



HAL
open science

Pliocene deformation of the north-Ligurian margin (France) : consequences of a south-Alpine crustal thrust

Florence Bigot-Cormier, Françoise Sage, M. Sosson, Jacques Déverchère, Michelle Ferrandini, Pol Guennoc, Michel Popoff, Jean-François Stéphan

► To cite this version:

Florence Bigot-Cormier, Françoise Sage, M. Sosson, Jacques Déverchère, Michelle Ferrandini, et al.. Pliocene deformation of the north-Ligurian margin (France) : consequences of a south-Alpine crustal thrust. Bulletin de la Société Géologique de France, 2004, 175 (2), pp.197-211. 10.2113/175.2.197 . hal-03783881

HAL Id: hal-03783881

<https://brgm.hal.science/hal-03783881>

Submitted on 22 Sep 2022

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.

Déformations pliocènes de la marge nord-Ligure (France) : les conséquences d'un chevauchement crustal sud-alpin

FLORENCE BIGOT-CORMIER¹, FRANÇOISE SAGE², MARC SOSSON¹, JACQUES DÉVERCHÈRE²,
MICHELLE FERRANDINI³, POL GUENNOC⁴, MICHEL POPOFF¹ et JEAN-FRANÇOIS STÉPHAN¹

Mots clés. – Bassin Ligure, Alpes occidentales, Crise messinienne, Sismique verticale, Déformation, Chevauchement, Héritage structural.

Résumé. – La marge nord-Ligure, localisée au pied des Alpes occidentales les plus méridionales (arc de Nice), montre une déformation post-messinienne concentrée en limite marge/bassin et qui s'accroît vers l'est. Parallèlement, au cours du Pliocène, à terre, (i) une phase de surrection notable est enregistrée dans le socle du massif cristallin externe de l'Argentera (France/Italie), (ii) l'arc de Nice est en cours de structuration en chevauchements et (iii) des soulèvements verticaux sont détectés sur la côte et le long du Var. D'après l'analyse de 70 profils de sismique-réflexion entre Antibes (France) et Imperia (Italie), de nombreux indices montrent que la déformation évolue de la marge vers le bassin et d'ouest en est. La déformation de la marge nord-Ligure est fortement influencée par l'épaississement crustal observé à terre. Elle serait liée à la propagation d'un chevauchement aveugle sous la marge jusque dans les formations salifères messiniennes du bassin. Cette déformation récente compressive de l'avant-pays alpin est guidée au Pliocène par une tectonique de socle qui réactive des structures héritées.

Pliocene deformation of the north-Ligurian margin (France) : consequences of a south-Alpine crustal thrust

Key words. – Ligurian basin, Western Alps, Messinian crisis, Seismic reflection, Deformation, Thrust, Inherited fabric.

Abstract. – **Introduction.** – The Oligo-Miocene extension phase of the Mediterranean basins rifting (30-25 Ma) [Jolivet and Faccenna, 2000] followed by the Ligurian basin oceanic crust formation (21-18 Ma) [Le Pichon *et al.*, 1971 ; Réhault *et al.*, 1984 ; Carminati *et al.*, 1998 ; Gueguen *et al.*, 1998] occurred during the western Alps compression phase. The deformations were characterised during the Miocene by the southwestward structuration of the Castellane Arc [Falloot and Faure-Muret, 1949 ; Laurent *et al.*, 2000] and during the Mio-Pliocene by the southward structuration of the Nice Arc. This latter arc is bounded on its western side by a dextral strike-slip fault and on its southern side by a thrust inducing an uplift of this arc [Ritz, 1991 ; Guglielmi and Dubar, 1993 ; Clauzon *et al.*, 1996 ; Guardia *et al.*, 1996 ; Schroetter, 1998].

Fission tracks thermochronology data [Bigot-Cormier *et al.*, 2000] suggest a general uplift at ~3.5 Ma of the Argentera massif. Stratigraphical [Irr, 1984 ; Hilgen, 1991 ; Hilgen and Langereis, 1988, 1993] and geomorphological studies [Clauzon *et al.*, 1996 b ; Dubar and Guglielmi, 1997] show evidences for an uplift of the Ligurian coast increasing east of the Var river.

The analysis of 70 seismic-reflection profiles allows us to better characterise and quantify the deformation from Antibes to Imperia (fig. 1). We then reconstruct vertical motions in space and time since the Messinian crisis in order to propose a deformation model of the margin related to crustal thickening.

Morpho-structural and sedimentary characteristics of the margin. – The morphology of the margin results both from the Oligocene rifting and the Messinian crisis (5.8-5.3 Ma) characterised by a sea level fall of ~1500 m. At the surface, the margin, with a steep mean slope of 6-8° near Antibes [Réhault, 1981] to 12° near Imperia [Savoie and Piper, 1991], is cut by several canyons. At depth, there are two or three tilted blocks covered by Mesozoic sediments and in the Imperia area by the Helminthoid Flyschs [Sosson *et al.*, 1998]. In the basin, above the Miocene units, we observe some lower evaporites at the bottom, the Messinian salt in the middle and upper evaporites (E) marking the end of the low sea level 5.32 Ma ago [Ryan *et al.*, 1973 ; Mauffret *et al.*, 1973 ; Réhault 1981 ; Savoie and Piper, 1991]. The sedimentary series ends with 1500 m thick of Plio-Quaternary units [Genesseeux and Le Calvez, 1960 ; Sosson *et al.*, 1998]. At the top of the margin, we observe an erosion surface while toward the basin, two units are evidenced : the Messinian fan (CYL 30-05, fig. 2) unconformity, covered by a seismic facies similar to the one of the upper evaporites in the basin. The "M" surface, that relates the erosional surface of the margin and the upper evaporites of the basin, has a regular slope toward the basin (fig. 3). We will use this surface as a stratigraphic and structural reference for this work.

¹Laboratoire Géosciences Azur, UMR 6526, Bât.4, 250 avenue Albert Einstein, Sophia Antipolis, 06560 Valbonne. bigot@unice.fr ;
sosson@geoazur.unice.fr

²Laboratoire Géosciences Azur, UMR 6526, Villefranche/Mer : sage@obs-vlfr.fr

³Université de Corse, 7 av. Jean Nicoli, BP 52, 20250 Corte.

⁴BRGM, 3 avenue C. Guillemin, BP 6009, 45060 Orléans cedex 2.

Manuscrit déposé le 17 décembre 2002 ; accepté après révision le 8 septembre 2003.

Acquisition and methodology. – We analysed 12 profiles from the MALIGU cruise (1993-1994) [Chaumillon *et al.*, 1994] and ~ 60 from several cruises (1992-2001) with the “Tethys” oceanographic ship to synthesize all stratigraphic and structural observations along the margin. In this paper, we only present 12 of them.

We quantify the deformation at the margin/basin limit with a velocity gradient [Le Douaran *et al.*, 1984 ; Rollet, 1999 ; Contrucci *et al.*, 2001] on 50 profiles and we propose a deformation chronology using the “M” surface.

Evidence for Pliocene deformation.

- Between Antibes and the east of Nice : there is no deformation of the “M” surface (fig. 3).
- Between the east of Nice and the west of Menton : we observe a deformation at the top of the margin characterised by tilted seismic reflectors (fig. 4A). According to the micro-paleontology study, this deformation is dated at the Lower-Upper Pliocene limit.
- From the west of Menton to San Remo : the deformation, observed in the middle of the margin, is characterised by a tilted Messinian fan and the formation of small basins (fig. 4A,B). We note that this deformation increases when the margin strikes ENE-WSW.
- From San Remo to Imperia : the deformation increases from the middle to the base of the margin (fig. 4B). The apparent normal throw estimated at ~ 500 m near Antibes increases up to more than 2000 m near Imperia since ~ 5 Ma (fig. 5). This deformation induced (i) the formation of a piggy-back basin located near Imperia, (ii) a decrease of the “M” surface slope with at places a slope inversion compared with the Antibes area (fig. 4B).

Space and time reconstitution of vertical motions. – In order to better visualise the geometry of the structure of the margin, we drew seismic profiles with no exaggeration. We interpret the observations seen above and the fact that normal faults on the rifted tilted blocks show a slope between 45-30° as the occurrence of a blind thrust (fig. 6). Motion along the thrusting plane induces the rotation of tilted blocks and is responsible for the margin uplift during the Lower-Upper Pliocene limit following a book-shelf mechanism [Mandl, 1987 ; Jackson and McKenzie, 1983]. At the bottom of the margin, we therefore interpret the apparent normal fault as a gravitary sliding (fig. 7) which enhances the front of the thrust vanishing in the Messinian salt unit.

Discussion.

– Comparison between this model and others previously proposed : contrary to the model proposed by Chaumillon *et al.* [1994], we can explain the uplift of the margin and the presence of the “normal” faults at the limit margin/basin, only with one mechanism of crustal compression. This mechanism clearly comes from onshore and not from offshore as suggested by Béthoux *et al.* [1992]. The thrust, dipping toward the continent, can be observed on multichannel seismic reflection profiles [Rollet, 1999] (fig. 8).

– The compression of the margin since the end of the lower-Pliocene : our results are chronologically and geometrically in agreement with reversal faults dipping toward the continent, observed along Cap Mele (fig. 1) at the bottom of the Pliocene units [Réhault, 1981]. Both, the important thickness of the Plio-Quaternary sediments near Imperia, far away from the Var river, and the many salt diapirs in the NE area, are consistent with a thrust motion.

– The area Argentera massif-Ligurian margin : according to fission track data [Bigot-Cormier *et al.*, 2000] a major uplift was detected at ~3.5 Ma. At the same time, the Ligurian margin recorded a compressive phase with a structural geometry consistent with the deformation onshore (fig. 9). The deformation on the thrust front is the most important at the axis of the main structures of the Argentera. This thrust front is located at the base of the margin near Imperia and propagated toward the top close to the western edge of the Nice arc (fig. 10). Our observations suggest that the deformations propagate offshore in relation with the advance of the Alpine front toward the south.

Conclusion. – The analysis of 70 seismic reflection profiles based on stratigraphic and structural studies allows us to quantify and date the deformation of the Ligurian margin increasing eastward. This deformation dated at the Lower-Upper Pliocene limit is due to the propagation of a blind thrust front consistent with the basement tectonic deformation of this period reactivating the Oligocene rifting structures.

INTRODUCTION

Le rifting des bassins méditerranéens s’initie entre 30 et 25 Ma [voir synthèse et références in Jolivet et Faccenna, 2000] alors que le prisme de collision alpin est en cours de structuration. Dans le bassin nord-ligure, au large des Alpes sud-occidentales, cette extension oligo-miocène se poursuit par l’ouverture océanique entre 21 et 18 Ma [Le Pichon *et al.*, 1971 ; Réhault *et al.*, 1984 ; Carminati *et al.*, 1998 ; Gueguen *et al.*, 1998] voire jusqu’à 15-16 Ma d’après les études les plus récentes [Vigliotti et Langenheim, 1995 ; Gattacceca, 2001 ; Speranza *et al.*, 2002]. Les mouvements du bassin se limitent ensuite à une importante subsidence [Réhault, 1981 ; Rollet *et al.*, 2002] généralisée à l’ensemble des bassins méditerranéens [Réhault, 1981]. Depuis le Messinien, elle atteindrait 800 ± 100 m au large de Nice [Savoye et Piper, 1991].

Alors que l’extension est totalement achevée dans le Bassin ligure, la déformation se poursuit à terre, depuis le

massif cristallin externe de l’Argentera jusque sur la côte nord-ligure.

Ainsi, au cours du Miocène, la couverture mésozoïque du socle de l’Argentera se décolle de son substratum conduisant à la structuration de l’arc de Castellane vers l’avant-pays [Fallot et Faure-Muret, 1949 ; Laurent *et al.*, 2000] (fig. 1). Cette déformation serait en relation avec l’accélération de la dénudation enregistrée vers 22 Ma au cœur de l’Argentera [Bigot-Cormier *et al.*, 2004]. A cette période et jusqu’au Pliocène inférieur, les données de terrain et les modèles cinématiques des Alpes du sud indiquent un mouvement vers le SW qui devient ensuite N-S jusqu’à aujourd’hui [Labaume *et al.*, 1989 ; Madeddu *et al.*, 1996 ; Laurent, 1998 ; Calais *et al.*, 2000]. C’est dans ce dernier contexte cinématique que se déforme la couverture méso-cénozoïque de l’arc de Nice (fig. 1) du Miocène inférieur jusqu’au Quaternaire [Laurent *et al.*, 2000 ; Schroeter, 1998]. Au sein de cet arc, bordé à l’ouest par un

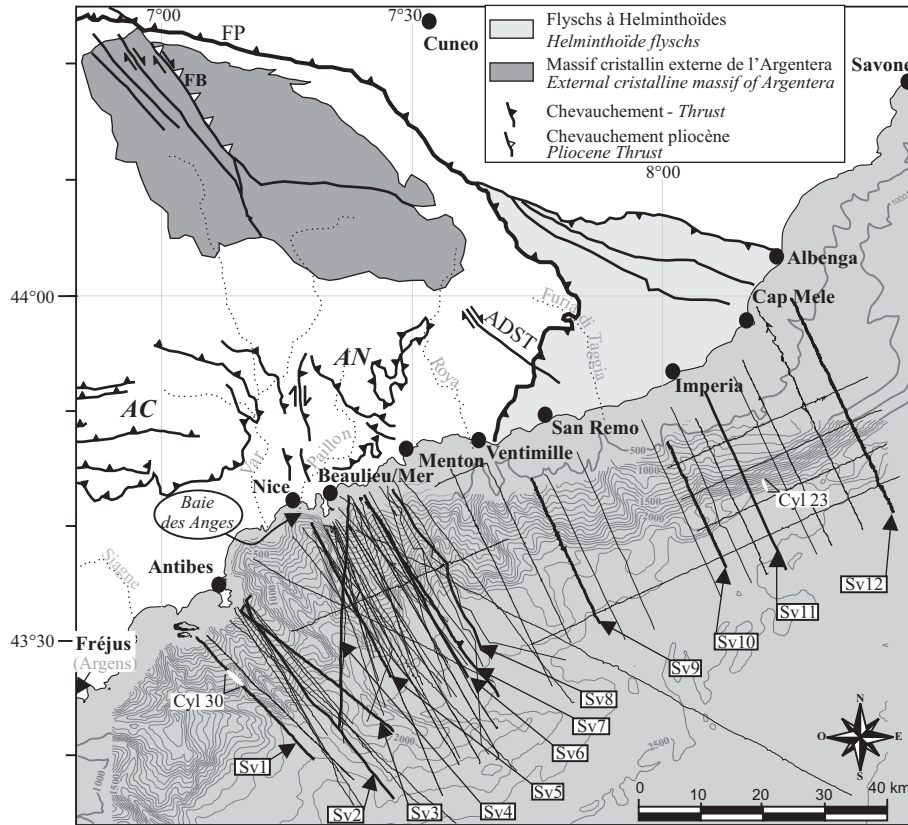


FIG. 1. – Localisation des profils étudiés le long de la marge nord Ligure. AC : arc de Castellane ; AN : arc de Nice ; ADST : accident décrochant de Saorge-Taggia ; Cyl : plongées en submersible (Cyana) réalisées au cours de la campagne CYLICE, 1997 ; FB : faille de Bersézio ; FP : front pennique ; Sv : nom des profils sismiques étudiés.

FIG. 1. – Localisation of analysed profiles along the north-ligurian margin. AC : Castellane arc ; AN : Nice arc ; ADST : Saorge-Taggia strike-slip fault ; Cyl : submersible deep sea dives performed during the CYLICE cruise, 1997 ; FB : Bersézio fault ; FP : Penninic front ; Sv : name of seismic profile studied.

décro-chevauchement (rampe latérale) dextre pliocène [Ritz, 1991 ; Guglielmi et Dubar, 1993 ; Guardia *et al.*, 1996], un chevauchement de socle à vergence sud est à l'origine de la surélévation de l'ensemble de l'arc au Plio-Quaternaire [Clauzon *et al.*, 1996 ; Schroetter, 1998].

A cette même époque, le massif de l'Argentera a enregistré une seconde phase de dénudation [Bigot-Cormier *et al.*, 2000] par ailleurs observée dans l'ensemble des massifs cristallins externes alpins entre 2 et 4 Ma [Bogdanoff *et al.*, 2000]. Les études thermochronologiques par traces de fission sur apatites mettent en évidence une dénudation-surélévation de l'Argentera enregistrée localement depuis 6 Ma et plus largement distribuée vers 3,5 Ma avec un taux de 1,1-1,4 mm/a. Ce dernier mouvement est suivi par un jeu inverse de la faille de Bersézio-Veillos d'orientation NW-SE qui traverse le massif (fig. 1) [Bigot-Cormier *et al.*, 2000].

La déformation qui affecte l'arrière-pays depuis le Pliocène se prolonge clairement jusqu'à la côte. Des études stratigraphiques [Irr, 1984] ainsi que la position des poudingues déposés à proximité du paléo-rivage au Pliocène à partir de 5,32 Ma [Hilgen, 1991 ; Hilgen et Langereis, 1988, 1993] indiquent un soulèvement de la zone côtière. Cette déformation, quasiment nulle dans les vallées de la Siagne et de l'Argens (près de Fréjus, fig. 1) [Irr, 1984] augmente régulièrement vers l'est pour atteindre au moins 500 m dans la région de Vintimille-Albenga [Clauzon *et al.*, 1996 b] depuis le Pliocène inférieur-moyen [Irr, 1984 ; Boni *et al.*,

1984]. Sur la rive droite du Var, l'exhaussement des niveaux pliocènes inférieurs est de l'ordre de 300 m [Clauzon *et al.*, 1996] et estimé à 350-400 m sur la rive gauche, en bordure occidentale de l'arc de Nice [Irr, 1984].

Ce soulèvement a été également observé jusque dans les séries du Pléistocène terminal par l'analyse des terrasses fluviales de part et d'autre de l'accident du Var. Elle montre une surrection relative du compartiment est par rapport au compartiment ouest, estimée à 0,025 à 0,030 mm/a au Pliocène terminal [Dubar et Guglielmi, 1997].

Ces mouvements verticaux et horizontaux en raccourcissement observés à terre, qui affectent l'ensemble de la zone depuis le cœur du massif cristallin externe de l'Argentera jusqu'à la côte, révèlent un épaississement crustal qui s'est réalisé à la faveur de différentes phases de déformations s'inscrivant dans un continuum tectonique depuis le Miocène jusqu'à l'Actuel.

Cet épaississement crustal enregistré à terre s'est-il propagé vers le bassin et a-t-il provoqué une déformation significative de la marge depuis la crise messinienne ?

L'analyse de profils de sismique-réflexion enregistrés sur la marge nord-ligure a montré qu'au Plio-Quaternaire, une surrection de la marge par rapport au bassin profond est accommodé par un réseau de failles à rejet normal situées à la limite marge-bassin [Chaumillon *et al.*, 1994]. La surrection relative de la marge par rapport au bassin croît vers

l'est depuis la bordure est du Var, pour atteindre une vitesse maximum estimée à 0,3-0,5 mm/a au large d'Imperia [Chaumillon *et al.*, 1994]. Toutefois, ce soulèvement relatif de la marge n'est pas lié à la seule composante tectonique : elle traduit également une subsidence différentielle entre les deux domaines ainsi que l'affaissement des séries du bassin lié au retrait du sel sous-jacent vers l'axe du bassin profond.

Afin de localiser et quantifier de manière détaillée la déformation de la marge nord-ligure, nous avons analysé et interprété 70 profils de sismique-verticale enregistrés sur celle-ci, au sud du massif de l'Argentera, entre Antibes et Imperia (fig. 1). Ces profils nous permettent d'une part, de reconstituer, dans l'espace et le temps, les mouvements verticaux observés et d'autre part, de proposer un modèle de déformation de la marge en relation directe avec les événements enregistrés à terre.

CARACTÉRISTIQUES MORPHO-STRUCTURALES ET SÉDIMENTAIRES DE LA MARGE

Dans toute la zone d'étude, la marge est caractérisée par une plate-forme continentale très réduite voire inexistante comme au voisinage de Nice par exemple. Elle s'élargit vers l'est à partir de Menton pour atteindre une largeur maximum de 8 km au large d'Imperia (fig. 1). La pente anormalement forte par rapport à la valeur moyenne des marges passives est de l'ordre de 6-8° [Réhault, 1981] dans la région de Nice et de 12° au sud d'Imperia [Savoye et Piper, 1991] (fig. 1).

La morphologie du socle acoustique de la marge résulte essentiellement du rifting oligocène [Réhault, 1981] et de la crise messinienne (5,8-5,3 Ma) [Savoye et Piper, 1991] au cours de laquelle le niveau marin s'est abaissé de plus de 1500 m [Clauzon *et al.*, 1983]. Les cours d'eau ont alors fortement entaillé la plate-forme continentale pour atteindre leur niveau de base, laissant apparaître aujourd'hui des canyons ou des paléo-canyons sur tout le pourtour méditerranéen. La zone sous-marine étudiée est ainsi clairement marquée par le canyon du Var qui limite à terre les deux structures alpines : l'arc de Castellane à l'ouest et l'arc de Nice à l'est [Clauzon, 1978 ; Irr, 1984], ainsi que par les canyons de la Roya et de Furia di Taggia plus à l'est.

Alors que les canyons sont orientés NW-SE, seul le canyon du Paillon s'oriente N-S en bas de marge (fig. 1). Situé dans le prolongement marin de la bordure occidentale de l'arc de Nice, il rejoint le canyon du Var vers 1650 m de profondeur (fig. 1).

La sismique-réflexion multitrace permet de visualiser la structure profonde de la marge caractérisée par deux à trois blocs basculés majeurs, larges de 15-20 km, constitués de socle cristallin recouvert par la couverture mésozoïque [Rollet *et al.*, 2002] ainsi que par le flysch à Helminthoïdes observé en plongées dans la région de San Rémo-Imperia (campagne CYLICE) [Sosson *et al.*, 1998]. Les modèles crustaux issus des données de sismique grand-angle, de stations large-bande temporaires et de l'étude des ondes Pn [Béthoux *et al.*, en cours] montrent que la profondeur du Moho est en moyenne inférieure à 20 km sous la marge et atteint 12 km au centre du bassin.

Les sédiments syn-rift sont très peu préservés sur la marge [Rollet, 1999]. Les sédiments post-rift anté-messiniens ne le sont que très localement, au large de Beau-

lieu-sur-Mer [Rohais, 2002] alors qu'ils atteignent une épaisseur de 2500 à 4000 m [Mauffret *et al.*, 1973 ; Réhault, 1981 ; Le Douaran *et al.*, 1984 ; Le Cann, 1987 ; Contrucci *et al.*, 2001] dans le bassin profond.

La nature et la distribution des séries sédimentaires messiniennes sont fortement influencées par le paléo-niveau marin inférieur de 1500 m au niveau actuel [Réhault, 1981 ; Clauzon *et al.*, 1983], c'est pourquoi on relève de grandes différences entre le bassin profond et les marges qui peuvent être résumées ainsi :

- *dans le bassin*, le Miocène terminal est constitué de plusieurs faciès interprétés comme étant des évaporites déposées sous faible tranche d'eau : sur les évaporites inférieures, de nature encore discutée, épaisses d'environ 600 m [Ryan *et al.*, 1973], repose le sel messinien, de faciès sismique transparent (S sur les profils), épais de 1000-1500 m [Mauffret *et al.*, 1973 ; Réhault, 1981 ; Savoye et Piper, 1991]. Il constitue la série la plus profonde observée sur nos profils. Au-dessus, les évaporites supérieures « E » épaisses de 500-700 m, montrent un faciès acoustique lité, de forte amplitude. Le toit de cette formation se stabilise vers 4 std [Savoye et Piper, 1991]. Ces évaporites marquent la fin de l'épisode de bas niveau marin messinien [Ryan *et al.*, 1973 ; Mauffret *et al.*, 1973]. Ces séries messiniennes sont recouvertes par une épaisse unité de réflecteurs lités correspondant aux sédiments plio-quatérnaires, de nature marneuse et turbiditique [Genesseaux et Le Calvez, 1960 ; Foucault *et al.*, 1986 ; Sosson *et al.*, 1998] qui peut atteindre jusqu'à 1500 m d'épaisseur ;

- *sur la marge*, l'épisode messinien se traduit par l'apparition d'une surface d'érosion, caractérisée sur les profils sismiques par un réflecteur puissant observé sur toute la partie haute de la marge et jusqu'à une profondeur moyenne de 2 secondes temps double (std). Dans la partie basse de la marge, l'événement messinien s'est matérialisé par le dépôt de deux unités situées entre le socle acoustique et la série détritique plio-quatérnaire. La plus profonde se présente comme un prisme s'évasant vers le bassin et se biseautant sur la marge, vers 2 std de profondeur (C sur nos profils). Elle est constituée de réflecteurs irréguliers, basse fréquence, pentés vers le bassin. Son épaisseur et son extension amont sont corrélées positivement avec la présence des canyons et donnent à la formation une forme de cônes imbriqués dessinant un piedmont en base de marge [Caméra, 2002]. Cette unité, échantillonnée en plusieurs sites lors de plongées au large de Beaulieu-sur-Mer [Savoye et Piper, 1991] et d'Antibes (échantillon CYL 30-05) [Sosson *et al.*, 1998], correspond à des conglomérats lités en alternance avec des silts qui témoignent d'un dépôt en pied de talus au débouché des canyons, au moment du plus bas niveau marin messinien [Savoye et Piper, 1991] (fig. 2).

Cette unité est recouverte en discordance par une formation fortement réflective (E sur nos profils), longtemps interprétée comme les évaporites supérieures du bassin se biseautant sur la marge [Mauffret *et al.*, 1973 ; Réhault, 1981, 1984 ; Le Cann, 1987], par analogie de faciès et en raison de sa position stratigraphique, directement sous les unités plio-quatérnaires. Toutefois, les prélèvements effectués lors des plongées montrent qu'il s'agit également de conglomérats, alternant avec des niveaux détritiques plus fins. Les faciès rencontrés indiquent un approfondissement

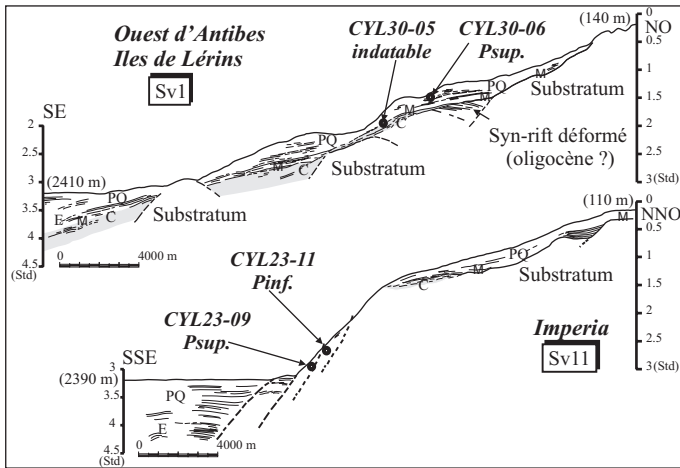


FIG. 2. – « Line drawing » des profils (sv1 et sv11) proches des plongées CYL30 et CYL23 (programme CYLICE, 1997) localisant les échantillons datés par une analyse micro-paléontologique sur les foraminifères ; (... m) : données bathymétriques ; C : cône détritique messinien ; E : faciès évaporites supérieures (conglomérats sur la marge) ; M : surface de référence en limite Messinien/Pliocène ; P. sup : Pliocène supérieur ; P. inf : Pliocène inférieur ; PQ : formation Plio-Quaternaire.

FIG. 2. – Line drawing of profiles sv1 and sv11 close to CYL30 and CYL23 dives (program CYLICE, 1997) showing location of dated samples by micro-paleontological analysis on foraminiferas ; (... m) : bathymetric data ; C : Messinian fan ; E : Upper evaporites seismic facies (conglomerates on margin) ; M : Messinian/Pliocene reference surface ; P. sup : Upper Pliocene ; P. inf : Lower Pliocene ; PQ : Plio-Quaternary unit.

du milieu de dépôt et marquent la fin de la crise messinienne [Savoie et Piper, 1991].

Comme dans le bassin, les unités fini-messinienne sont recouvertes par la série plio-quaternaire. L'échantillon CYL30-06, prélevé au large d'Antibes dans cette unité (fig. 2) a pu être daté du Pliocène supérieur par une étude micro-paléontologique (zone à *Globorotalia aemiliana*, sous zone *Globorotalia crassaformis*). Les deux échantillons CYL23-09 (micrite à foraminifères planctoniques) et CYL23-11 (micrite fine argileuse à fantômes calcitisés, microgrumeaux d'oxydes de fer et quelques lamines du même matériel), prélevés au large d'Imperia respectivement à 2070 m et 2028 m sont âgés respectivement de la première « zone » du Pliocène supérieur et du Pliocène inférieur non basal (fig. 2).

La connexion entre les unités messiniennes à la limite marge-bassin, avec notamment le passage entre les unités détritiques et les évaporites, reste discutée. Il est toutefois admis que la surface anté-pliocène, reliant la surface d'érosion en haut de marge au toit du cône détritique, en bas de marge, puis au toit des évaporites supérieures dans le bassin, marquent la fin de la crise messinienne avant la remise en eau du bassin (surface « M » sur nos profils [Auzende *et al.*, 1971 ; Savoie et Piper, 1991].

ACQUISITION ET MÉTHODOLOGIE

Origine et acquisition des données

Les données utilisées pour la présente étude ont deux origines (fig. 1). Douze profils situés entre San Remo et Imperia proviennent des deux campagnes MALIGU réalisées en

1992 et 1993 [Chaumillon *et al.*, 1994]. Les profils monotraces, tirés à l'aide d'un canon à eau SODERA S80, présentent un point miroir tous les 25 m. Tous ces profils avaient déjà été interprétés par Chaumillon *et al.* [1994]. Nous les avons complétés avec plus d'une soixantaine de nouveaux profils acquis entre 1992 et 2001 par le NO « Téthys ». Entre 1992 et 1999, la source était un canon à eau SODERA S80, ou un canon à air BOLT de 40 ci avec atténuateur de bulles WSK ("wave shave kit"). Depuis 1999, la source est un canon à air SODERA de type mini GI. La flûte, à deux traces jusqu'en 2000, possède depuis 12 traces de 8 mètres et deux traces de 25 mètres. Tous ces profils ont été localisés par un système de positionnement GPS dont la précision, de 50 m avant 2000, est maintenant de 10 m. Selon les profils, la distance entre les points miroirs est de 4 ou 12,5 m.

Méthodologie

Afin de détecter les mouvements relatifs éventuels de la marge depuis la crise messinienne (soit un peu plus de 5 Ma), nous avons analysé la géométrie des réflecteurs des formations messiniennes et plio-quaternaires. En effet, si des mouvements verticaux post-messinien significatifs importants ont eu lieu, ils doivent être enregistrés (i) par une déformation des niveaux sédimentaires préexistants (la surface « M ») et (ii) par la présence de discordances angulaires entre les dépôts anté- et post-déformations dans la série plio-quaternaire. Cependant, la géométrie actuelle de la stratification ne reflète pas simplement une déformation : elle est aussi fonction des variations eustatiques et de la dynamique sédimentaire. La sédimentation plio-quaternaire, peu perturbée, continue et homogène en haut de marge (marnes pélagiques d'après les plongées CYLICE, 1997) [Savoie et Piper, 1991] ne montre pas de discordance d'origine eustatique connue. Nous avons donc recherché des discordances d'extension régionale, caractéristiques d'un événement tectonique en ne tenant pas compte de celles liées à la dynamique de dépôt qui sont locales, associées à une zone de transit ou à la zone de dépôt associée [Savoie et Piper, 1993 ; Klaucke *et al.*, 2000 ; Migeon *et al.*, 2000].

L'intensité de la phase d'érosion au cours du Messinien a permis d'obtenir un profil de marge à l'équilibre dont la paléotopographie a été aplanie et sur laquelle alternent talwegs et interfluves. Cette surface anté-pliocène « M » dont la pente dirigée vers le bassin est proche de 6° au large d'Antibes, témoigne de cet état d'équilibre et servira au cours de notre analyse de surface de référence, à valeur de témoin stratigraphique et structural (fig. 3). Après avoir repéré sur la marge et dans le bassin ce niveau repère fini-messinien, nous avons tenté de mieux quantifier et dater la déformation en pied de marge mise en évidence par Chaumillon *et al.* [1994]. Pour cela, l'analyse de la déformation de notre horizon repère a été conduite sur l'ensemble des profils sismiques localisés entre Antibes et Imperia. Puis, en nous basant sur 50 profils de cette zone, nous avons estimé la quantité de déformation en limite marge/bassin, en convertissant les profondeurs « secondes temps double » (std) sur les profils en profondeurs métriques. Nous avons appliqué un gradient de vitesse compris entre 1900 ms⁻¹ et 2100 ms⁻¹ pour le Plio-Quaternaire depuis la marge jusqu'au bassin d'après les modèles de vitesse calculés dans cette zone [Le Douaran *et al.*, 1984 ; Rollet,

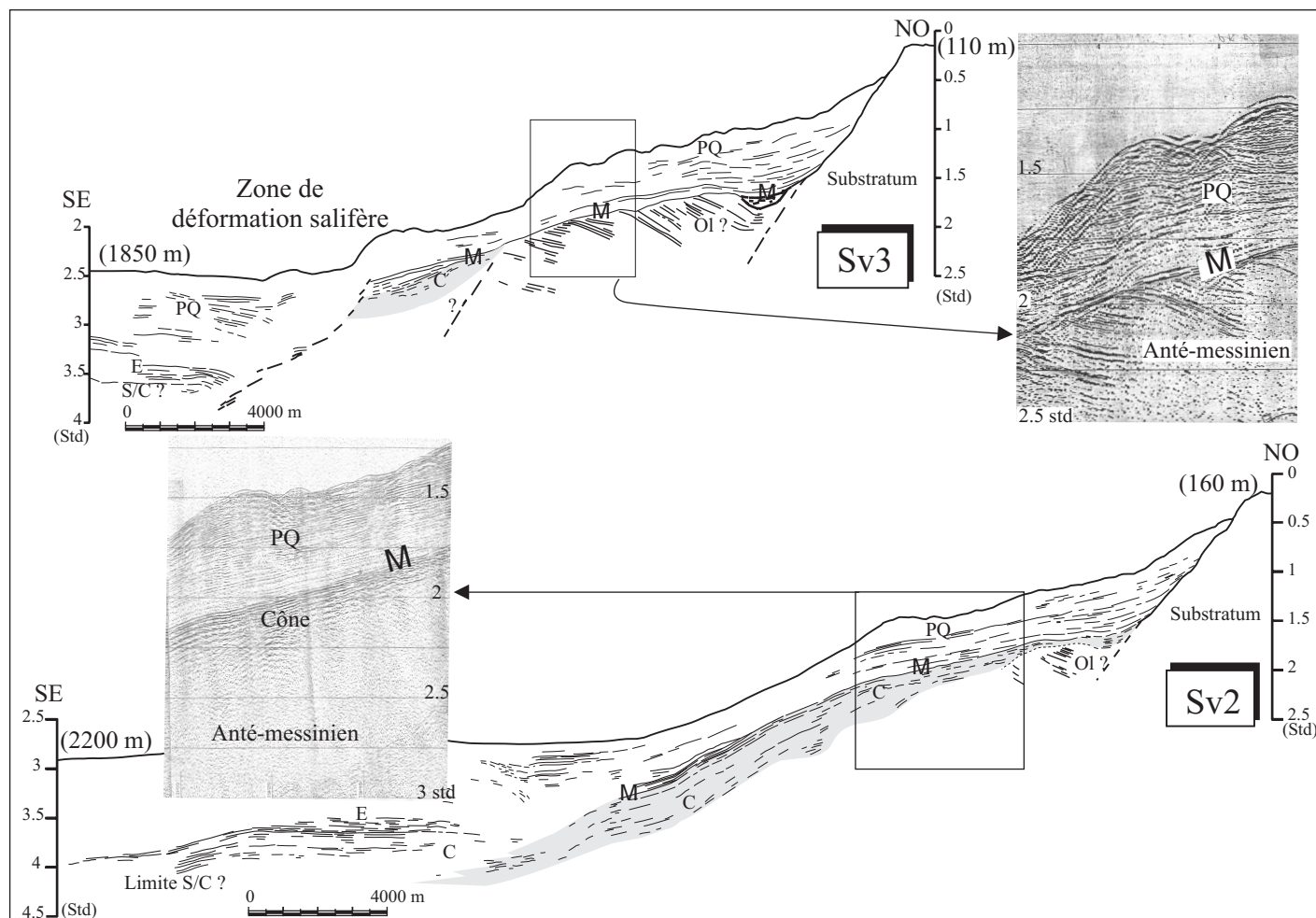


FIG. 3. – Interprétation des profils sismique-vertical (sv3 et sv2) permettant de caractériser le modelé messinien et la sédimentation messinienne dans la région d'Antibes. (... m) : données bathymétriques.

FIG. 3. – Interpretation of seismic-reflection profiles (sv3 and sv2) allowing to characterise the Messinian landform and sedimentation in Antibes area. (... m) : bathymetric data.

1999 ; Contrucci *et al.*, 2001], de 1500 ms^{-1} pour l'eau et de 3500 ms^{-1} pour le socle acoustique sur la marge.

LES MARQUEURS DE LA DÉFORMATION PLIOCÈNE EN MER : LES SÉRIES MESSINIENNES DÉCALÉES

Entre Antibes et Nice-est : une zone de référence non déformée

Au large d'Antibes, aucune déformation ne semble avoir affecté la surface d'érosion messinienne. Les profils montrent successivement du bas vers le haut les sédiments anté- et syn-rift basculés, la surface d'érosion messinienne et un système de dépôt peu organisé, le cône détritique, dont la base est rarement imagée du fait d'une faible pénétration des ondes sismiques dans cette formation.

Les profils situés à l'est du Cap Ferrat jusqu'au large d'Imperia sont au contraire caractérisés par plusieurs indices de déformation de plus en plus marqués lorsque l'on se rapproche de la partie orientale de la zone étudiée depuis le haut de la marge jusque vers le bassin.

De Nice-est à l'ouest de Menton : apparition d'une déformation du haut de marge

La déformation en haut de marge est essentiellement observée dans la région est du Cap Ferrat. Elle est, d'une part, soulignée par le basculement d'un ensemble de réflecteurs épais de 0,1 à 0,25 std, parallèles à la surface « M » sur lequel viennent se déposer, en on-laps, les formations plio-quaternaires (e.g. profil SV4 ; fig. 4 A.1). Ces réflecteurs redressés vers l'aval, stratigraphiquement localisés au-dessus des premiers sédiments du Pliocène basal déposés en bas de marge, et en-dessous de la zone déterminée comme étant le Pliocène supérieur par nos analyses micro-paléontologiques (fig. 2), seraient d'âge pliocène inférieur voire début pliocène supérieur (~3,5 Ma).

D'autre part, la surface d'érosion messinienne est entaillée dans la même zone par un paléo-chenal comblé par une unité acoustique irrégulière, composée de réflecteurs de basse-fréquence (e. g. profil SV4 ; fig. 4 A.1) que nous avons interprétés, d'après leur signature sismique, comme étant des dépôts détritiques. Le sommet de cette formation montre un changement latéral de faciès, vers le haut et le bas de la marge, avec la formation transparente Pliocène in-

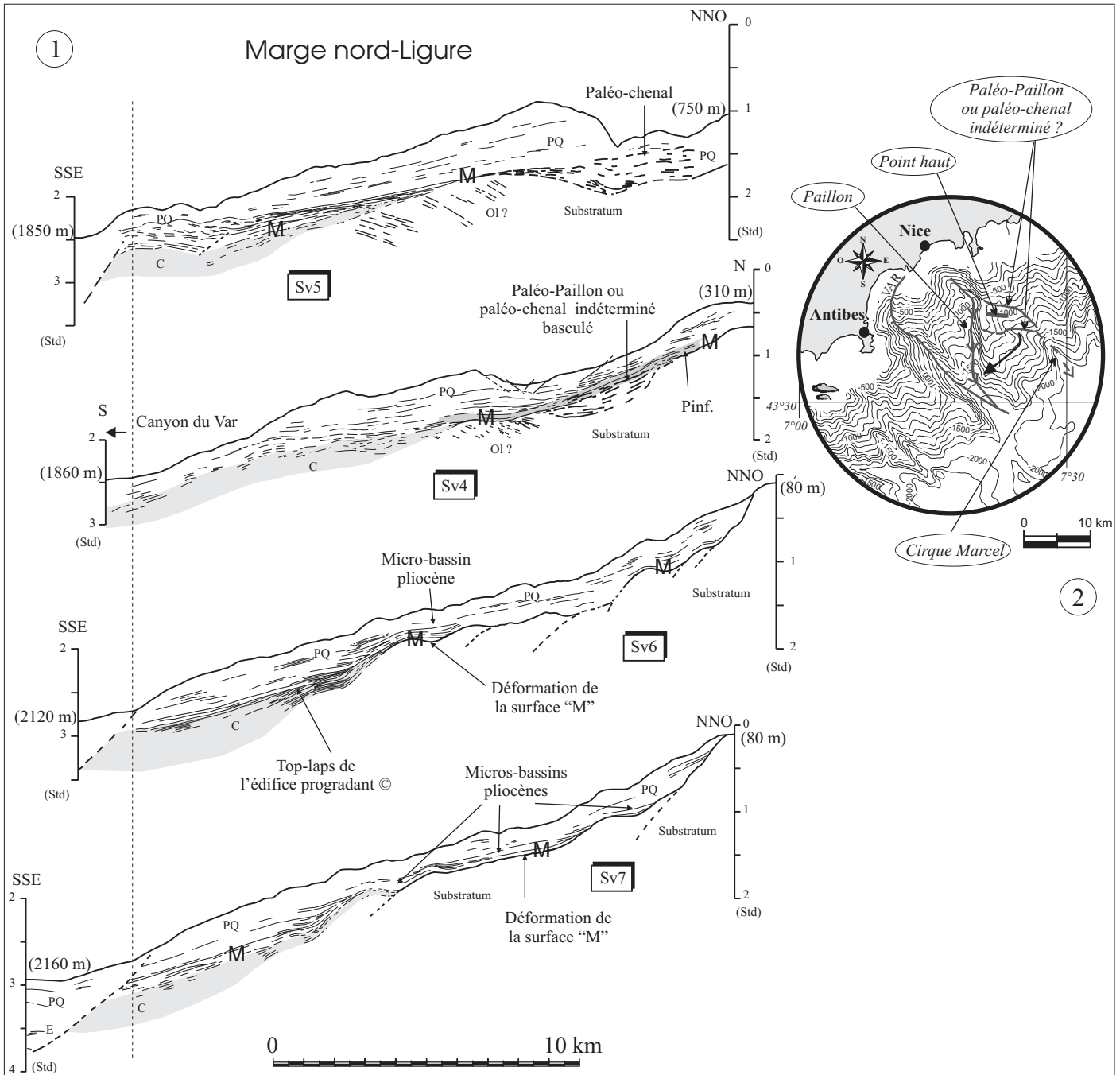


FIG. 4 A. – 1- Interprétations de 4 profils sismiques de la région de Nice illustrant les indices géométriques résultants d'un mouvement de la marge nord-Ligure. (... m) : données bathymétriques. 2- Représentation en carte du paléo-Paillon (ou d'un paléo-chenal indéterminé) se réorientant fin Pliocène inférieur-début Pliocène supérieur, témoignant d'un basculement de la marge à cette période.

FIG. 4 A. – 1- Seismic interpretation of 4 profiles from Nice area showing geometrical indications in response to motion along the north-ligurian margin. (... m) : bathymetric data. 2- Map of the paleo-Paillon (or an unknown paleo-canyon) changing its direction at Lower Pliocene-Upper Pliocene limit, testifying to a tilting of the margin during this period.

férieur-début Pliocène supérieur basculée. Les dépôts plus récents, en continuité avec l'unité plio-quadernaire post-basculément décrite dans le précédent paragraphe, cachètent ces paléo-chenaux et leur remplissage. Ils montrent une sédimentation homogène et typique du Plio-Quaternaire de la marge en dehors des zones de forts apports (profil SV4 ; fig. 4 A. 1), indiquant que les chenaux n'ont pas perduré à cet endroit au-delà du Pliocène inférieur.

Nous avons pu suivre ce chenal messinien sur 16 profils localisés au large du Cap Ferrat. On observe qu'il se connecte au débouché de la rivière Paillon pour rejoindre la vallée sous-marine du Cirque Marcel [Savoye et Piper, 1991]. Ce paléo-canyon a une orientation NW-SE sur la marge comme la majorité des autres canyons (fig. 4A. 2). Non visible sur les profils sismiques au-dessus du Pliocène inférieur, le cours d'eau à l'origine de ce paléo-canyon a

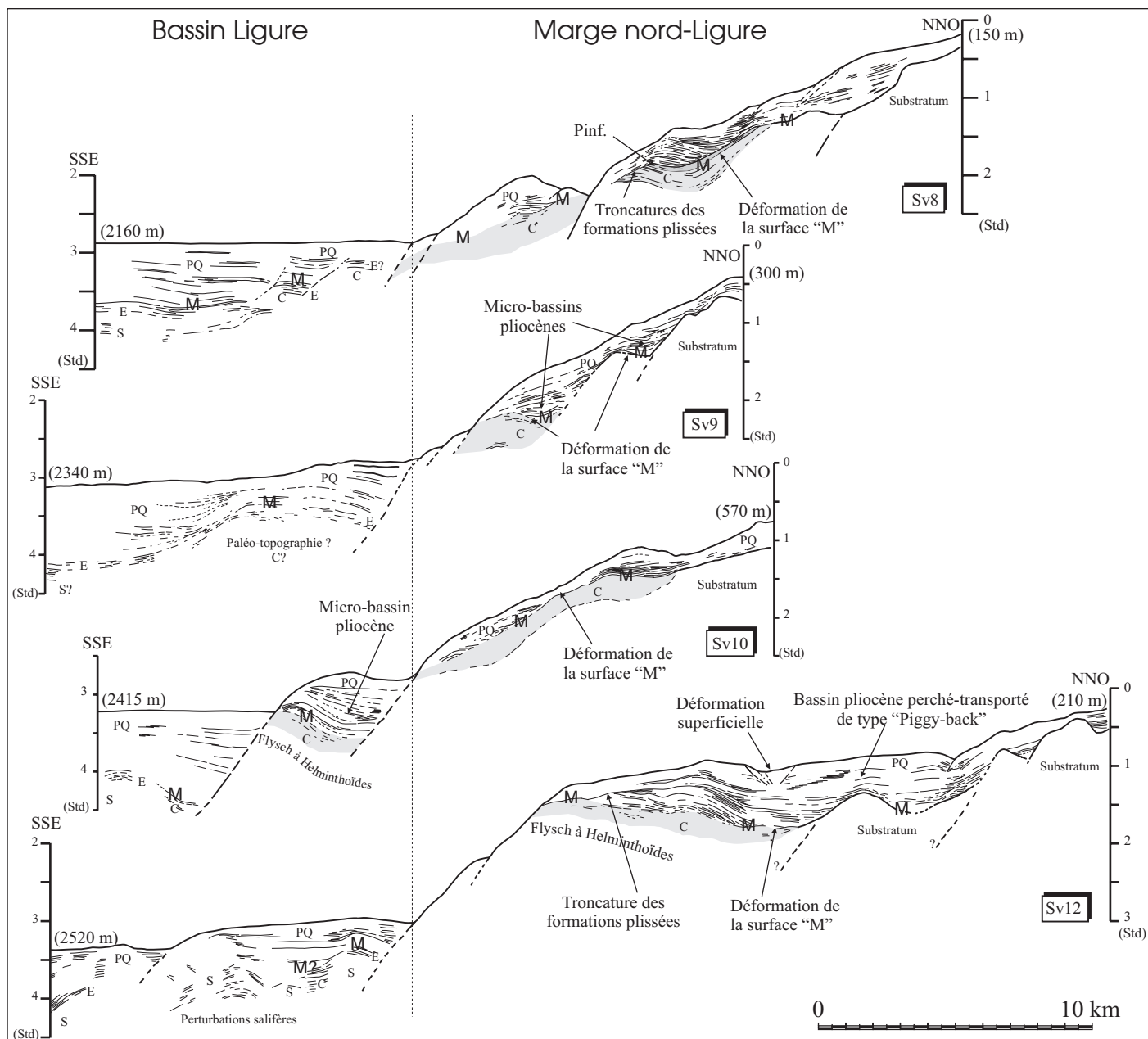


FIG. 4 B. – Interprétations de 4 profils sismiques de la région de Menton jusqu'au large d'Imperia illustrant les indices géométriques résultants d'un mouvement de la marge nord-Ligure. (... m) : données bathymétriques.

FIG. 4 B. – *Seismic interpretation of 4 profiles from Menton-Imperia area showing geometrical indications in response to motion along the north-ligurian margin. (... m) : bathymetric data.*

probablement été capturé. Il peut s'agir soit d'un cours d'eau indéterminé, orienté NW-SE, qui a été capturé par le Paillon orienté N-S postérieurement au Pliocène inférieur, soit du Paléo-Paillon, orienté NW-SE au Pliocène inférieur, capturé par le Var pour aboutir à l'orientation du Paillon actuel. Cette capture implique une migration de son cours vers l'ouest qui peut être expliquée par un soulèvement de la marge fin Pliocène inférieur-début Pliocène supérieur.

De Menton à San Remo : forte déformation de la partie moyenne de la marge

Dans cette zone, la moitié supérieure de la formation pliocène (début Pliocène supérieur ?) repose en discordance an-

gulaire sur les sédiments du Pliocène inférieur, eux-mêmes discordants sur le cône et déformés conjointement avec la surface « M » (profils SV6 ; SV7 ; SV8 ; SV9 ; fig. 4 A.1 et 4 B). On observe donc, en haut et milieu de marge, des on-laps de ces horizons d'âge pliocène inférieur-pliocène supérieur, dirigés vers le bassin et vers le haut de marge, caractérisant ainsi le comblement de « micro-bassins » créés par la déformation de la surface « M ». Il apparaît alors que cette surface de référence, ne présente plus un profil continu et régulier mais montre une déformation (sous forme de 2 à 3 ressauts morphologiques), fortement accentuée dans la zone de changement d'orientation de la marge (profil SV8 ; fig. 4 B). Dans cette zone le cône messinien et l'unité supérieure du Pliocène inférieur sont plissés et tronqués. La dé-

formation est donc postérieure aux premiers dépôts du Pliocène inférieur.

De San Remo à Imperia : forte déformation du pied de marge

Au large de San Remo, la déformation de la partie moyenne de la marge (profil SV9 ; fig. 4 B) reste identique à celle décrite dans la région de Menton (profils SV6 ; SV7 ; SV8), avec la présence de « micro-bassins ». Par contre, la déformation en haut de marge dans cette zone n'est plus comparable à celle décrite dans le secteur de Nice-Est (voir § de Nice à W Menton).

Sur cette section de marge apparaît une forte augmentation de la déformation en bas de marge qui se traduit par un rejet croissant de la faille de pied de pente [Chaumillon *et al.*, 1994] (profils SV11 ; fig. 2 et SV10, SV12 ; fig. 4 B). En prenant la formation conglomératique « E », dont le toit correspond à la surface « M », comme niveau repère, la zone de déformation de pied de pente a été localisée sur l'ensemble du secteur étudié et permet de visualiser en carte l'augmentation verticale et horizontale du décalage de la formation conglomératique fini-messinienne entre la marge et le bassin, de part et d'autre de la faille de pied de pente (fig. 5). On remarque que le décalage vertical en mouvement apparent normal de cette formation, qui est inférieur à 500 m vers Antibes (lié au fluage du sel dans cette région), augmente vers l'est pour atteindre une valeur maximum > 2000 m au large d'Impéria pour une période couvrant environ 5 Ma.

Le jeu normal apparent de la faille de pied de pente accommode ici une surrection relative de la marge et induit l'individualisation d'un bassin perché (profil SV12 ; fig. 4 B), déjà décrit [Réhault, 1981 ; Chaumillon *et al.*, 1994], très visible dans la morphologie de la marge supérieure qui devient alors beaucoup plus large et montre un replat. Les conséquences de ce soulèvement sont : (i) l'atténuation du pendage de la surface « M », voire même son inversion, comparée à notre surface référence au large d'Antibes (fig. 3) ; (ii) le basculement à contre-pente du cône détritifique, des conglomérats du Pliocène basal et d'une partie des sédiments du Pliocène inférieur, tronqués vers le bassin (profil SV12 ; fig. 4 B) ; et (iii) une intensification de la déformation en limite marge/bassin entre Menton et Imperia

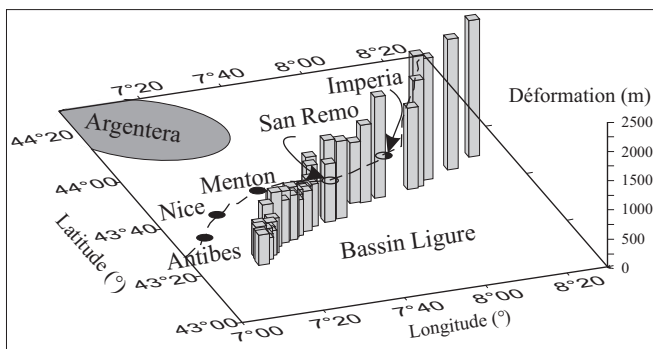


FIG. 5. – La déformation en limite marge/bassin. Quantification du décalage de la surface référence « M » entre Antibes et Imperia.
Fig. 5. – The margin/basin limit deformation. Shift quantification of the « M » surface reference between Antibes and Imperia.

(augmentation du rejet vertical de la faille de pied de pente) avec l'apparition d'une seconde faille à rejet normal en pied de pente (profil SV10 ; fig. 4 B). Les sédiments pliocènes post-déformation soulignent les mouvements antérieurs de la marge par des dépôts en discordance sur les sédiments déformés.

Ces observations nous permettent de mettre en évidence l'augmentation de la déformation vers l'est (fig. 5) en limite marge/bassin. Toutefois, d'après les structures observées sur nos profils, le maximum de la déformation semble se localiser entre Menton et San Remo avec l'apparition d'une seconde faille à rejet normal en pied de pente (profil SV10 ; fig. 4 B) et non dans l'extrême est de la zone d'étude.

Synthèse : évolution et âge de la déformation d'Antibes à Imperia

Sur l'ensemble de la zone déformée (Nice-Est/Impéria), d'après l'enregistrement sédimentaire et les critères stratigraphiques disponibles, le soulèvement majeur de la marge s'est produit à la fin du Pliocène inférieur-début du Pliocène supérieur (~ 3,5 Ma).

A partir de ces observations, les vitesses de déformation obtenues de part et d'autre de la faille de pied de pente entre Nice-Est et Menton sont inférieures à 0,3 mm/a (= rejet entre marge et bassin de la surface référence/5 Ma), donc du même ordre que celles observées à l'ouest de Nice où aucune déformation n'a été observée. En effet, dans la région comprise entre Nice-Est et Menton, seule de la déformation en haut et milieu de marge a été observée. Cette déformation ne semble avoir eu aucun effet sur le décalage des conglomérats qui paraissent donc être affectés essentiellement par la tectonique salifère (diapirisme) et par les effets de la subsidence et de la compaction. Par contre, on note que les vitesses de déformation depuis 5 Ma à l'est de Menton sont estimées entre 0,3 et 0,5 mm/a, donc identiques à celles obtenues dans cette même zone par Chaumillon *et al.* [1994]. La tectonique, bien exprimée en bas de marge, semble ainsi être la composante majeure de la déformation dans cette zone. Les vitesses de déformation calculées confirment donc les observations sismiques qui montrent que la déformation tectonique s'amplifie et évolue du haut de la marge vers le bas de marge depuis Nice-Est jusque vers Imperia.

On note qu'en bordure du bassin profond, la série plio-quaternaire montre une disposition en éventail contemporaine du jeu de la faille de pied de pente. Cette disposition s'observe sur toute l'épaisseur de la série, indiquant que le mouvement le long de la faille a continué tout au long du Plio-Quaternaire [profil SV10 ; fig. 4 B ; Chaumillon *et al.*, 1994] alors que sur la marge, les sédiments du Pliocène supérieur n'enregistrent plus de mouvement.

RECONSTITUTION SPATIO-TEMPORELLE DES MOUVEMENTS VERTICAUX ET INTERPRÉTATION

Afin de mieux visualiser la géométrie des structures, nous avons analysé les profils de sismique-verticale à l'échelle 1/1 en suivant le modèle de vitesses proposé précédemment.

Excepté au large d'Antibes, où la faille de socle, qui limite les sédiments anté- et syn-rift vers le continent, montre un pendage typique de faille normale de l'ordre de 50° (profil SV3), les autres profils sur lesquels la faille est obser-

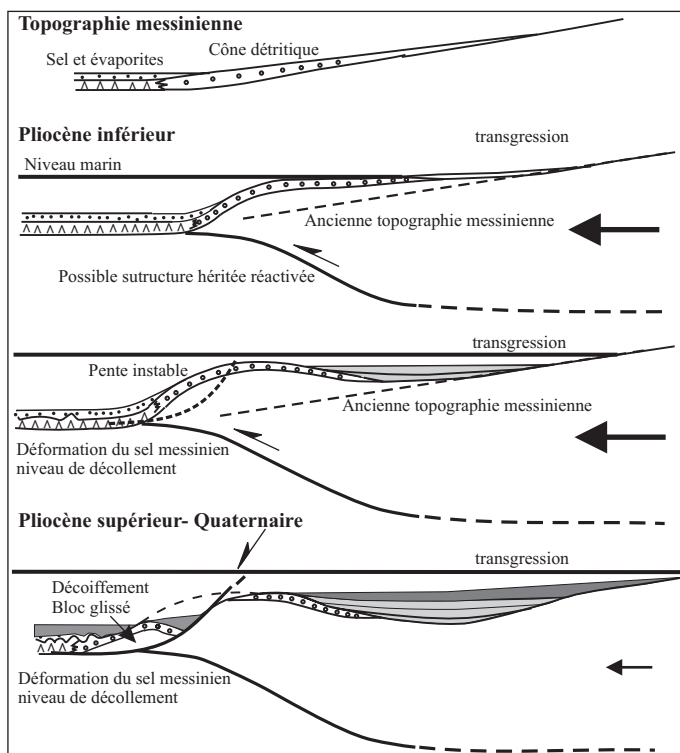


FIG. 6. – Proposition d'un modèle de déformation pour expliquer les mouvements de la marge nord-Ligure au cours du Pliocène.

FIG. 6. – Proposal for a deformation model explaining motions in the north-ligurian margin during the Pliocene.

vable montrent des pendages faibles (elles possèdent en général une inclinaison inférieure à 45°, voire proche des 30°). Ces failles au nombre de deux ou trois sur la marge correspondent aux limites des blocs basculés qui structurent l'ensemble de la marge ligure [Rollet, 1999 ; Rollet *et al.*, 2002].

Le pendage actuel des failles et la déformation de surface observée sur la marge suggèrent donc que ces blocs ont été affectés par une rotation vers le continent responsable : (i) de l'atténuation du pendage des failles normales et (ii) de la déformation de l'interface « M », impliquant soit un soulèvement du haut de marge lorsque la déformation est localisée à proximité de la côte (profil SV4), soit la création de petits bassins lorsque cette déformation se localise en milieu de marge (profil SV8), soit encore l'individualisation d'un bassin perché là où la déformation est localisée en bas de pente (profil SV12) et affecte alors l'ensemble de la marge.

Toutes ces observations superficielles et semi-profondes et en particulier le bombement de la surface messinienne montrant alors un pendage nord dans la zone d'Imperia, suggèrent une structure contrôlée par un chevauchement aveugle à vergence sud sous la marge (fig. 6). Un tel chevauchement aveugle a pu progresser de deux façons : soit en avançant sans affecter des blocs syn-rift basculés ; soit en empruntant les structures héritées (puisqu'il atteint le front de la marge), produisant ainsi une rotation de chacun des blocs. La présence d'une déformation de petite lon-

gueur d'onde de la surface « M » est en faveur de la seconde hypothèse.

Ainsi, pour expliquer la rotation des blocs basculés il nous semble cohérent d'évoquer un modèle dit « en dominos » (mécanisme en book-shelf) [Mandl, 1987 ; Jackson et McKenzie, 1983] évoluant sur un niveau de décollement chevauchant intra-crustal (fig. 7), très probablement le long d'une structure héritée du rifting ; l'ancienne limite fragile/ductile Oligocène.

Cette déformation compressive réactivant les paléo-failles normales syn-rift s'inscrit parfaitement dans la logique de structuration de l'arc de Nice [Guardia *et al.*, 1996 ; Schroetter, 1998], au sud du massif cristallin externe de l'Argentera dont la déformation, rappelons-le, est enregistrée du Pliocène inférieur au Quaternaire [Schroetter, 1998]. Ce modèle explique la géométrie de surface, mais aussi la présence des failles à rejet normal en limite marge/bassin qui seraient alors des plans de glissements gravitaires (fig. 7). En effet, au cours de la progression du chevauchement, avec l'activation d'une rampe qui explique la présence d'un bassin perché, la pente de la marge va être courbée et par conséquent accentuée côté front du chevauchement, provoquant des déstabilisations gravitaires (méga-loupes de glissements par exemple) tels qu'on peut les observer sur les marges actives qui présentent de fortes pentes (> 5°) [par exemple au Pérou, Sosson *et al.*, 1994]. Les failles normales en pied de pente, qui décalent la surface messinienne, seraient alors des témoins indirects de la propagation du front de chevauchement. Leur pendage inférieur à 60° (fig. 7) correspondrait bien aussi à ce type de structure essentiellement produite par des réajustements gravitaires au front d'un chevauchement. Leur jeu est postérieur à l'initiation du chevauchement et a continué durant le Pliocène supérieur. Certains faciès acoustiques du pied de la marge (en limite avec le bassin) pourraient correspondre à ceux de blocs glissés, démantelés, provenant du décoiffement de l'anticlinal de rampe situé au front du chevauchement (fig. 7).

Cet accident tangentiel, qui d'après la géométrie de surface, semble s'enraciner profondément, peut être daté de la limite Pliocène inférieur-Pliocène supérieur et progresserait vers le bassin en direction d'Imperia avec un front qui s'amortirait dans la formation salifère du bassin. D'après ce modèle, le bassin perché observé dans cette région serait par conséquent un bassin de type « piggy-back » initié durant le Pliocène inférieur, au même titre que le bassin perché de Tourette-Levens transporté sur un chevauchement aveugle supposé sous la bordure ouest de l'arc de Nice [Schroetter, 1998].

DISCUSSION

Comparaison du modèle de déformation proposé avec les modèles antérieurs

Le modèle en « piggy-back » sur rampe intra-crustale proposé ici diffère des modèles conceptuels précédemment invoqués pour ce secteur au contact de la marge ligure et du domaine océanique, considéré comme étant en début de subduction par Béthoux *et al.* [1992], ou en « flexion » de la marge par Chaumillon *et al.* [1994].

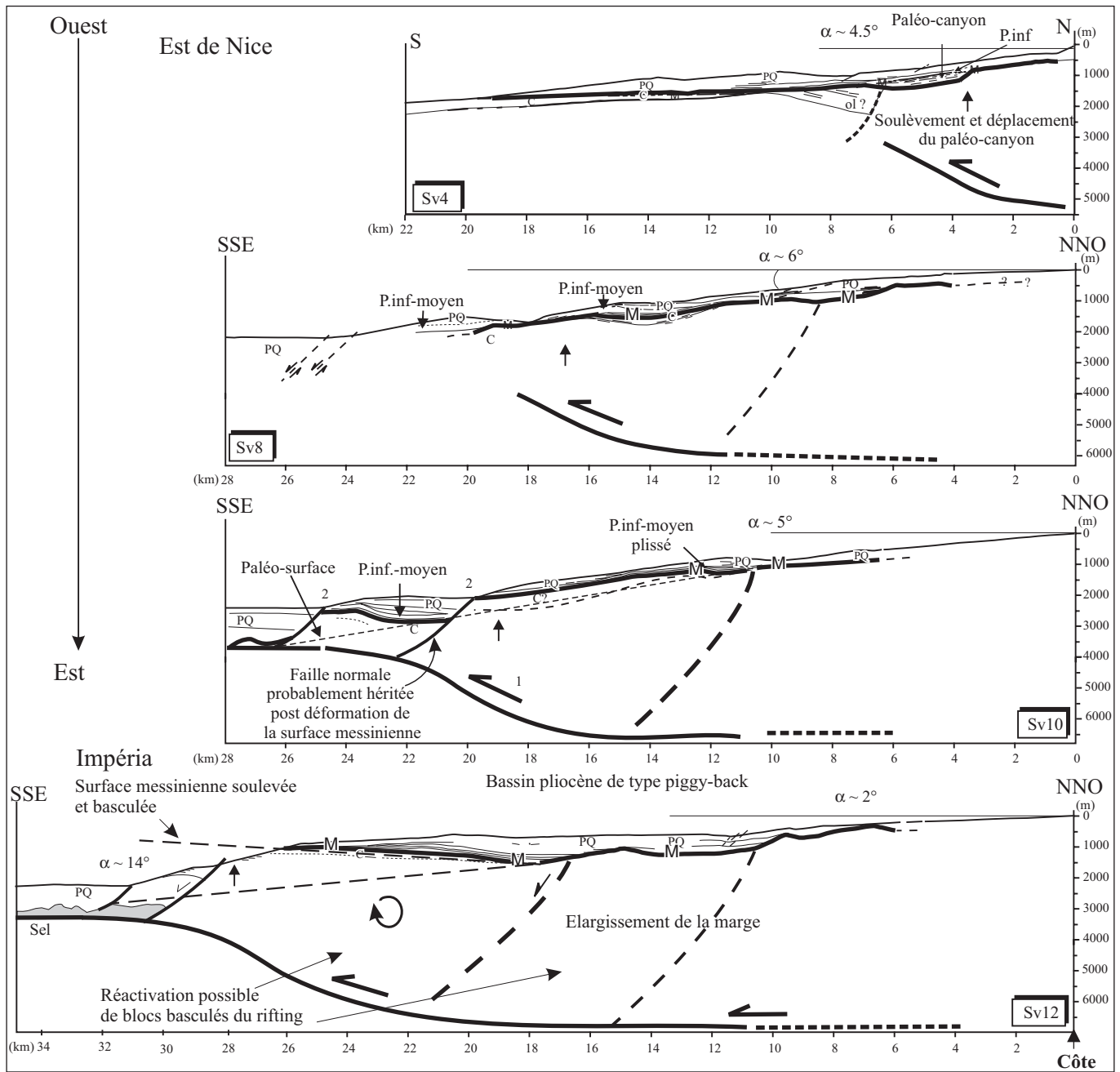


FIG. 7. – Représentation de 4 profils à l'échelle 1/1 montrant la déformation associée à un chevauchement crustal sud-alpin.
 FIG. 7. – Representation of 4 profiles without vertical exaggeration showing deformation associated to a south-Alpine crustal thrust.

La géométrie d'ensemble du système tectonique consistant en un plan de cisaillement majeur à pendage vers le continent ne peut pas être interprétée comme une déformation provenant du bassin, initiatrice d'une subduction sous la marge [Béthoux *et al.*, 1992]. En effet, la rampe de chevauchement sous la partie déformée de la marge se propage clairement depuis le haut de celle-ci en limite de l'arc de Nice jusque vers le bassin au large d'Imperia (fig. 7). Dans le cas de l'initiation d'une subduction à cette période, la déformation affecterait essentiellement le bas de la pente continentale et ne devrait pas avoir a priori de relation avec les chevauchements de l'arc de Nice.

Par ailleurs, la présence de failles à rejet normal en limite marge/bassin avait suggéré à Chaumillon *et al.* [1994] une superposition de deux mécanismes couplés de déformation actuelle : une compression en profondeur et un soulèvement relatif de la marge en surface par réponse isostatique en flexion. Nous ne proposons ici qu'un seul mécanisme qui explique la présence de ces failles comme des failles « normales » gravitaires résultant directement d'un mécanisme compressif crustal initié en limite Pliocène inférieur-Pliocène supérieur. En outre, notre modèle permet d'expliquer pourquoi d'anciennes failles normales à pendage fort, héritées du rifting, ont aujourd'hui des pendages

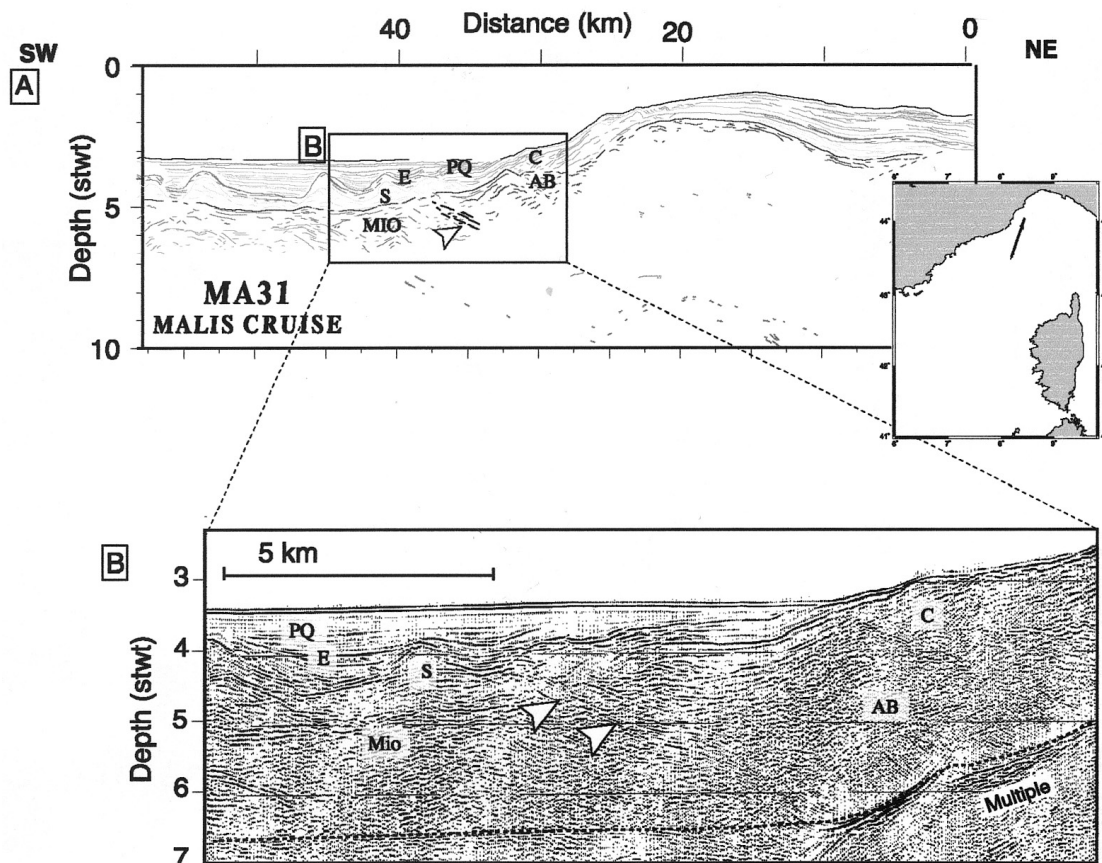


FIG. 8. – Profil de sismique-verticale à forte pénétration (MA31-MALIS'95) dans lequel une interface pentée vers le continent pourrait correspondre au chevauchement déduit de nos observations [d'après Rollet, 1999]; AB : socle acoustique; C : cône messinien détritique; E : faciès évaporites supérieures (conglomérats); Mio : formation miocène; PQ : formations plio-quaternaires; S : sel messinien.

FIG. 8. – Seismic-reflection profile with large penetration (MA31-MALIS'95) showing a dipping interface toward the continent which could be the thrust deduced from our observations [from Rollet, 1999]; AB : acoustic basement; C : Messinian fan; E : Upper evaporites seismic facies (conglomerates); Mio : Miocene unit; PQ : Plio-Quaternary unit; S : Messinian salt.

anormalement faibles, ce qu'une réponse en flexion de la marge ne peut pas produire.

Un profil de sismique-verticale profond acquis lors de la campagne MALIS (1995) montre des réflecteurs ayant des pendages en direction du continent, interprétés comme des indices possibles de chevauchement [Rollet, 1999], mais dont la nature et l'âge (alpin ou plus récent) n'ont pas été élucidés, par manque de pénétration des ondes sismiques et par difficulté de corrélation avec la sismicité. Etant donné leur position, au pied de la marge, à profondeur intermédiaire et en limite distale (externe) du système de déformation, ils pourraient très bien correspondre au chevauchement crustal déduit de cette étude (fig. 8).

La marge nord-ligure en contexte tectonique compressif depuis la fin du Pliocène inférieur

Des structures typiques d'une tectonique compressive ont été décrites par Réhault [1981] immédiatement à l'est de la zone étudiée, au large du Cap Mele (fig. 1), sur la rupture de pente au sud du bassin de Savone. L'auteur souligne la présence de failles inverses, pentées vers le continent et recoupant les unités messiniennes ainsi que la base des formations pliocènes, le long du pied de marge soulevé. Ces observa-

tions sont en total accord chronologique et géométrique avec les nôtres : ces failles pouvant alors correspondre au prolongement oriental du chevauchement crustal proposé.

D'après la chronologie des mouvements observés à terre, la déformation semble se propager depuis l'arc de Castellane jusque vers les nappes internes à l'est entre le Miocène et le Quaternaire, en passant par l'enregistrement d'une déformation au Pliocène inférieur en bordure ouest de l'arc de Nice. Or, le chevauchement déduit de cette étude montre sa bordure occidentale en continuité avec cette bordure ouest de l'arc. L'âge de la déformation sous-marine proposée par ce travail semble donc cohérent avec l'âge des déformations enregistrées à terre.

Enfin, la présence d'un chevauchement sous la marge implique qu'en aval, dans le bassin, on trouve une zone en flexion individualisant un bassin flexural tel qu'on les observe en limite des fronts de chevauchement d'avant-pays. Cette structure n'est pas directement observable. Néanmoins, l'importante accumulation de la formation plio-quaternaire, même vers la région d'Imperia (alors que l'influence des décharges sédimentaires du Var est moindre) pourrait être une manifestation de ce fonctionnement en flexion. Par ailleurs, le diapirisme salifère, particulièrement intense dans la partie nord-ouest du bassin [Le Cann, 1987 ;

Rollet *et al.*, 2002], pourrait également être activé par le fonctionnement de ce chevauchement en amont.

Arguments à l'échelle de la région Argentera-Ligure

Les résultats obtenus par TF sur apatites témoignent d'une dénudation majeure du massif de l'Argentera vers 3,5 Ma, à la fin du Pliocène inférieur, réactivée postérieurement par le jeu inverse, à cette époque, de la zone de cisaillement de Bersézio [Bigot-Cormier *et al.*, 2000] orientée N120-140. A la même période, nous montrons que la marge nord-ligure enregistre une déformation compressive croissante de Nice-est à Imperia. L'âge du chevauchement sous la marge que nous déduisons de nos observations est à mettre directement en relation avec cette dénudation pliocène, car cet accident tectonique est synchrone et géométriquement cohérent avec la déformation alpine du socle de l'Argentera.

L'héritage structural alpin marque fortement la géométrie de la déformation récente [Laurent *et al.*, 2000 ; Schroetter, 1998]. Ainsi, au sud du massif de l'Argentera, le bloc crustal subalpin oriental a pu être proposé, basé sur l'observation de la géométrie des structures alpines à partir de coupes équilibrées [Laurent, 1998 ; Laurent *et al.*, 2000]. Ce bloc est constitué par l'arc de Nice qui se prolonge en mer par la marge nord-ligure. Il est délimité à l'ouest par la rampe latérale de la bordure occidentale de l'arc de Nice et à l'est par l'accident de Saorge-Taggia. Néanmoins, le front de déformation caractérisé par un chevauchement aveugle en pied de marge n'est pas délimité à l'est (fig. 9). Cette géométrie en accord avec les déformations observées à terre, permet aussi d'expliquer les déformations de la marge. En effet, ce front de chevauchement clairement en bas de marge au large d'Imperia, dessine un arc de cercle jusqu'en haut de marge en direction de la rampe latérale de l'arc de Nice.

A partir de ces observations, nous proposons une reconstitution de la structure crustale entre le massif de l'Argentera et la marge ligure, en suggérant un enracinement profond du chevauchement de la marge, sous le massif

cristallin externe (fig. 10), de la même façon que le chevauchement de socle qui a activé l'arc de Castellane. La propagation du front de déformation du NW vers le SE à la faveur d'un chevauchement crustal permet ainsi de lier la surrec-

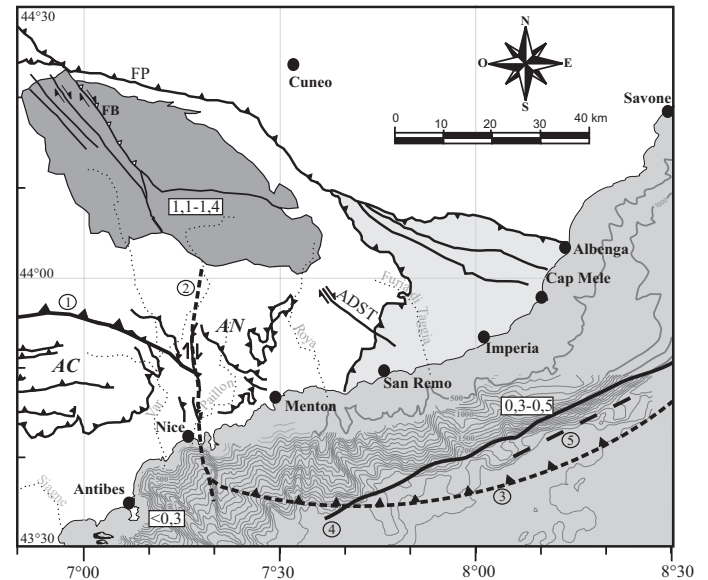


FIG. 9. – Carte structurale de la région de Nice. Même légende que la figure 1 : 1 : chevauchement du Mt Vial jouant au Pliocène supérieur [Laurent *et al.*, 2000] ; 2 : décrochement dextre [Guardia *et al.*, 1996] ; 3 : front du chevauchement mis en évidence au cours de cette étude daté à la limite Pliocène inférieur-Pliocène supérieur ; 4 : localisation de la faille gravitaire jouant au Plio-Quaternaire ; 5 : localement, seconde faille gravitaire (exemple : SV10). Les valeurs encadrées correspondent aux vitesses (mm/a) des mouvements verticaux depuis le Pliocène.

FIG. 9. – Structural map of the Nice area. Same legend than in figure 1 : 1 : Upper Pliocene Mont Vial thrust [Laurent *et al.*, 2000] ; 2 : dextral strike-slip fault [Guardia *et al.*, 1996] ; 3 : thrust front described in this study during the Lower Pliocene-Upper Pliocene limit ; 4 : location of the Plio-Quaternary gravitary fault ; 5 : locally, second gravitary fault (example : SV10). Values in white rectangles correspond to vertical motion rates (mm/y) since the Pliocene.

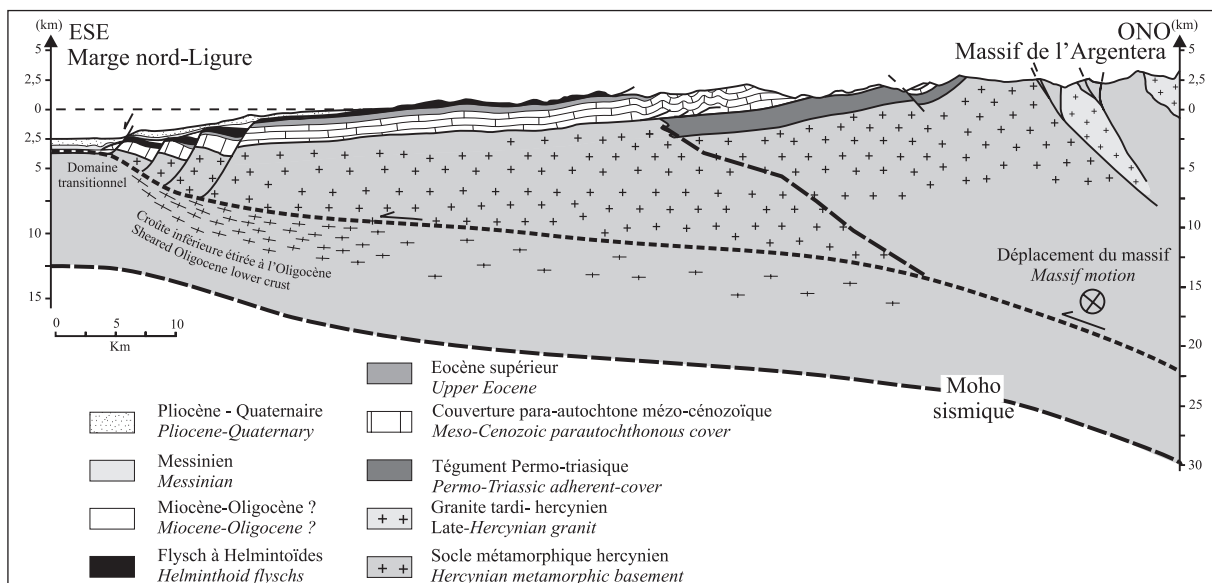


FIG. 10. – Coupe interprétative terre/mer (réalisée à partir de la carte au 1/250 000) mettant en évidence le lien structural entre le massif de l'Argentera et la marge nord-ligure envisageable d'après la déformation de la marge. Le chevauchement emprunterait la limite fragile-ductile du rifting oligocène.

FIG. 10. – Onshore/offshore cross-section (realized with 1/250,000 geological map) emphasising the structural link between the Argentera massif and the north-ligurian margin, conceivable from the margin deformation. The thrust would use the brittle-ductile boundary of the Oligocene rifaïn.

tion du massif de l'Argentera à la surrection de la marge en favorisant une déformation majeure le long des structures héritées. Dans le cas de la marge, il pourrait s'agir du raccordement du chevauchement de socle de l'Argentera avec des anisotropies structurales du socle tels le cisaillement de base ou la limite cassant-ductile du rifting oligocène.

Les études réalisées sur la tectonique active dans le bassin nord-Ligure [Ritz *et al.*, 1990 ; Béthoux *et al.*, 1992 ; Larroque *et al.*, 2001] mettent en évidence le caractère compressif actuel de la marge et argumentent une relation avec l'expulsion latérale des Alpes du sud [Béthoux *et al.*, 1992]. La discontinuité crustale que nous mettons en évidence pourrait donc être réactivée par le champ de contraintes actuel. Néanmoins, cette déformation moins centrée sous la marge semble actuellement plus active dans le bassin. Cette progression de la déformation serait liée à l'avancée du front alpin selon des directions de raccourcissement N-S à NW-SE, associé à des vitesses de l'ordre de 2-4 mm/an [Calais *et al.*, 2000].

CONCLUSION

L'analyse tectono-sédimentaire réalisée sur la marge nord-Ligure entre Antibes et Imperia, permet de caractériser une tectonique affectant la marge depuis la rive est du Var jusqu'à Imperia. La déformation se traduit par : (i) des discordances intra-pliocènes distribuées du haut vers le bas de

marge et observées de façon récurrente sur toute la zone et (ii) une déformation de courte longueur d'onde de la surface fini-messinienne « M » allant jusqu'à l'individualisation d'un bassin perché au large d'Imperia.

Cette tectonique qui s'intensifie géographiquement de l'ouest vers l'est, est synchrone sur l'ensemble de la marge et serait d'âge fin pliocène inférieur-début pliocène supérieur.

Pour expliquer cette distribution spatio-temporelle des déformations de la marge ligure, nous proposons qu'un chevauchement intra-crustal fonctionne sous la marge dès le Pliocène, remobilisant les structures héritées du rifting (la limite fragile-ductile), suivant un modèle de déformation dit « en dominos » (mécanisme de book-shelf).

Ce chevauchement s'inscrit au Pliocène dans une tectonique de socle et explique la géométrie d'une marge passive à fort héritage structural, au front d'une chaîne orogénique.

Remerciements. – Nous sommes redevables aux équipages des missions sur le N/O Téthys II qui ont permis l'acquisition des données sismiques au cours des missions effectuées entre 1992 et 1999. Nous remercions également les co-responsables des campagnes pédagogiques (V. Ansel, C. Basile, M. Diament, P. Huchon, A. Jelinowska, S. Lallemand, G. Mascle, F. Michaud, D. Pissarenko, J.-P. Réhault, J. Ségoufin) et les ingénieurs A. Moreau, L. Royer et J. Bégot pour leur contribution à l'acquisition des données utilisées. Nous tenons à remercier tout particulièrement M.-O. Beslier avec qui nous avons eu des discussions constructives ainsi que les deux rapporteurs qui nous ont permis d'améliorer notre interprétation finale. Publication n° 595 de l'UMR Géosciences Azur CNRS-UNSA.

Références

- AUZENDE J.-M., BONNIN J., OLIVET J.-L., PAUTOT G. & MAUFFRET A. (1971). – Upper Miocene salt layer in the western Mediterranean basin. – *Nature Physical Science (London)*, **230**, 12, 82-84.
- BÉTHOUX N., FRÉCHET J., GUYOTON F., THOUVENOT F., CATTANEO M., EVA C., FEIGNIER B., NICOLAS M. & GRANET M. (1992). – A closing Ligurian sea? – *Pure and Applied Geophysics*, **139**, 2, 179-194.
- BÉTHOUX N., BERTRAND E., DESCHAMPS A., THOUVENOT F., MARRON C. & BRUNEL D. (2004). – The deep structure of eastern Provence and the Nice hinterland (South-East France) : what do we know? A multi-scale analysis. (in press)
- BIGOT-CORMIER F., POUPEAU G. & SOSSON M. (2000). – Dénudations différentielles du massif cristallin externe alpin de l'Argentera (Sud-Est de la France) révélées par thermochronologie traces de fission (apatites, zircons). – *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **330**, 363-370.
- BIGOT-CORMIER F., SOSSON M., POUPEAU G., STEPHAN J.-F. & LABRIN E. (2004). – The denudation history of the Argentera Alpine External Crystalline Massif (France-Italy) : an overview from the analysis of fission tracks in apatites and zircons. – *Tectonophysics*, (sous presse).
- BOGDANOFF S., MICHARD A., POUPEAU G. & MANSOUR M. (2000). – Apatite fission track analysis in the Argentera massif : evidence of contrasting denudation rates in the external crystalline massifs of the western Alps. – *Terra Nova*, **12**, 117-125.
- BONI P., PELOSO G. F. & VERCESI P. L. (1984). – The Pliocene basin of Abenga, western Liguria. – *Rend. Soc. Geol. Italiana*, **7**, 11-12.
- CALAIS E., GALISSON L., STEPHAN J.-F., DELTEIL J., DEVERCHÈRE J., LARROQUE C., MERCIER de L'ÉPINAY B., POPOFF M. & SOSSON M. (2000). – Crustal strain in the southern Alps, France, 1948-1998. – *Tectonophysics*, **319**, 1, 1-17.
- CAMERA L. (2002). – Caractérisation de la sédimentation liée à la crise de salinité messinienne dans le domaine marin Nord-Ligure, relations entre marge et bassin. – Rapport de DEA, Méthodes quantitatives et modélisation des bassins sédimentaires, Univ. P. et M. Curie, Paris, 52 p.
- CARMINATI E., WORTEL M. J. R., SPAKMAN W. & SABADINI R. (1998). – The role of slab detachment processes in the opening of the western-central Mediterranean basins : some geological and geophysical evidence. – *Earth Planet. Sci. Lett.*, **160**, 3-4, 651-665.
- CHAUMILLON E., DEVERCHÈRE J., REHAULT J.-P. & GUEGUEN E. (1994). – Réactivation tectonique et flexure de la marge continentale ligure (Méditerranée occidentale). – *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **319**, 675-682.
- CLAUZON G. (1978). – The Messinian Var Canyon (Provence, southern France) : paleogeographic implications. – *Mar. Geol.*, **27**, 3-4, 231-246.
- CLAUZON G., CITA M. B., BOSSIO A., BROGLIA C., CAMERLENGHI A., CATRULLO D., COLOMBO A., CROCE M., GIAMBASTIANI M., GNACCOLINI M., KASTENS K., MACCOY F., MALINVERNO A., PARISI E. & SALVATORINI G. (1983). – Néotectonique des fonds sous-marins de la Dorsale méditerranéenne en mer Ionienne au cours du Pléistocène moyen et supérieur. – *Méditerranée*, **48**, 2, 51-63.
- CLAUZON G., RUBINO J.-L. & SUC J.-P. (1996). – Les Rias pliocènes du Var et de Ligurie : comblement sédimentaire et évolution géodynamique. – Livret guide de l'excursion, 44 p.
- CONTRUCCI I., NERCESSIAN A., BÉTHOUX N., MAUFFRET A. & PASCAL G. (2001). – A Ligurian (western Mediterranean sea) geophysical transect revisited. – *Geophys. J. Int.*, **146**, 74-97.
- DUBAR M. & GUGLIELMI Y. (1997). – Morphogenèse et mouvements verticaux quaternaires en bordure de l'arc de Nice. – *Rev. Anal. Spat. Quant. Appl.*, **38-39**, 21-27.
- FALLOT P. & FAURE-MURET A. (1949). – Sur l'extension du décollement de la série de couverture subalpine. – *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **228**, 616-619.
- FOUCAULT A., GENNESSEUX M. & CLERC-RENAUD T. (1986). – Dunes sous-marines engendrées par les courants de turbidite sur la pente sud de la ride du Var (mer Ligure, Méditerranée occidentale). – *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'Univers, Sciences de la Terre, **303**, 12, 1129-1134.

- GATTACCECA J. (2001). – Cinématique du bassin liguro-provençal entre 30 et 12 Ma : implications géodynamiques. – Thèse de doctorat, *Mem. Sci. Terre*, **41**, Paris, 299 p.
- GENNESSEAUX M. & LE CALVEZ Y. (1960). – Affleurement sous-marin de vases pliocènes dans la baie des Anges (Nice). – *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **251**, 19, 2064-2066.
- GUARDIA P., IVALDI J.P., DUBAR M., GUGLIELMI Y. & PEREZ J.L. (1996). – Paléotectonique linéaire et tectonique active des Alpes maritimes franco-italiennes ; une synthèse. – *Géol. France*, **1**, 43-55.
- GUEGUEN E., DOGLIONI C. & FERNANDEZ M. (1998). – On the post-25 Ma geodynamic evolution of the western Mediterranean. – *Tectonophysics*, **298**, 259-269.
- GUGLIELMI Y. & DUBAR M. (1993). – Analyse morphostructurale du bassin plio-Quaternaire du Var (A.-M., France) et confrontation avec les données de la néotectonique. – *Bulletin de l'Institut de Géologie du Bassin d'Aquitaine*, **53-54**, 77-83.
- HILGEN F. J. (1991). – Extension of the astronomically calibrated (polarity) time scale to the Miocene/Pliocene boundary. – *Earth Planet. Sci. Lett.*, **107**, 2, 349-368.
- HILGEN F. J. & LANGEREIS C. G. (1988). – The age of the Miocene-Pliocene boundary in the Capo Rossello area (Sicily). – *Earth Planet. Sci. Lett.*, **91**, 1-2, 214-222.
- HILGEN F. J. & LANGEREIS C. G. (1993). – A critical re-evaluation of the Miocene-Pliocene boundary as defined in the Mediterranean. – *Earth Planet. Sci. Lett.*, **118**, 1-4, 167-179.
- IRR F. (1984). – Paléoenvironnements et évolution géodynamique néogènes et quaternaires de la bordure nord du bassin méditerranéen occidental : un système de pente de la paléo-marge Liguro-Provençale. – Thèse, Univ. Nice, 464 p.
- JACKSON J. & MCKENZIE D. (1983). – The geometrical evolution of normal fault systems. – *J. Struct. Geol.*, **5**, 5, 471-482.
- JOLIVET L. & FACCENNA C. (2000). – Mediterranean extension and the Africa-Eurasia collision. – *Tectonics*, **19**, 6, 1095-1106.
- KLAUCKE I., SAVOYE B. & COCHONAT P. (2000). – Patterns and processes of sediment dispersal on the continental slope off Nice, SE France. – *Mar. Geol.*, **162**, 405-422.
- LABAUME P., RITZ J.-F. & PHILIP H. (1989). – Failles normales récentes dans les Alpes sud-occidentales : leurs relations avec la tectonique compressive. – *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **308**, 1553-1560.
- LARROQUE C., BETHOUX N., CALAIS E., COURBOULEX F., DESCHAMPS A., DEVERCHÈRE J., STEPHAN J.-F., RITZ J.-F. & GILLI E. (2001). – Active and recent deformation at the southern Alps-Ligurian basin junction. – *Geol. Mijnb.*, **80**, 3-4, 255-272.
- LAURENT O. (1998). – Modalité de la structuration d'un prisme de front de chaîne : l'exemple de l'arc de Castellane (Chaînes subalpines méridionales, France). – Thèse, Nice-Sophia Antipolis, 290 p.
- LAURENT O., STEPHAN J.-F. & POPOFF M. (2000). – Modalités de la structuration miocène de la branche sud de l'arc de Castellane (chaînes subalpines méridionales). – *Géol. France*, **3**, 33-65.
- LE CANN C. (1987). – Le diapirisme dans le bassin Liguro-provençal (Méditerranée occidentale). Relations avec la sédimentation et la tectonique, conséquences géodynamiques. – Thèse de doctorat, Université de Bretagne Occidentale, 296 p.
- LE DOUARAN S., BURRUS J. & AVEDIK F. (1984). – Deep structure of the northwestern Mediterranean basin : results of a two-ship seismic survey. – *Mar. Geol.*, **55**, 325-345.
- LE PICHON X., PAUTOT G., AUZENDE J.-M. & OLIVET J.-L. (1971). – La Méditerranée occidentale depuis l'Oligocène. – *Earth Planet. Sci. Lett.*, **13**, 1, 145-152.
- MADDEDU B., BETHOUX N. & STEPHAN J.-F. (1996). – Déformations et champs de contraintes récents à actuel dans les Alpes sud-occidentales : approche sismotectonique. – *Bull. Soc. géol. Fr.*, **167**, 797-810.
- MANDL G. (1987). – Tectonic deformation by rotating parallel faults : the "bookshelf" mechanism. – *Tectonophysics*, **141**, 277-316.
- MAUFFRET A., FAIL J. P., MONTADERT L., SANCHO J. & WINNOCK E. (1973). – Northwestern Mediterranean sedimentary basin from seismic reflection profile. – *AAPG Bull.*, **57**, 11, 2245-2262.
- MIGEON S., SAVOYE B. & FAUGÈRES J.-C. (2000). – Quaternary development of migrating sediment waves in the Var deep-sea fan : distribution, growth pattern, and implication for levee evolution. – *Sedim. Geol.*, **133**, 265-293.
- RÉHAULT J.P. (1981). – Evolution tectonique et sédimentaire du bassin liguro-provençal (Méditerranée occidentale). – Thèse d'Etat, Paris VI, 128 p.
- RÉHAULT J.-P., BOILLOT G. & MAUFFRET A. (1984). – The western Mediterranean Basin : geodynamical evolution. – *Mar. Geol.*, **55**, 447-478.
- RITZ J.-F. (1991). – Evolution du champs de contraintes dans les Alpes du Sud depuis la fin de l'Oligocène. Implications sismotectoniques. – Thèse de Doctorat, Univ. Montpellier II, USTL, 187 p.
- RITZ J.-F., HOANG-TRONG P., REBAI S. & PHILIP H. (1990). – Le séisme du 26 décembre 1989 en Méditerranée, au large de la Côte d'Azur : tectonique active en compression, perturbation de contraintes et inversion tectonique au niveau d'une marge continentale. – *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **310**, II, 1505-1512.
- ROHAIS S. (2002). – Synthèse géologique de la baie des Anges, mer Liguro-provençale (mer Méditerranée) : conception et exploitation d'un système d'information géographique en géologie marine. – Mémoire d'ingénieur géologue de l'IGAL, IFREMER, IGAL, Cergy Pontoise, 181, 152 p.
- ROLLET N. (1999). – Structures profondes et dynamique du bassin Liguro-provençal et de ses marges. – Thèse, Paris VI, 292 p.
- ROLLET N., DÉVERCHÈRE J., BESLIER M.-O., GUENOC P., RÉHAULT J.-P., SOSSON M. & TRUFFERT C. (2002). – Back-arc extension, tectonic inheritance and volcanism in the Ligurian Sea, western Mediterranean. – *Tectonics*, **21** (3), 10.1029/2001TC900027.
- RYAN W. B. F., HSUE K. J., CITA M. B., DUMITRICA P., LORT J. M., MAYNOC W., NESTEROFF W. D., PAUTOT G., STRADNER H. & WEZEL F. C. (1973). – Initial reports of the Deep Sea Drilling Project, covering Leg 13 of the cruises of the drilling vessel Glomar Challenger Lisbon, Portugal to Lisbon, Portugal, August-October 1970. – *Init. Repts Deep Sea Drill. Project*, **13**, Part 2, 1447.
- SAVOYE B. & PIPER J.W. (1991). – The Messinian event on the margin of the Mediterranean Sea in the Nice area, southern France. – *Mar. Geol.*, **97**, 3-4, 279-304.
- SAVOYE B. & PIPER J.W. (1993). – Quaternary sea-level change and sedimentation on the continental shelf and slope of Antibes, French Riviera. – *Geo-Mar. Lett.*, **13**, 2-8.
- SCHROETTER J.-M. (1998). – L'enregistrement sédimentaire de la déformation mio-plio-quaternaire sur la bordure ouest de l'arc de Nice : analyse morpho-sédimento-structurale. – *Géol. Alpine*, **74**, 146-149.
- SOSSON M., BOURGOIS J. & MERCIER DE LEPINAY B. (1994). – SeaBeam and deep-sea submersible Nautile surveys in the Chiclayo Canyon off Peru (7 degrees S) ; subsidence and subduction-erosion of an Andean-type convergent margin since Pliocene times. – *Mar. Geol.*, **118**, 3-4, 237-256.
- SOSSON M., GUENOC P. & L'EQUIPE CYLICE (1998). – Nouvelles contraintes géologiques sur l'évolution du bassin liguro-provençal : résultats de la campagne de plongée CYLICE (1997). – *RST 1998*, 196-197.
- SPERANZA F., VILLA I. M., SAGNOTTI L., FLORINDO F., COSENTINO D., CIPOLLARI P. & MATTEI M. (2002). – Age of the Corsica-Sardinia rotation and Liguro-Provençal spreading : new paleomagnetic and Ar/Ar evidence. – *Tectonophysics*, **347**, 4, 231-251.
- VIGLIOTTI L. & LANGENHEIM V. E. (1995). – When did Sardinia stop rotating ? New palaeomagnetic results. – *Terra Nova*, **7**, 4, 424-435.

