in the westernmost part of the study area become progressively less continuous and are replaced by faulted, large-scale folds in the Herodotus basin, due to the influence of Nile deep sea fan Plio-Quaternary sediment inputs and the presence of thicker underlying Messinian layers (number 4 on fig. 7).

In conclusion, one could say that the Mediterranean Ridge corresponds to a unique submarine structure, interpreted as a composite and multiphased accretionary prism, becoming progressively incorporated into the southward extension of the Cretan continental crust.

Introduction

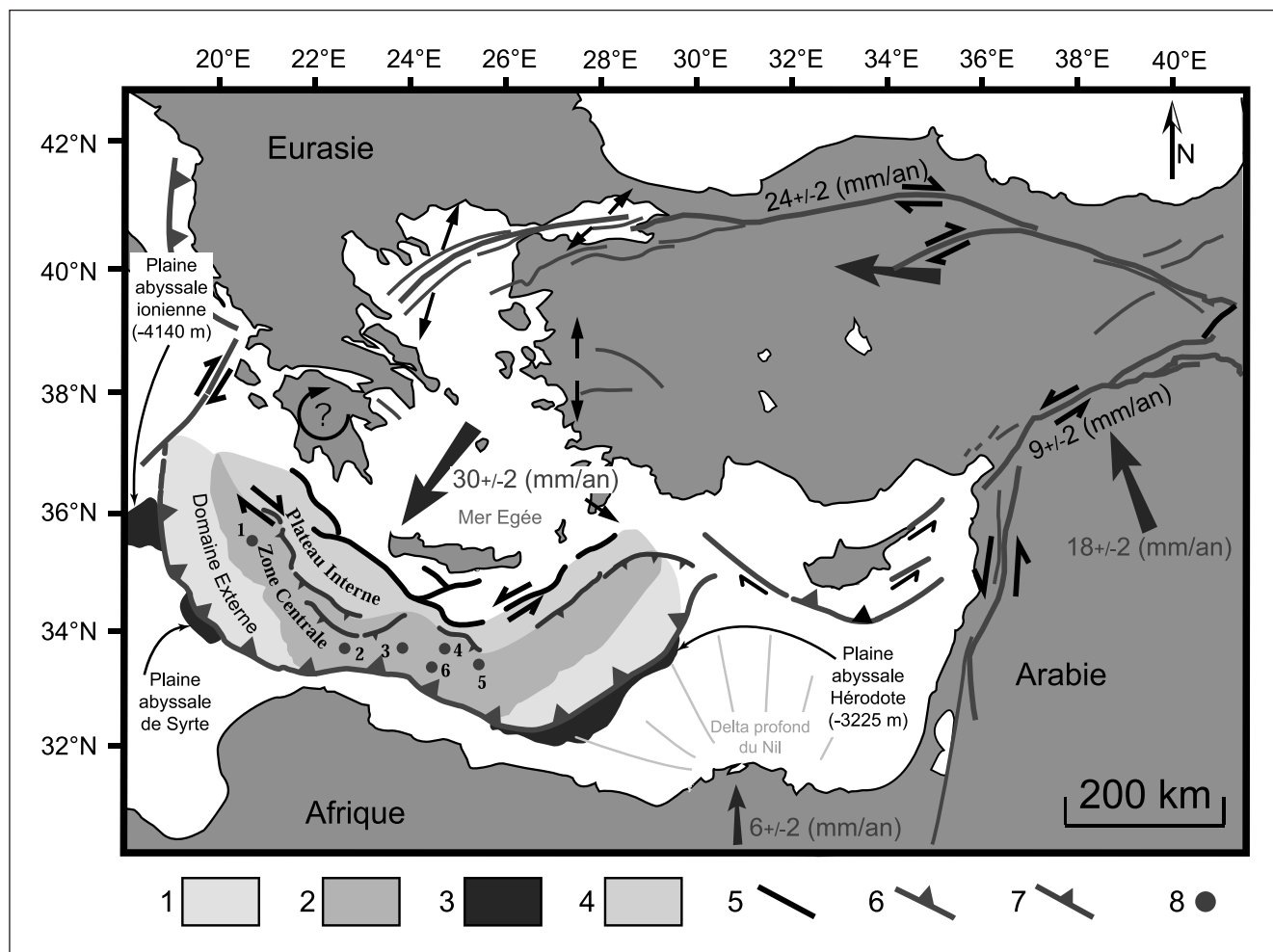
Depuis 80 Ma, le bassin méditerranéen est le lieu d'une évolution complexe imposée par la convergence progressive des plaques Afrique et Europe. Ce contexte géodynamique se traduit à la fois par l'activation de subductions, la création d'espaces océaniques en position d'arrière-arc et de diverses collisions continentales, dont la collision alpine. En Méditerranée orientale, la collision des plaques Afrique et Europe au niveau de la suture du Zagros induit le mouvement vers le sud-ouest de la microplaque englobant le domaine égéen et l'Anatolie dont la dynamique interfère avec la convergence Afrique-Europe (fig. 1). L'une des conséquences les plus spectaculaires de cette cinématique est la construction,

sur le fond des bassins ionien et levantin, d'un prisme d'accrétion tectono-sédimentaire atypique : la ride méditerranéenne, relief sous-marin de dimensions comparables aux Alpes occidentales (longueur 1500 km, largeur 200 -250 km), couvrant près de 60 % des fonds entre la Calabre et la marge du Levant. Sa remarquable diversité structurale est gouvernée à la fois par la nature de la croûte des bassins en subduction, par la nature et l'épaisseur des sédiments portés par celle-ci, ainsi que par la cinématique relative des plaques en présence.

Bien que le prisme ait déjà été en partie analysé au cours de nombreuses études antérieures, notamment à partir de données de sismique réflexion (Chaumillon, 1995) et de sismique réfraction (Truffert, 1992 ; De Voogd *et al.*, 1992), il

Fig. 1 – Contexte cinématique et tectonique de la Méditerranée orientale (modifié d'après Huguen *et al.*, 2004 ; Mc Clusky *et al.*, 2000 ; Chaumillon and Mascle, 1996 ; Robertson *et al.*, 1996 ; Cronin *et al.*, 1997 ; Le Pichon *et al.*, 1995). Les mouvements des principales plaques sont indiqués, par rapport à l'Eurasie considérée comme stable. 1 : domaine externe de la ride méditerranéenne ; 2 : domaine central de la ride méditerranéenne ; 3 : plaines abyssales ; 4 : plateau interne ou butoir continental ; 5 : fosses helléniques ; 6 : front de déformation externe ; 7 : front de déformation interne ; 8 : principaux champs d'expulsion d'argiles (de 1 à 6 dans l'ordre : Prométhée, Pan di Zucchero, Prométhée II, Olympie, Nations Unies, Ceinture méridionale).

Fig. 1 – General kinematic and tectonic context in the eastern Mediterranean (adapted from Huguen *et al.*, 2004 ; Mc Clusky *et al.*, 2000 ; Chaumillon and Mascle, 1996 ; Robertson *et al.*, 1996 ; Cronin *et al.*, 1997 ; Le Pichon *et al.*, 1995). The plates motions relative to Eurasia are shown. 1: outer domain of the Mediterranean Ridge; 2: central domain of the Mediterranean Ridge; 3: abyssal plains; 4: Inner domain (continental backstop); 5: hellenic trenches; 6: outer deformation front; 7: inner deformation front; 8 major mud fields (from 1 to 6: Prométhée, Pan di Zucchero, Prométhée II, Olympi, United Nations, Southern Belt).



était encore difficile jusqu'à une date récente d'évaluer à l'échelle régionale et sur la seule base de ces données éparées la portée des impacts morphostructuraux dus au poinçonnement opéré par la protubérance du promontoire cyrénaïque, à la présence des évaporites messiniennes et à l'expulsion massive d'argiles et de fluides.

L'acquisition systématique, durant la dernière décennie, de données de bathymétrie multifaisceaux et de réflectivité acoustique a permis d'obtenir des relevés précis de l'ensemble du bassin est-méditerranéen, et plus particulièrement de la Ride méditerranéenne. Détaillés et très étendus, ces relevés ont conduit à améliorer sensiblement la compréhension morphogénétique d'un édifice plissé resté jusque-là peu connu. L'article présente et commente de manière synthétique les résultats morphostructuraux, issus principalement de l'interprétation des données acquises par le laboratoire Géosciences Azur (Villefranche-sur-mer) durant la campagne PRISMED II du navire océanographique L'Atalante (Ifremer), équipé du sondeur multifaisceaux *Simrad EM 12 Dual*. Trois autres campagnes ont contribué à la cartographie et à la compréhension des fonds marins en Méditerranée orientale : la campagne MEDEE (1995), pour la branche occidentale de la Ride méditerranéenne, par le laboratoire de géologie de l'École Normale Supérieure (Paris), la campagne ANAXIBROBE (1995) au sud de la Turquie, par l'université d'Amsterdam et, en 2000, la campagne FANIL, plus à l'est, sur la marge nilotique. Toutes ces campagnes ont également permis d'enregistrer de nombreuses données géophysiques (magnétisme, gravimétrie, sismique réflexion).

Les interprétations morphogénétiques antérieures

La présentation des résultats sera précédée d'un bref aperçu de l'état des connaissances avant l'apport fondamental de ces données de sondeurs multifaisceaux.

La morphologie peu différenciée et la faiblesse des pentes de la ride méditerranéenne, ainsi que la courte longueur d'onde de sa déformation de surface, avaient déjà permis de la différencier de la plupart des autres prismes d'accrétion interplaques (Le Pichon *et al.*, 1982 ; Ryan *et al.*, 1982). Il y a près de quarante ans, les premiers échosondages avaient fait découvrir qu'un étrange relief sous-marin parcourait d'ouest en est la presque totalité du plancher de la Méditerranée orientale. Ce relief est apparu bordé, au nord, par les fosses helléniques, dépressions profondément encastrées au pied de la pente continentale instable de l'arc crétois, et, au sud, par la marge stable africaine. L'édifice, en raison de sa position médiane, fut interprété par B.C. Heezen et M. Ewing (1963) comme une dorsale d'accrétion océanique, d'où la qualification de "ride". Peu après, K.O. Emery *et al.* (1966) inversèrent l'interprétation : de divergente la frontière interplaque devint convergente, mais sans pouvoir percer l'énigme de sa nature et de son origine qui demeurèrent inconnues jusqu'aux premières interprétations des levés gravimétriques de P.D. Rabinovitch et W.B.F. Ryan (1970). Ils proposèrent alors de rapprocher la ride méditerranéenne des

ensembles morphosédimentaires déformés associés aux zones de subduction. La première interprétation de la ride méditerranéenne en tant que conséquence de la subduction de la plaque africaine sous l'arc hellénique revint à D.P. McKenzie (1970), dont l'hypothèse fut presque aussitôt corroborée par la mise en évidence, grâce à la localisation des hypocentres des séismes, d'un plan de Wadati-Benioff sous l'arc égéen (Papazachos et Comminakis, 1971). Les études se multiplièrent durant les années 1970 ; la campagne de forages DSDP (Leg 13) recueillit au sommet de l'édifice des roches datées du Crétacé et du Néogène (Ryan *et al.*, 1973) ; la multiplication des profils de réflexion fit découvrir la présence d'une séquence sédimentaire puissante de plusieurs kilomètres (Sancho *et al.*, 1973 ; Hinz, 1974 ; Finetti et Morelli, 1973 ; Finetti, 1976). Toutefois, l'identification de la ride méditerranéenne à un prisme d'accrétion tectonique ne fut véritablement établie qu'en 1982 (Biju-Duval *et al.*, 1982 ; Le Pichon *et al.*, 1982 ; Ryan *et al.*, 1982). Ces divers auteurs tombèrent d'accord pour expliquer la morphogénèse de la chaîne plissée sous-marine par l'accumulation et la déformation d'une épaisse série sédimentaire à la faveur de l'intervention d'un niveau de décollement localisé au sein de la séquence d'argiles aptiennes. Celles-ci furent également soupçonnées d'être à l'origine des importantes expulsions boueuses découvertes à la surface du prisme (fig. 1), dans trois secteurs des régions les plus élevées (Cita *et al.*, 1989 ; Camerlenghi, 1990).

Morphologie d'ensemble de la ride méditerranéenne

De la mer ionienne à la mer levantine, la ride a l'aspect d'un vaste relief en forme d'arc convexe vers le sud qui culmine dans son tiers linéaire et central (vers 1400 m). Selon les secteurs, elle domine de un à deux kilomètres le fond des bassins adjacents (profondeur moyenne : 3500 m). Le contact de la ride méditerranéenne avec l'Eurasie est jalonné par le double système des fosses helléniques, bassins profonds aux parois raides : fosses Matapan, à l'ouest (l'une des plus profondes de la Méditerranée : 4715 m), Pline et Strabon à l'est (autour de 4100 et 3500 m, respectivement). Sa façade africaine est bordée de trois petites plaines abyssales dont la profondeur décroît de l'ouest (plaine ionienne : 4140 m) à l'est (plaine Hérodote : 3325 m). Dans la branche occidentale, C. Truffert *et al.* (1993) ont distingué trois zones morphostructurales : le front externe et plissé, le bombement central à grand rayon de courbure et le secteur septentrional, lui-même adossé à un domaine interne plan. Ce découpage a été repris et complété dans le sens longitudinal par E. Chaumillon (1995) qui y différencia les régions dites occidentale (branche ionienne arquée vers le sud-ouest), centrale (branche libyenne étroite et linéaire) et orientale (branche levantine convexe vers la marge égyptienne).

Du point de vue structural, E. Chaumillon (1995), puis E. Chaumillon et J. Mascle (1997) ont démontré que la zone externe domine les plaines méridionales, non déformées, par un front de chevauchement formé par l'empilement

d'écaillés. Dans l'ensemble de la ride méditerranéenne, ce domaine externe est caractérisé par une déformation plicative, d'amplitudes et de longueurs d'onde variables, mais clairement associée à un niveau de décollement localisé dans, ou au toit, des évaporites messiniennes (Kastens *et al.*, 1992 ; Chaumillon, 1995). Au sein de la zone centrale, le sondage conventionnel avait naguère détecté une déformation se traduisant par un curieux assemblage de bosses et de creux à courte longueur d'onde (*cobblestone topography*). On a longtemps supposé qu'il pouvait s'agir d'improbables formes karstiques liées à la présence des évaporites solubles (Belderson *et al.*, 1978 ; Camerlenghi, 1990). Mais l'intervention d'autres processus a vite été invoquée dès que fut révélée la présence de nombreuses structures boueuses dans ce domaine de la ride (Camerlenghi *et al.*, 1992 ; Limonov *et al.*, 1994 ; Cita *et al.*, 1995). Enfin, vers le nord, c'est par un front de rétrochevauchement que la ride méditerranéenne entre en contact avec son arrière-pays, le domaine interne, plus profond et moins déformé (Chaumillon, 1995), où la présence de vastes formes lobées suggère le façonnement probable par des processus gravitaires dus à des glissements (Lallemand, 1992).

Énigme de la structure interne de la ride méditerranéenne

Toute interprétation morphogénétique de la ride méditerranéenne suppose la connaissance d'un minimum de données sur la nature et la structure de l'épais corps sédimentaire qui la constitue. Trois aspects majeurs de ce conditionnement profond ont animé les débats des années 1990.

Le rôle des décollements

C'est la différenciation des grandes provinces morphostructurales de la ride méditerranéenne qui conduisit plusieurs auteurs à se poser la question de savoir si elles ne matérialisaient pas les phases majeures de son accréation par décollements progressifs ou successifs. La découverte de reliefs boueux dans le domaine axial puis le prélèvement d'argiles expulsées, incluant des formations d'âge créacé, amenèrent A. Camerlenghi *et al.* (1992) à soupçonner l'intervention d'un décollement dit basal car situé au niveau des argiles noires aptiennes. Par ailleurs, K.A. Kastens (1991) tira argument de la présence de zones plissées pour proposer la migration rapide du front de déformation externe vers le sud depuis le Messinien. Selon cet auteur, pareil phénomène progressif ne pouvait s'expliquer que par l'activation d'un autre niveau de décollement, moins profond et localisé au toit des formations évaporitiques (Kastens *et al.*, 1992). J. Mascle et E. Chaumillon (1998) proposèrent la migration du niveau de décollement principal (dans les argiles aptiennes) vers un niveau supérieur, celui des évaporites. Pour ces auteurs, la rupture de pente qui sépare les deux domaines de la ride méditerranéenne pourrait s'expliquer par une modification de la friction basale. Ils en déduisirent logiquement que la ride méditerranéenne résultait d'une édifica-

tion biphasée associée au fonctionnement successif de deux niveaux de décollement.

Le jeu des évaporites messiniennes

W.B.F. Ryan *et al.* (1982) furent les premiers à s'intéresser au rôle de ces niveaux salifères dans l'accréation morphosédimentaire et à proposer le modèle du prisme halocinétique. K.A. Kastens *et al.* (1992) ont retenu un modèle similaire mais impliquant un glissement généralisé de la couverture plio-quadernaire. E. Chaumillon (1995) a invoqué le rôle des variations d'épaisseur des niveaux évaporitiques pour expliquer la forte variabilité structurale constatée dans l'ensemble de la ride méditerranéenne, en particulier dans son domaine externe. Ainsi pour E. Chaumillon *et al.* (1996), les changements dans le style et dans l'ampleur des plis propres aux branches ionienne et levantine pourraient s'expliquer par des différences dans la puissance des évaporites, certes, mais aussi des séries plio-quadernaires qui sont normalement plus épaisses sur la branche levantine, notamment devant le Nil. Dans la zone centrale, le rétrécissement des plis serait l'expression morphologique de l'absence d'évaporites et d'un raccourcissement plus important. Enfin, E. Chaumillon et J. Mascle (1997) tiennent pour évidente l'influence des unités messiniennes sur l'agencement morphologique général du prisme : le domaine externe est en effet beaucoup mieux développé dans les branches ionienne et levantine, où les évaporites sont épaisses, que dans la branche centrale où elles n'ont pas été identifiées avec certitude.

Les particularités de l'affrontement interplaque

La compression de l'édifice prismaal a également un comportement atypique à un troisième point de vue. C'est ce que tendent à démontrer les interprétations des données sismiques (De Voogd *et al.*, 1992 ; Truffert, 1992 ; Truffert *et al.*, 1993 ; IMERSE Working Group, 1997 ; Reston *et al.*, 2002a et b) et gravimétriques (Makris and Stobbe, 1984). Les fosses helléniques ne procèdent pas d'une morphogénèse compressive comme dans le cas classique des fosses abyssales. Elles sont au contraire débitées dans le butoir de l'arrière-pays formé par les débris insulaires de la marge crétoise dont les nappes empilées reposent sur un soubassement continental étiré (croûte amincie). Le régime compressif vrai se trouve reporté donc plus au sud, au milieu de la ride méditerranéenne, dans la zone de contact entre le domaine axial (prisme) et interne. Il est vraisemblable que les branches ionienne et levantine reposent sur les derniers fragments du soubassement océanique téthysien non encore engloutis (De Voogd *et al.*, 1992). Aucune donnée n'est encore disponible sur la nature du socle sous la branche centrale. Toutefois, la faible distance entre les marges continentales de l'Eurasie et de l'Afrique conduit à penser que le tiers central de la ride méditerranéenne pourrait avoir un soubassement continu de croûte continentale, fait qui dénoncerait un début de collision entre les blocs égéen et africain.

La ride méditerranéenne centrale : la diversité morphostructurale d'un domaine pré-collisionnel

L'imagerie morphologique

Les données de bathymétrie et de réflectivité de la campagne PRISMED II (fig. 2) dans le secteur de la ride méditerranéenne, le plus étroit et le plus resserré entre la chaîne des Balkans et la Libye orientale (moins de 400 km), amènent à re-différencier, comme suit, l'agencement morphologique antérieurement conçu à partir des premiers profils de sismique multitrace (Chaumillon, 1995).

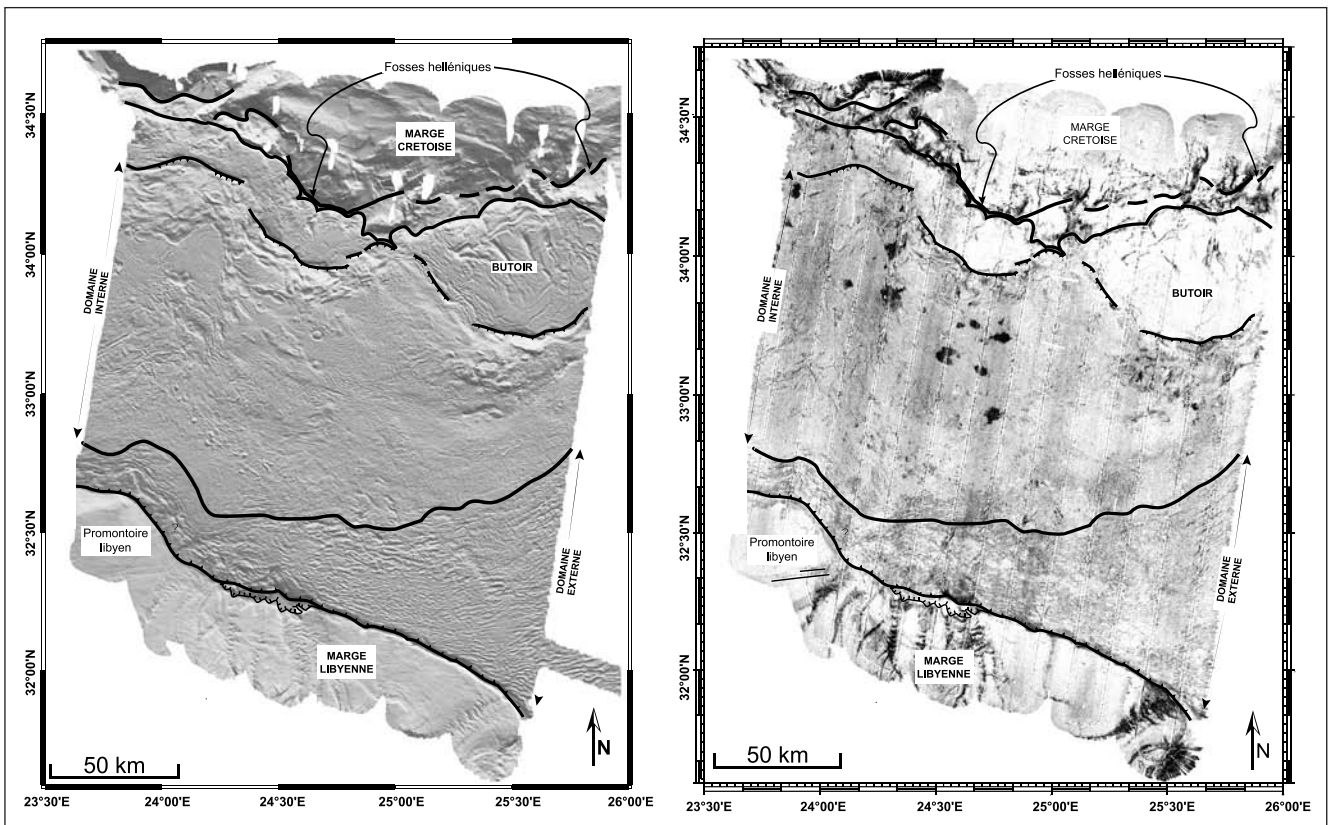
Les marges continentales (crétoise et libyenne) bordant la ride méditerranéenne, bien que morphologiquement contrastées (fig. 2 à gauche), sont cependant toutes deux caractérisées par une faible réflectivité acoustique (fig. 2 à droite). La marge crétoise (active) est caractérisée par un compartimentage de blocs massifs et élevés (parfois même insularisés : île Gavdhos) et de dépressions étroites et profondes (fig. 2), aux fonds peu sédimentés, correspondant à la terminaison méridionale des fosses helléniques. La transition vers la ride méditerranéenne au sud s'effectue à travers un domaine faiblement décline, présentant une couverture plio-quadernaire d'épaisseur notable (atteignant par endroits 750 m), déformée par des processus gravitaires. Elle repose sur un soubassement acoustique opaque intensément fracturé et basculé, interprété comme étant le prolongement méridional du domaine continental crétois en raisonnant par analogie avec les résultats obtenus immédiatement plus à l'ouest (Lallemand *et al*, 1994 ; Le Meur, 1997).

Ce plan doucement incliné est biseauté au niveau du front de rétrochevauchement des sédiments de la ride méditerranéenne rebroussés contre le butoir continental crétois (fig. 2). La limite méridionale de la ride méditerranéenne avec la marge africaine est, quant à elle, soulignée par un front de chevauchement bien marqué et continu, formé par l'empilement subhorizontal des unités prismales. Fait remarquable : à l'est du méridien 24°10'E (fig. 2), la marge égyptienne apparaît décalée vers le sud de quelques 50 km et le front de déformation gagne alors le nord-est à mesure que la pente continentale africaine s'aplatit et s'approfondit vers l'est, où elle apparaît disséquée par une série de canyons (fig. 2).

Au sein de la ride méditerranéenne *s.s.*, une opposition est désormais clairement identifiable entre : a) les plis de l'étroite zone externe liés à l'accrétion récente des sédiments sur le niveau de décollement messinien, et recoupés par un double réseau de fractures (N 140 et N 40, *cf.* fig. 2) et b) le plateau de la zone centrale dénivélé par un gradient bathymétrique subméridien (localisation approximative : 24°10'E) (fig. 2). À l'ouest, le compartiment culminant (< 1500 m) car le plus fortement plissé, domine un domaine oriental plus profond, caractérisé par la présence de reliefs

Fig. 2 – Bathymétrie (à gauche) et imagerie acoustique (à droite) du domaine central de la Ride méditerranéenne. Ces cartes sont issues des enregistrements du sondeur multifaisceaux EM12 Dual (après traitement) durant la campagne PRISMED II.

Fig. 2 – Bathymetry (left) and backscatter (right) of the central Mediterranean Ridge. Maps have been computed from the PRISMED II cruise EM 12 Multibeam data after processing.



argilocinétiques beaucoup plus étendus qu'on ne le soupçonnait précédemment (fig. 2). Ce sont des volcans de boue (ordinairement très réfléchis, fig. 2 droite), d'élévation hectométrique et de diamètre plurikilométrique. Au domaine déjà connu du champ d'Olympie (Cita *et al.*, 1989 ; Cita et Camerlenghi, 1990 ; Camerlenghi *et al.*, 1992) et de la "ride des Nations-Unies" (Limonov *et al.*, 1994, 1996 ; Cronin *et al.*, 1997), il faut ajouter à présent les deux alignements de la "ceinture méridionale", au nord du promontoire cyrénaique (fig. 2). À l'inverse des interprétations antérieures, la mise en place de ces structures apparaît davantage en relation avec des déformations transtensives que compressives (Huguen *et al.*, 2004).

L'interprétation morphogénétique

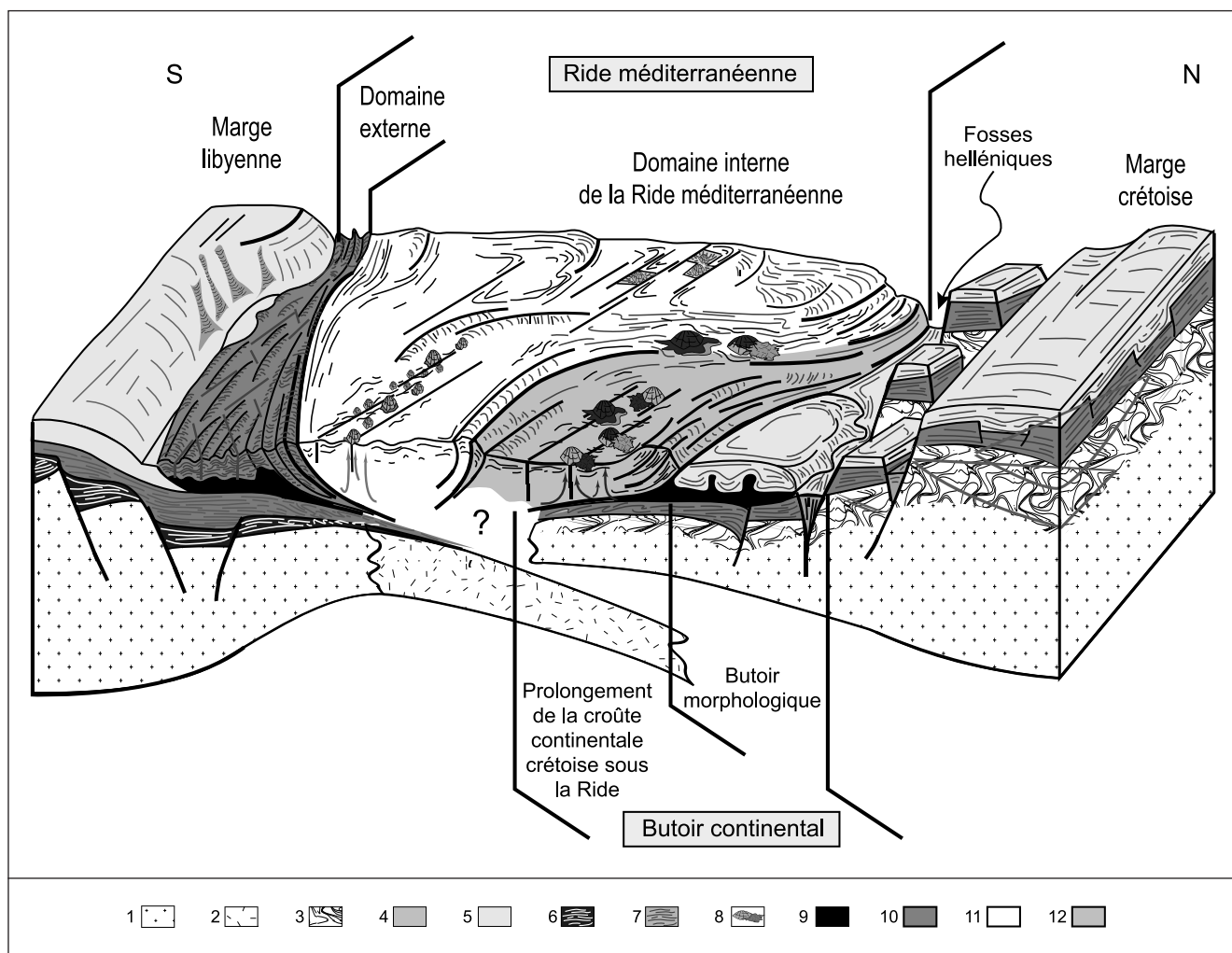
Toutes les interprétations disponibles pour la branche centrale ont été représentées sous la forme d'un bloc-diagramme (fig. 3) ; elles appellent les explications suivantes.

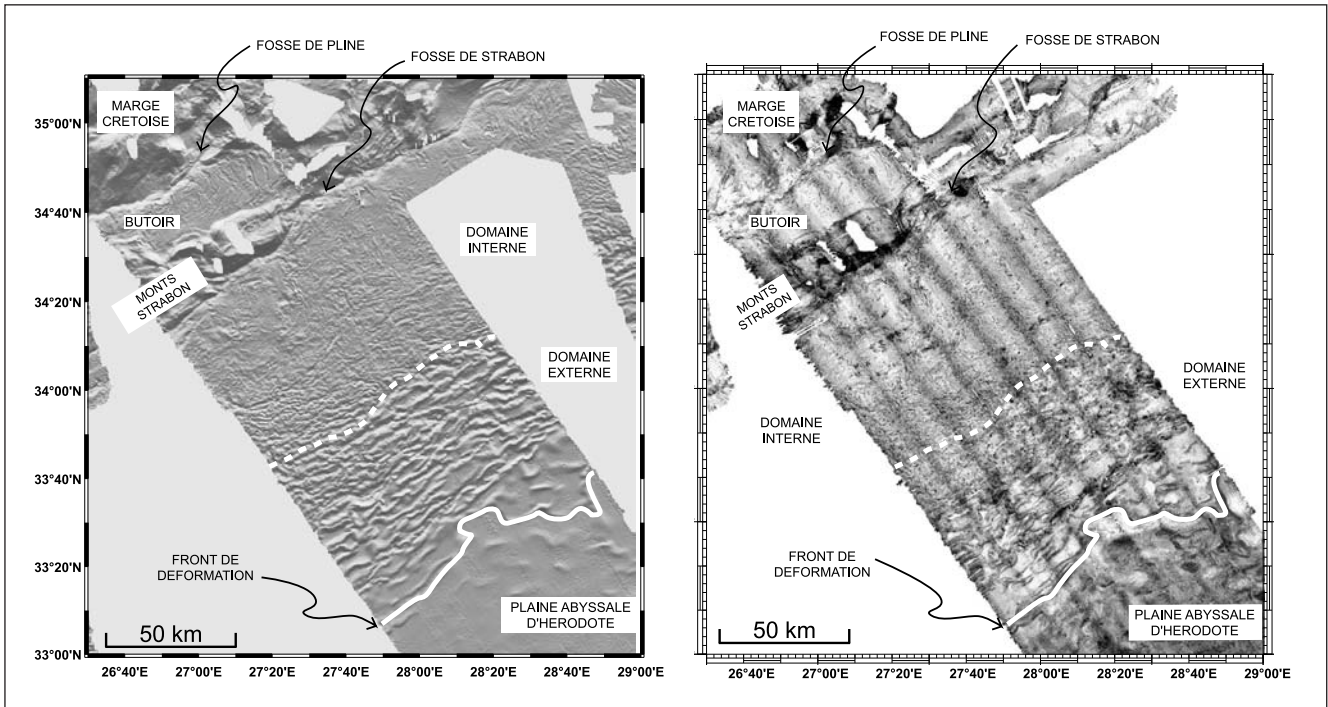
Indubitablement, le domaine central de la ride méditerranéenne est le plus intensément déformé et soulevé du prisme sédimentaire, puisqu'il est soumis au serrage entre les marges convergentes crétoise et libyenne, graduellement amenées en position de quasi-collision (voir plus haut). Dans un tel contexte, chaque domaine morphostructural du

prisme est caractérisé par un style de déformation spécifique. L'écaillage du domaine externe moulé contre le bloc cyrénaique a dû absorber les efforts de la convergence maximale grâce à la présence d'évaporites ductiles sous jacentes. Le domaine interne où se concentre le volcanisme boueux est, quant à lui, caractérisé par une déformation plus discontinue, essentiellement localisée au niveau d'accidents tectoniques à grande échelle. Le contact topographique entre les deux domaines perd son expression vers l'est à mesure que les mouvements chevauchants sont relayés par la mise en place de décrochements linéaires au sein de la zone externe.

Fig. 3 – Bloc-diagramme interprétatif de la structure du domaine central de la ride méditerranéenne. 1 : croûte continentale ; 2 : croûte océanique ; 3 : sédiments alpins tectonisés ; 4 : formations miocènes de la marge crétoise ; 5 : sédiments plio-quaternaires des marges libyenne et crétoise ; 6 : sédiments syn-rift ; 7 : sédiments post-rift déformés et partiellement subductés ; 8 : dômes de boue ; 9 : dépôts messiniens ; 10 : domaine externe ; 11 : domaine interne ; 12 : domaine du butoir continental.

Fig. 3 – Interpretative 3D diagram of the central Mediterranean Ridge. 1: continental crust; 2: oceanic crust; 3: alpine tectonized sediments; 4: Miocene formations of the Cretan margin; 5: plio-quaternary sediments of the Libyan and Cretan margins; 6: syn-rift sediments; 7: deformed and partly subducted post-rift sediments; 8: mud domes; 9: messinian deposits; 10: outer domain; 11: inner domain; 12: backstop area.





Ce contact est de première importance car il sépare deux épisodes de formation du prisme. Le nord correspond au vaste prisme antémessinien, mis en place au-dessus du niveau de décollement basal des marnes aptiennes. L'expulsion vraisemblable d'une partie de ses fluides et argiles le long d'accidents linéaires explique la présence d'un nombre important de volcans de boue. Le prisme méridional, plus jeune, édifié depuis le Messinien à la faveur d'un décollement superficiel au niveau des évaporites, présente une morphologie compressive plus diversifiée. Comme le montre la figure 4, la curieuse ligne de hauteurs du méridien 24° 10' E semble être la traduction superficielle de plusieurs transitions qui ménagent le passage : 1) des morphologies chevauchantes (à l'ouest) à celles simplement plicatives (à l'est) ; 2) de la marge libyenne à la marge égyptienne décalées et basculées en sens inverse ; 3) des stades différents de fermeture allant de la collision commençante (à l'ouest) à la précollision (à l'est) (Mascle *et al.*, 1999) ; 4) des régions portées par des évaporites absentes ou amincies (à l'ouest) et épaissies (à l'est : confins de la plaine Hérodote).

La ride méditerranéenne orientale : l'enregistrement morphologique d'une subduction oblique

L'imagerie morphologique

La branche orientale (ou levantine) de la ride méditerranéenne est la partie du prisme située entre l'arc créto-rhodien et la vaste plaine Hérodote accumulée en contrebas du delta profond du Nil. Ce domaine (fig. 4) avait déjà été le lieu de prospections profondes (De Voogd *et al.*, 1992 ; Truffert, 1992 ; Chaumillon, 1995) et d'un premier inventaire morphologique (Chaumillon, 1995). À présent, celui-ci doit être amendé et réordonné selon le plan suivant.

Fig. 4 – Bathymétrie (à gauche) et imagerie acoustique (à droite) du domaine oriental de la ride méditerranéenne. Ces cartes sont issues des enregistrements du sondeur multifaisceaux EM12 Dual (après traitement) durant la campagne PRISMED II.

Fig. 4 – Bathymetry (left) and backscatter (right) of the eastern Mediterranean Ridge. These maps have been computed from the PRISMED II cruise EM 12 multibeam data after processing.

Mis à part le rôle morphologique passif tenu par la marge égyptienne, l'intérêt se porte ici vers l'activité de la marge nord où le soubassement s'effondre en panneaux étagés et basculés par le jeu de contraintes tectoniques récentes, de nature extensive à transtensive. Le pied de l'arc insulaire crétois, prolongé au sud de Rhodes jusqu'au Taurus (Turquie), est souligné par un ensemble discontinu de bassins (fig. 4) élargis et approfondis vers le nord-est (de la fosse Pline au bassin de Rhodes : > 4400 m), disposés en échelons le long d'un grand décrochement senestre orienté N 50 (Huchon *et al.*, 1982 ; Le Cleach et Mascle, 1986). Au sein de la zone d'étude, les monts Strabon représentent la limite méridionale de ce domaine continental, contre laquelle les sédiments de la ride méditerranéenne viennent rétrochevaucher.

Par comparaison, son domaine interne (fig. 4) présente une morphologie peu accidentée. Celle-ci est compartimentée par plusieurs grands décrochements, le long desquels sont observées de nombreuses injections boueuses en forme de petits cônes (décelables par leur plus forte réflectivité) ou d'épanchements informes.

La morphologie de la zone externe (fig. 5A) est, quant à elle, caractérisée par une succession de plis droits (fig. 5C) ou déjetés vers le sud (fig. 5B), se répartissant régionale-ment en trois grandes ceintures (Huguen *et al.*, 2000) déformées sur d'épaisses accumulations évaporitiques. De tels reliefs ordonnés comme des monts et des crêtes, que l'on

comparerait volontiers à ceux du type morphologique jurassien, sont isolés par des bassins sédimentés profonds (fig. 5C), alignées selon toute vraisemblance sur des zones de fractures profondes et décrochantes (Huguen *et al.*, 2000). Vers le sud, les plis s'espacent à mesure que les couloirs se dilatent et se nivellent en raison d'une sédimentation plus importante aux abords de la plaine Hérodote.

L'interprétation morphogénétique

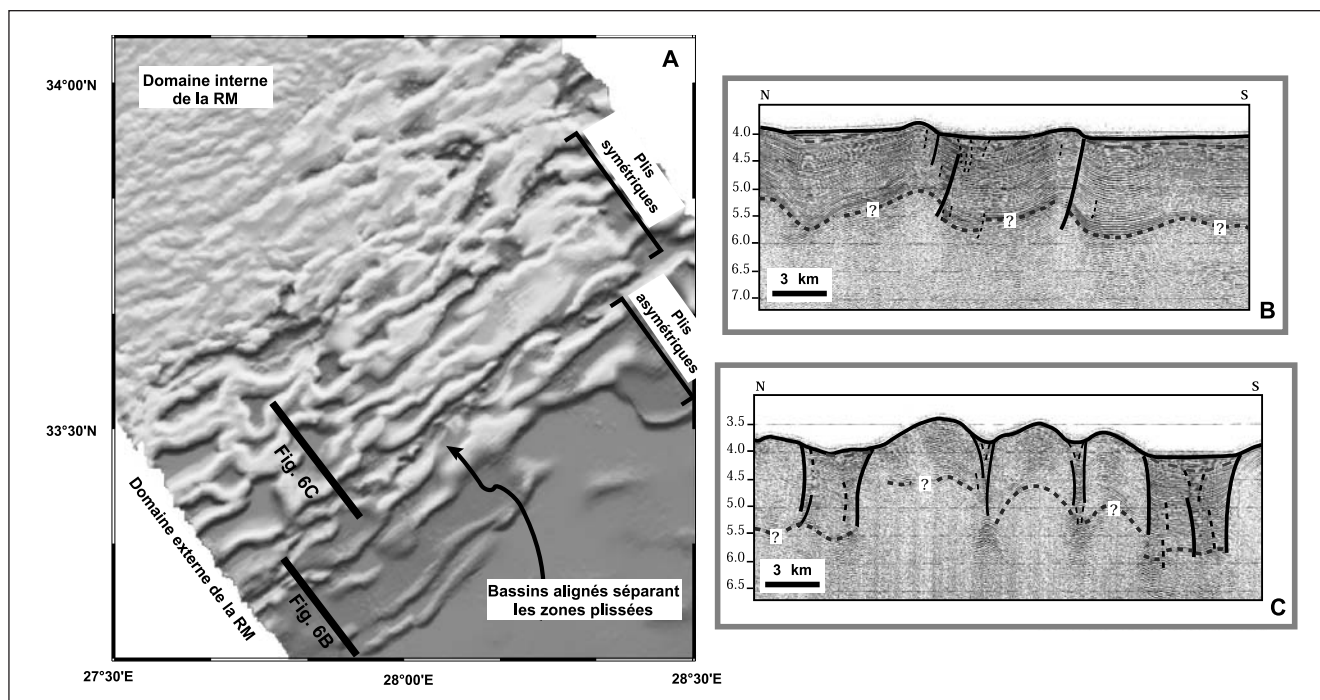
On retrouve dans la branche levantine, sous des dimensions et des dispositifs qui lui sont propres, la même différenciation morphologique que celle identifiée plus à l'ouest (fig. 6). Il existe, d'une part, un domaine interne peu déformé, fortement affecté par la tectonique décrochante et caractérisé par l'expulsion de coulées ou de volcans argileux (fig. 4). Et d'autre part, un domaine externe déformé en véritables plissements (fig. 4 et fig. 5). Rien *a priori* n'empêcherait d'y appliquer aussi la morphogénèse biphasée proposée plus haut. Toutefois, l'existence de couloirs de déformation qui tendent à isoler des ceintures de reliefs plissés ou subtabulaires incite à enrichir le premier modèle en faisant intervenir des facteurs morphogénétiques auxiliaires. Notre essai de modélisation expérimentale (Huguen, 2001) a aidé à identifier les interventions de quelques mécanismes. Parmi les plus plausibles, on retiendra à titre d'hypothèse de travail deux séries de phénomènes dont les effets peuvent éventuellement se conjuguer. D'une part, le transfert généralisé de tout l'édifice vers le nord-est, sous l'influence d'un mouvement de décrochement senestre associé à la subduction oblique contre l'arc crétois. Et, d'autre part, l'insertion de séries réputées mobiles : les unes profondes comme les évaporites, les autres superficielles comme les couches de fond du prodelta nilotique syntectoniquement incorporées à la lisière de la plaine Hérodote (fig. 4).

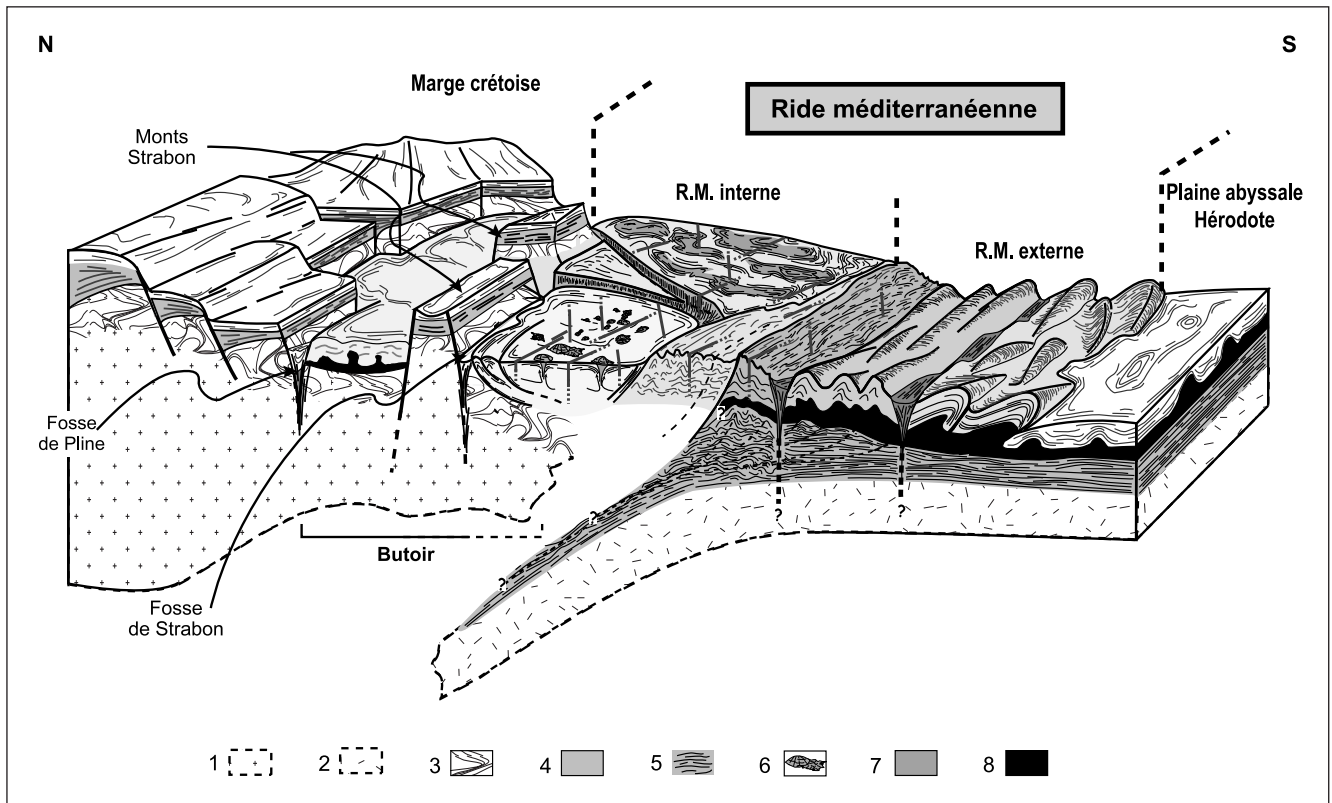
Discussion et conclusion

Par comparaison avec les autres prismes d'accrétion, situés en majorité autour de l'océan Pacifique, la ride méditerranéenne se singularise autant par le jeu de ses puissantes assises plastiques (les évaporites) que par la spécificité de son encadrement géodynamique. À cet égard, si la branche centrale est la plus fortement structurée en raison de la position d'affrontement qu'elle occupe entre deux marges continentales quasi jointives, la branche orientale conserve encore la possibilité de se dérober aux effets morphologiques du serrage grâce à sa position d'échappement vers le bord de "fuite" du bassin levantin (fig. 7). En conséquence, la morphologie de l'aile orientale de la ride méditerranéenne exprime les particularités que sa situation géographique lui a conférées. On peut le lire, dans la possible persistance d'une "fenêtre" de croûte océanique incomplètement subduite sous le domaine interne, dans l'existence de mouvements décrochants au sein de l'ensemble de l'édifice plissé, et dans le plus grand espacement entre les grands ensembles

Fig. 5 – Morphologie de la zone externe de la ride méditerranéenne orientale. Une carte bathymétrique (A) et deux profils sismiques (B et C) de la campagne PRISMED II illustrent la morphologie et la structure interne du plissement de ce domaine. Deux ceintures de plis séparées par des bassins alignés affectent des formations sédimentaires épaisses. Les plis apparaissent déversés et faillés dans le domaine le plus méridional, alors qu'ils sont symétriques plus au nord, au contact avec le domaine interne de la ride.

Fig. 5 – Morphology of the eastern Mediterranean Ridge outer domain. A bathymetric map (A) and two seismic lines (B and C) from the PRISMED II cruise show the folding morphology and internal structure. Two folded belts, separated by high sedimentation basins, are identified. Symmetric salt-injected folds are observed at the contact with the Mediterranean Ridge inner domain, and asymmetric deformations at the boundary with the Herodotus sediments.





morphologiques (fig. 7). C'est pourquoi on voit la morphologie de chacune des trois unités structurales majeures formant le plancher de la Méditerranée orientale se transformer latéralement vers l'est et le nord-est, mais en adoptant des styles spécifiques que la nature et l'architecture de son bâti lui imposent (fig. 7).

Au nord d'abord, on observe d'importantes variations longitudinales du contact morphologique de la ride méditerranéenne avec son arrière-pays, correspondant à la limite méridionale de la marge continentale crétoise (chiffre 9 sur la fig. 7). Du sud-ouest au sud-est de la Crète, le bourrelet de rétrochevauchement de la ride méditerranéenne contre le butoir rigide des nappes helléniques (massif de l'île Gavdhos) cède graduellement le terrain à la chaîne des bassins et des fosses est-helléniques nés de la dilacération et du cisaillement des parties amincies de la croûte continentale (sud de l'arc créto-rhodien).

Pareillement, plus au sud, la morphologie du paléoprisme messinien (zone axiale, chiffrée 6 sur la fig. 7), s'abaisse, se rétrécit (spectaculairement parfois comme à l'est du long accident composite que traverse le méridien 24° 10' E, chiffré 8 sur la fig. 7), et il est décalé (décrochements) et compartimenté en unités subtabulaires et de plus en plus obliques et rigides vers le nord-est (domaine chiffré 7 sur la fig. 7). À un domaine peu profond et intensément déformé, au nord de la Cyrénaïque, se substitue, vers l'est, une déformation plus discontinue, essentiellement contrôlée par le jeu d'accidents décrochants conjugués. Nombre de ces discontinuités morphostructurales sont soulignées par des reliefs argilocinétiques. Encore sporadiques à l'ouest, ils s'ordonnent en séries de cônes boueux qui, dans la branche levantine, finissent par s'épancher en vastes nappes d'échelle plurikilométrique.

Fig. 6 – Bloc-diagramme interprétatif de la structure du domaine oriental de la ride méditerranéenne. 1 : croûte continentale ; 2 : croûte océanique ; 3 : sédiments alpins tectonisés ; 4 : formations miocènes ; 5 : sédiments marins déformés et partiellement subduits ; 6 : dômes d'argile ; 7 : coulées de boue géantes ; 8 : dépôts messiniens.

Fig. 6 – Interpretative 3D diagram of the eastern Mediterranean Ridge. 1: continental crust; 2: oceanic crust; 3: tectonized alpine sediments; 4: Miocene formations; 5: deformed and partly subducted sediments; 6: mud domes; 7: giant mud flows; 8: Messinian deposits.

Enfin, au flanc méridional de la ride méditerranéenne, la morphologie du néoprisme postmessinien (zone externe) présente une transition inverse. La déformation plicative, ici prédominante, est caractérisée par des structures montrant des amplitudes et des longueurs d'ondes croissantes vers l'est, au fur et à mesure de leur étalement progressif dans le bassin levantin. Les champs de failles inverses et le front des écaïlles imbriquées et cisailées au pied du promontoire cyrénaïque (chiffre 3 sur la fig. 7) perdent en vigueur et en continuité en passant à des morphologies plicatives, sous l'effet de l'obliquité des contraintes (échappement) et de l'incorporation des niveaux distaux du prodelta du Nil partiellement chevauchés (domaine chiffré 4 sur la fig. 7).

La ride méditerranéenne paraît bien constituer un édifice morphologique sous-marin unique au monde. Exhaussée par le plissement d'un prisme d'accrétion composite et polyphasé, elle est en voie d'incorporation à l'arrière de la guirlande de débris insulaires sud-égéens égrenés du Péloponnèse au Taurus en passant par la Crète. La morphologie de la ride méditerranéenne éclaire d'un jour nouveau toute celle de la façade balkanique de l'édifice alpin.

Remerciements

Cet article est essentiellement fondé sur un jeu de données obtenu au cours de la campagne PRISMED II (1998). Nous remercions l'équipe technique du Navire Océanographique L'Atalante (IFREMER-GENAVIR), ainsi que l'équipe scientifique embarquée. Nous remercions également B. Loubrieu, J. M. Augustin et M. P. Corre, des équipes DRO/GM et DSI de l'IFREMER pour

leur aide dans le traitement des données à l'issue de la campagne. Nous voudrions enfin remercier J. R. Vanney pour une relecture constructive du manuscrit. Cette étude a été partiellement financée par le programme de recherche INSU-CNRS et le premier auteur a bénéficié d'un financement EXXON/MOBIL. Cette publication est la contribution N° 707 de Géosciences-Azur UMR CNRS 6526.

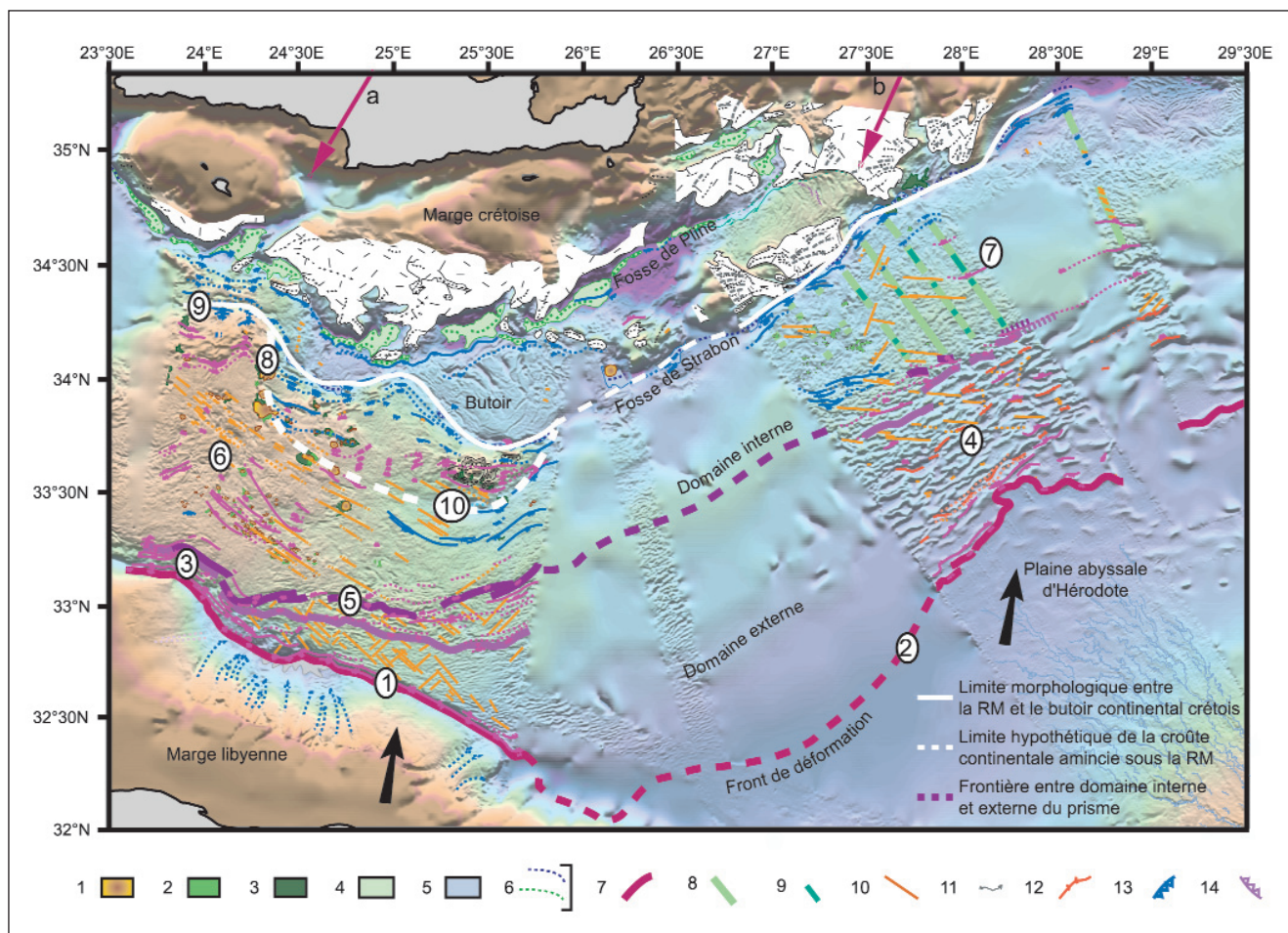


Fig. 7 – Schéma structural interprétatif des domaines central et oriental de la ride méditerranéenne. Les contrastes structuraux entre les deux domaines sont mis en relation avec le contexte cinématique (Vecteurs déplacement issus de Le Pichon *et al.*, 1995 ; a : mesure à Roumeli ; b : mesure à Katavia). La carte bathymétrique utilisée est issue d'une compilation des données du sondeur EM12, ainsi que des données IBCM et données satellitaires mondiales, disponibles en Méditerranée. Numérotation sur la carte : 1-2 : front de déformation externe ; 3-4 : domaine externe de la Ride méditerranéenne ; 5 : transition entre domaine externe et interne (chevauchements imbriqués) ; 6-7 : domaine interne de la Ride méditerranéenne ; 8 : gradient bathymétrique le long de la longitude 24°10E ; 9 : contact Ride méditerranéenne et marge crétoise (rétrochevauchements imbriqués) ; 10 : limite méridionale du butoir continental crétois sous le prisme d'accrétion. Numérotation de la légende : 1 : reliefs argilo-cinétiques ; 2 : coulée boueuse peu réfléchive ; 3 : coulée boueuse très réfléchive ; 4 : fosses de Pline, Poseidon et Gorthys (d'est en ouest) ; 5 : fosse de Strabon ; 6 : axe des fosses ; 7 : front de déformation externe ; 8 : coulées boueuses non réfléchives identifiées sur les profils de sismique réflexion ; 9 : principaux centres d'expulsion de l'argile ; 10 : failles décrochantes ; 11 : axes anticlinaux ; 12 : axes de larges synclinaux emplis de sédiments ; 13 : rétrochevauchements ; 14 : chevauchements.

Fig. 7 – Interpretative structural map of the central and eastern Mediterranean Ridge domains. Structural contrasts between the two domains are shown in connection with the kinematic framework (Movement vectors from Le Pichon *et al.*, 1995; a: measurement in Roumeli; b: measurement in Katavia). The bathymetric map was computed from EM12, IBCM and satellite data from the eastern Mediterranean. Map numbers: 1-2: outer deformation front; 3-4: outer domain of the Mediterranean Ridge; 5: transition between outer and inner domains (imbricate thrusts); 6-7: inner domain of the Mediterranean Ridge; 8: bathymetric gradient along 24°10E; 9: boundary between the Cretan margin and the Mediterranean Ridge (imbricate backthrusts); 10: southern boundary of the Cretan continental backstop below the Mediterranean Ridge sediment. Caption numbers: 1: mud reliefs; 2: low backscatter mud flows; 3: high backscatter mud flows; 4: Pliny, Poseidon and Gorthys trenches (from East to West); 5: Strabo trench; 6: trench axes; 7: outer deformation front; 8: non reflective mud flows identified on seismic reflection data; 9: main mud expulsion centers; 10: strike-slip faults; 11: anticline axis; 12: highly sedimented syncline axis; 13: backthrusts; 14: thrusts.

Références

- Belderson R.H., Kenyon N.H., Stride A.H. (1978)** – Local submarine salt-karst formation on the Hellenic Outer Ridge, eastern Mediterranean. *Geology* 6, 716-720.
- Biju-Duval B., Le Quellec P., Mascle A., Renard, V., Valery, P. (1982)** – Multibeam bathymetric survey and high resolution seismic investigation on the Barbados ridge complex (eastern Caribbean): a key for the knowledge and interpretation of an accretionary wedge. *Tectonophysics* 86, 275-309.
- Camerlenghi A. (1990)** – Anoxic basins of the Eastern Mediterranean: Geological Framework. *Marine Chemistry* 31, 1-19.
- Camerlenghi A., Cita M.B., Hieke W., Ricchiuto T. (1992)** – Geological evidence for mud diapirism on the Mediterranean Ridge accretionary complex. *Earth and Planetary Science Letters* 109, 493-504.
- Chaumillon E. (1995)** – *Structure de la Ride méditerranéenne : apports de la sismique multitrace*. Thèse de doctorat de l'université Pierre-et-Marie-Curie, (Paris 6), 273 p.
- Chaumillon E., Mascle J., Hoffmann J. (1996)** – Deformation of the western Mediterranean Ridge: Importance of Messinian evaporitic formations. *Tectonophysics* 263, 163-190.
- Chaumillon E., Mascle J. (1997)** – From Foreland to Forearc Domains: New Multichannel Seismic Reflection survey of the Mediterranean Ridge Accretionary Complex (Eastern Mediterranean). *Marine Geology* 138, 237-259.
- Cita M.B., Camerlenghi A. (1990)** – The Mediterranean Ridge as an accretionary prism in collisional context. *Memorie della Società Geologica Italiana* 45, 463-480.
- Cita M.B., Camerlenghi A., Erba E., McCoy F.W., Castadrori D., Cazzani A., Guasti G., Gambastiani M., Lucchi R., Nolli V., Pezzi G., Redaelli M., Rizzi E., Torricelli S., Violanti, D. (1989)** – Discovery of Mud diapirism on Mediterranean Ridge. A preliminary report. *Bolletino della Società Geologica Italiana* 108, 537-543.
- Cita M.B., Woodside J.M., Ivanov M.K., Kidd R.B., Limonov A.F., and Shipboard Scientific Party TTR3-Leg2 (1995)** – Fluid venting from a mud volcano in the Mediterranean Ridge Diapiric belt. *Terra Nova* 7, 453-458.
- Cronin B.T., Ivanov M.K., Limonov A.F., Egorov A., Akhmanov G.G., Akhmetjanov A.M., Kozlova E. and TTR-5 shipboard scientific party (1997)** – New discoveries of mud volcanoes on the Eastern Mediterranean Ridge. *Journal of the Geological Society of London* 154, 173-182.
- De Voogd B., Truffert C., Chamot-Rooke N., Huchon P., Lallemand S., Le Pichon X. (1992)** – Two-ship deep seismic sounding in the basins of the Eastern Mediterranean Sea (Pasiphae cruise). *Geophysical Journal International* 109, 536-552.
- Emery K.O., Heezen B., Allan T.D. (1966)** – Bathymetry of the Eastern Mediterranean sea. *Deep Sea Research* 13, 173-192.
- Finetti I. (1976)** – Mediterranean Ridge: a young submerged chain associated with the Hellenic Arc. *Bolletino Geofisica Teoria Applicada*, 19, 31-65.
- Finetti I., Morelli C. (1973)** – Geophysical exploration of the Mediterranean Sea. *Bolletino Geofisica Teoria Applicada*, 19, 247-312.
- Heezen B.C., Ewing M. (1963)** – The Mid Oceanic Ridge. In M.N. Hill (Eds.) *The Seas*, Interscience, New York, 3, 388-410.
- Hinz K. (1974)** – Results of seismic refraction and reflection measurement in the Ionian sea. *Geologische Jahrbuch* E2, 33-65.
- Huchon P., Lyberis N., Angelier J., Le Pichon X., Renard V. (1982)** – Tectonics of the Hellenic Trench: a synthesis of Sea-Beam and submersible observations. *Tectonophysics* 86, 69-112.
- Huguen C. (2001)** – *Déformation récente à actuelle et argilo-nèse associée au sein de la Ride méditerranéenne (Méditerranée Orientale)*. Thèse de doctorat de l'université Pierre-et-Marie-Curie (Paris 6), 260 p.
- Huguen C., Mascle J., Chaumillon E., Woodside J.M., Benkheil J., Kopf A., Volkonskaia A. (2000)** – Deformational styles of the Eastern Mediterranean Ridge and surroundings, from combined swath-mapping and seismic reflection profiling. *Tectonophysics* 343, 21-47.
- Huguen C., Mascle J., Chaumillon E., Kopf A., Woodside J.M., Zitter T. (2004)** – Structural setting and Tectonic control on Mud volcanoes: Evidences from the Central and Eastern Mediterranean Ridge from geophysical data. *Marine Geology* 209, 245-263.
- IMERSE Working Group (1997)** – Mediterranean Ridge structure: Results from International Mediterranean Ridge Seismic Experiment. *Eos Transactions, American Geophysical Union* 78, 155.
- Kastens K.A. (1991)** – Rate of outward growth of the Mediterranean Ridge accretionary complex. *Tectonophysics* 199, 25-50.
- Kastens K.A., Breen, N.A., Cita M.B. (1992)** – Progressive deformation of an evaporite-bearing accretionary complex: SeaMARC I, SeaBeam and Piston-core observations from the Mediterranean Ridge. *Marine Geophysical Researches* 14, 249-298.
- Lallemand S. (1992)** – *Déformations et contraintes dans les prismes d'accrétion actifs : le rôle des fluides*. Thèse d'habilitation à diriger des recherches, université Pierre-et-Marie-Curie (Paris 6), 97 p.
- Lallemand S., Truffert C., Jolivet L., Henry P., Chamot-Rooke N., de Voogd B. (1994)** – Spatial transition from compression to extension in the Western Mediterranean Ridge accretionary complex. *Tectonophysics* 234, 33-52.
- Le Cleach A., Mascle J. (1986)** – L'arc hellénique oriental (de la Crète à Rhodes). Structure géologique et évolution récente. *Giornale di Geologia* 48, ser. 3, 361-378.
- Le Meur D. (1997)** – *Étude géophysique de la structure profonde et de la tectonique active de la partie occidentale de la Ride méditerranéenne*. Thèse de doctorat de l'université Paris-sud Orsay (Paris 11), 223 p.
- Le Pichon X., Augusthitis S.S. and Mascle J. (1982)** – *Geodynamics of the Hellenic Arc and Trench*. *Tectonophysics*, Special issue, 304 p.
- Limonov A.F., Woodside J.M., Ivanov M.K. (Eds) (1994)** – *Mud volcanism in the Mediterranean and Black Seas and shallow structures of the Eratosthenes Seamount*. Initial results of the geological and geophysical investigations during the third UNESCO-ESF "Training-Through-Research" Cruise of RV Gelendzhik (June-July 1993). UNESCO reports in marine science 64, 173 p.
- Limonov A.F., Woodside J.M., Cita M.B., Ivanov M.K. (1996)** – The Mediterranean Ridge and related mud diapirism: a background. *Marine Geology* 132, 1-4, 7-19.

- Loubrieu B., Satra C. Cagna R. (2001)** – *Morphobathymetric and backscatter images of the Eastern Mediterranean sea and surroundings*. Two sheets, Ifremer-CIESM, special publication, series Maps and Atlas.
- Makris J., Stobbe C. (1984)** – Physical properties and state of the crust and upper mantle of the eastern Mediterranean sea deduced from geophysical data. *Marine Geology* 55, 347-363.
- Masle J., Chaumillon E. (1998)** – An overview of Mediterranean Ridge collisional accretionary complex as deduced from multi-channel seismic data. *Geo-Marine Letters* 18, 81-89.
- Masle J., Huguen C., Benkhelil J., Chamot-Rooke N., Chaumillon E., Foucher J.P., Griboulard R., Kopf A., Lamarche G., Volkonskaia A., Woodside J., Zitter T. (1999)** – Images may show start of European-African plate collision. *Eos Transactions, American Geophysical Union* 80, 37, 421,425,428.
- McKenzie D.P. (1970)** – The plate tectonics of the Mediterranean region. *Nature* 226, 239-241.
- Papazachos B.C., Comminakis P.E. (1971)** – Geophysical and tectonic features of the Aegean Arc. *Journal of Geophysical Research* 76, 8517-8533.
- Rabinowitz P.D., Ryan W.B.F. (1970)** – Gravity anomalies and crustal shortening in the eastern Mediterranean. *Tectonophysics* 10, 585-608.
- Reston T.J., Fruehn J., von Huene R. and the IMERSE Working Group (2002a)** – The structure and evolution of the Western Mediterranean Ridge. *Marine Geology* 186, 83-110
- Reston T. J., von Huene R., Dickmann T., Klaeschen D. & Kopp H. (2002b)** – Frontal accretion along the Western Mediterranean Ridge; the effects of Messinian evaporites on wedge mechanics and structural style. *Marine Geology* 186, 59-82
- Ryan W.B.F. and Hsü K.C. (Eds) (1973)** – Hellenic Trench Sites 127 and 128. *Proc. DSDP, Init. Results, 13*. US Govt. Printing Office, Washington, Pt. 2, 243-322.
- Ryan W.B.F., Kastens K.A., Cita M. (1982)** – Geological evidence concerning compression tectonics in the Eastern Mediterranean. *Tectonophysics* 86, 213-242.
- Sancho J., Letouzey J., Biju-Duval B., Courrier P., Montadert L., Winnock E. (1973)** – New data on the structure of the eastern Mediterranean Basin from seismic reflection. *Earth and Planetary Science Letters* 18, 189-204.
- Truffert C. (1992)** – *De la compression de la Ride méditerranéenne à l'extension en mer Egée, Géodynamique de la Méditerranée orientale*. Thèse de 3^e cycle, université Pierre-et-Marie-Curie (Paris 6), 339 p.
- Truffert C., Chamot-Rooke N., Lallemand S., de Voogd B., Huchon P., Le Pichon X. (1993)** – The crust of the Western Mediterranean Ridge from deep seismic data and gravity modelling. *Geophysical Journal International* 114, 360-372.

Article reçu le 1^{er} mars 2004, accepté le 31 mars 2005

