

# L'ESCARPEMENT APULIEN ET LE PROMONTOIRE DE CÉPHALONIE: MARGE SEPTENTRIONALE DU BASSIN IONIEN

(SYNTHÈSE DES DONNÉES DES CAMPAGNES À LA MER ESCARMED)

## Groupe Escarmed

J.M. AUZENDE, A. BAUDRIMONT, G. BIZON, P.F. BUROLLET, P. CLAIREFOND, P. COLANTONI, K. KASTENS, G. MASCLE, C. MULLER, L. MONTADERT, P. ORSOLINI, R. PERRIER, C. RAVENNE, M. TAVIANI, E. WINNOCK et J. WANNESON

S. CHARIER<sup>1</sup>, B. BIJU-DUVAL<sup>2</sup>, Y. MOREL<sup>3</sup> et S. ROSSI<sup>4</sup>

(1) 91 rue Pasteur, 44550 Montoir de Bretagne, France.

(2) IFREMER, 66 avenue d'Iéna, 75116 Paris, France.

(3) GEMONOD, BP 330, 83507 La Seyne Cedex, France.

(4) Istituto di Geologia Marina, Consiglio Nazionale delle Ricerche, via Zamboni 65, 40127 Bologna, Italie.

Cet article rassemble les données recueillies lors des campagnes Escarmed réalisées par le *Comité d'Études Pétrolières Marines (CEPM)* et le *Centre National pour l'Exploitation des Océans (CNEXO)* et les situe dans une monographie régionale dans le cadre des connaissances sur la plate-forme sous-marine des Pouilles ou plateau apulien.

On y trouvera :

- deux cartes bathymétriques à 1/100 000, détaillées du rebord sud du plateau apulien et de l'escarpement de Céphalonie;
- une analyse de la morphologie de ces escarpements, essentiellement contrôlée par la tectonique active et une érosion considérable des falaises carbonatées;
- un rappel des données sismiques et stratigraphiques qui montrent une subsidence de ce domaine durant tout le Crétacé supérieur;
- une discussion sur l'histoire de ces reliefs, très différente des autres marges de la mer Ionienne; en particulier, on verra que la tectonique décrochante déterminée par la géodynamique globale de la Méditerranée joue un rôle majeur et que la subsidence tertiaire s'accroît considérablement vers le domaine ionien profond.

THE APULIAN SCARP AND THE CEPHALONIAN PROMONTORY: NORTHERN MARGIN OF THE IONIAN BASIN (SYNTHESIS OF DATA FROM THE ESCARMED OFFSHORE CAMPAIGNS)

This article contains the data gathered during the Escarmed campaigns carried out by the *Comité d'Études Pétrolières Marines (CEPM)* and the *Centre National pour l'Exploitation des Océans (CNEXO)* and situates their interpretation within the framework of what is known about the Apulian subsea platform or the Apulian plateau.

It includes:

- (a) Two 1:100,000th bathymetric maps giving details of the southern rim of the Apulian plateau and the Cephalonian scarp.

(b) An analysis of the morphology of these scarps, mainly governed by the active tectonics and considerable erosion of the carbonate cliffs.

(c) A review of seismic and stratigraphic data showing a subsidence of this domain during the entire late Cretaceous.

(d) A discussion of the history of these reliefs, which are very different from the other margins of the Ionian Sea; in particular, it is shown that the transcurrent-fault tectonics determined by the overall geodynamics of the Mediterranean has played a major role and that Tertiary subsidence increases considerably toward the deep Ionian domain.

ESCARPADURA APULIANA  
 Y PROMONTORIO DE CEFALONIA :  
 MARGEN SEPTENTRIONAL DE LA CUENCA JONICA  
 (SINTESIS DE LOS DATOS DE LAS CAMPAÑAS  
 ESCARMEDI EFECTUADAS EN EL MAR)

El presente artículo reúne los datos obtenidos durante las campañas Escarmed que llevaron a cabo el *Comité de Estudios Petroleros Marinos (CEPM)* y el *Centro Nacional para la Exploración de los Océanos (CNEXO)* y los sitúa en una monografía regional en el marco de los conocimientos conseguidos relativos a la plataforma submarina de Pullas o meseta apuliana.

Dicho artículo incluye :

— dos mapas batimétricos detallados, a escala de 1:100 000, del borde sur de la meseta apuliana y de la escarpadura de Cefalonia,

— un análisis de la morfología de dichas escarpaduras, controlada principalmente por la tectónica activa y una erosión considerable de los acantilados carbonatados,

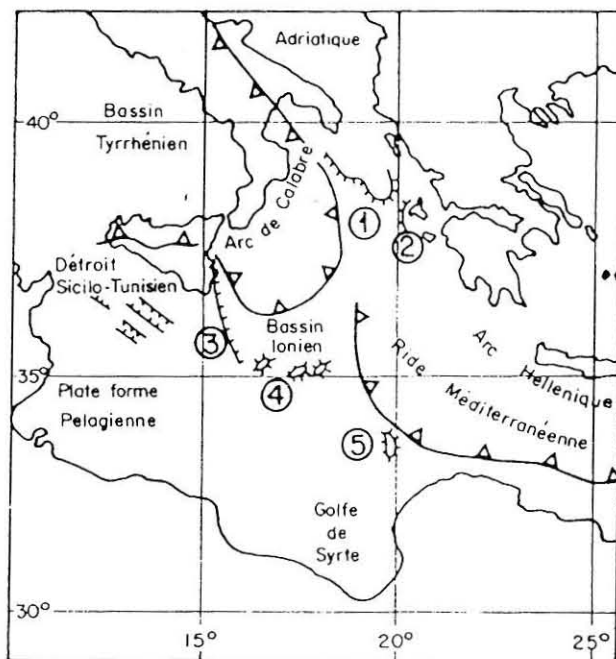
— un resumen de los datos sísmicos y estratigráficos que muestran una subsidencia de esta zona durante todo el Cretáceo superior,

— una discusión acerca de la historia de estos relieves, que difiere considerablemente de la historia de los demás márgenes del mar Jónico. Concretamente se observará que la tectónica de escarpe, determinada por la geodinámica global del Mediterráneo, desempeña un papel primordial y que la subsidencia terciaria aumenta considerablemente hacia el área jónica profunda.

## 1 INTRODUCTION

La reconstitution de l'histoire géologique des escarpements de la mer Ionienne (Méditerranée orientale) est un des éléments clés pour la compréhension de l'évolution des bassins méditerranéens. Tout récemment, plusieurs monographies ont fait le point sur les données actuelles concernant le détroit siculo-tunisien (Biju-Duval *et al.*, 1985), le plateau Cyrénien (Biju-Duval *et al.*, 1987), les Monts de Médine et l'Escarpement de Malte (Charier *et al.*, 1987) qui constituent les rebords du bassin profond à l'ouest et au sud de la mer Ionienne. Une large part du bassin ionien profond est affectée au nord-ouest (cône de Messine) et au sud-est (ride méditerranéenne) par des structures tectoniques liées au développement externe des arcs calabrais et égéen (Biju-Duval *et al.*, 1977; Finetti, 1986...).

A l'extrémité nord, le bassin profond communique avec les bassins de Tarente-Molise (ou fosse bradanique) qui borde l'Appennin externe par un



① Rebord méridional du Plateau Apulien ② Escarpement de Céphalonie  
 ③ Escarpement de Malte ④ Monts de Médine ⑤ Plateau Cyrénien

Figure 1

Localisation de la zone d'étude et des autres escarpements ioniens.

*Situation of the zone examined and of the other Ionian scarps.*

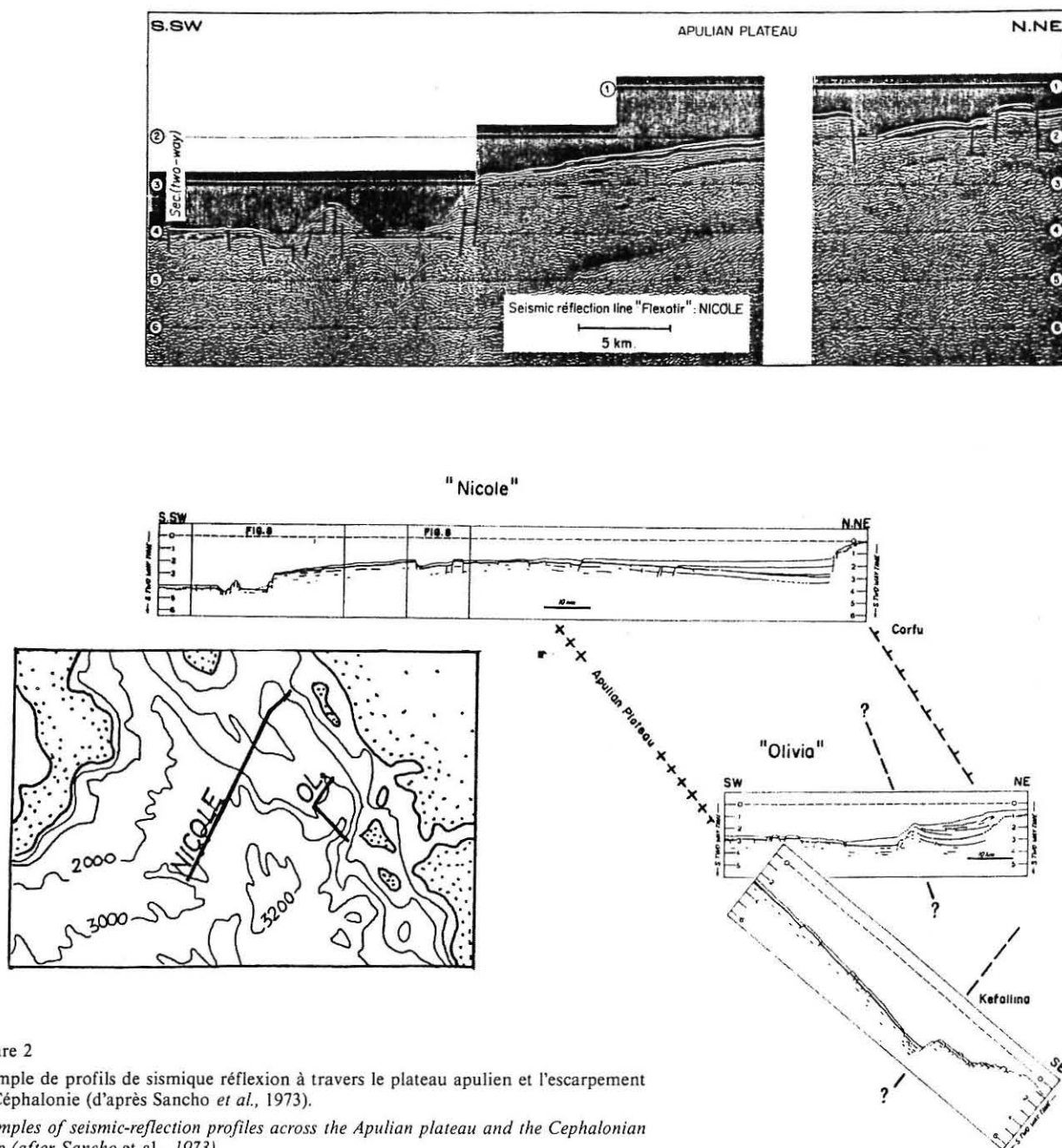


Figure 2  
 Exemple de profils de sismique réflexion à travers le plateau apulien et l'escarpement de Céphalonie (d'après Sancho *et al.*, 1973).  
 Examples of seismic-reflection profiles across the Apulian plateau and the Cephallonian scarp (after Sancho *et al.*, 1973).

sillon étroit, à plus de 3 000 m de profondeur. Cette dépression est immédiatement bordée à l'est nord-est par un escarpement spectaculaire, l'**escarpement apulien** qui délimite le plateau apulien « **ride apulienne** » ou encore « **dorsale apulienne** » (Charier, 1985; Auroux *et al.*, 1985) (fig. 1).

Le plateau apulien est le prolongement sous-marin de la plate-forme apulienne ou péninsule des Pouilles (avant-pays carbonaté de la chaîne apenninique); sa direction générale est

NW-SE. Il est séparé des îles ioniennes, Céphalonie et Xanthe, par le chenal de Céphalonie de direction NNE-SSW, clairement marqué dans la bathymétrie. Classiquement, ces îles, à bâti mésozoïque légèrement plissé, définissent dans la géologie des Hellénides la zone « pré-apulienne » (Aubouin *et al.*, 1980), c'est-à-dire leur parenté avec la plate-forme apulienne.

Deux profils de sismique réflexion (fig. 2) réalisés par l'*Institut Français du Pétrole (IFP)* et

la *Société Nationale des Pétroles d'Aquitaine (SNPA)* lors d'une campagne en Méditerranée orientale dès 1970 permettent de préciser (voir Sancho *et al.*, 1973) :

— la dissymétrie du plateau apulien qui sépare deux ensembles : au nord-est la partie méridionale de la mer Adriatique (bassin subsidé de Corfou) où les épaisseurs de sédiments tertiaires peuvent être importantes; au sud-ouest, la mer Ionienne, plus profonde. La marge adriatique montre une phase tectonique importante du Miocène supérieur suivie d'une subsidence progressive du bassin. Par contre, la marge ionienne, escarpement très abrupt de 2 000 m de dénivelée environ, existait bien au Messinien (absence d'évaporites sur le plateau) mais les accidents qui la délimitent sont sans doute témoins d'une tectonique plus active; ils sont l'objet de l'étude présentée ici;

— la continuité de la plate-forme apulienne avec le plateau sous-marin, avec un bâti mésozoïque rigide et une faible couverture tertiaire et la parenté sismique avec le rebord de Céphalonie confirment sans doute la similitude des faciès entre zone apulienne et pré-apulienne;

— l'existence de grands accidents normaux (jusqu'à près de 1 000 m de rejet vertical) sur la bordure ionienne du plateau et entre celui-ci et l'île de Céphalonie.

En 1973, Finetti et Morelli apportent de nouvelles données géophysiques. La carte magnétique ne montre aucune anomalie significative et la carte gravimétrique ne met en évidence que de légères anomalies négatives probablement en relation avec des épaisissements sédimentaires cénozoïques. Une structure de marge passive au Mésozoïque est proposée (Morelli *et al.*, 1975) mais dans cette zone il n'existe que peu de preuves; d'autres arguments en faveur de cette hypothèse sont visibles sur les autres escarpements ioniens où l'on constate un approfondissement au Crétacé supérieur (escarpement de Malte — Monts de Médine, Charier *et al.*, 1987). Les premières données géophysiques et stratigraphiques détaillées concernant la « dorsale sous-marine des Pouilles » ont été publiées par le groupe de géologie marine du *Consiglio Nazionale delle Ricerche* de Bologne qui avait effectué en 1975 une mission de dragages et une abondante sismique (Rossi et Borsetti, 1975-1977). Les résultats sont particulièrement

importants, en particulier avec la caractérisation de carbonates de plate-forme d'âge Albo-Céno-manien et toute une série complète à partir du Pliocène inférieur avec un faciès comparable au « Trubi » de Sicile jusqu'à l'Actuel. Puis la mission Eastward (Ryan *et al.*, 1978) a exploré la marge ionienne de la ride (zone de la carte *Seabeam*) entre -3 580 m et -1 994 m. Cinq dragages ont été réalisés qui ont permis de recueillir plusieurs échantillons d'âge Crétacé, ce qui confirme la présence à l'affleurement de séries mésozoïques.

Dans le cadre du projet Escarmed, mené par le *CEPM* avec le *CNEXO*, l'étude de l'escarpement apulien dominant le bassin ionien profond devait prendre une place comparable à celle des autres escarpements pour la compréhension de l'évolution géologique du bassin profond et de ses marges (voir Biju-Duval *et al.*, 1982). L'objectif principal était évidemment l'établissement d'une coupe stratigraphique de l'escarpement pour en déduire l'évolution sédimentaire et tectonique au cours de son histoire.

Au cours du projet Escarmed, deux missions ont été d'abord réalisées en 1980 :

— l'une (Escarmed 1) <sup>(1)</sup> pour la réalisation de la carte *Seabeam* et quelques dragages (3);

— l'autre (Escarmed 2) <sup>(2)</sup> pour explorer en détail cet escarpement à l'aide de quatre plongées avec le submersible *Cyana* (CY 80-18, 19, 20 et 21). Ces plongées ont permis, avec les données précédentes, d'établir une colonne stratigraphique approximative.

Ces données ont été depuis complétées par deux missions italiennes :

— l'une de sismique en 1981-1982 par l'*Osservatorio Geofisico Sperimentale (OGS)* de Trieste (Finetti *et al.*, 1981);

— l'autre de l'*IGM-CNR (Istituto di Geologia Marina-Consiglio Nazionale delle Ricerche)* de Bologne en 1982 (mission GR 82) qui a complété la couverture de sismique réflexion et prélevé de nombreux échantillons dont du Paléocène rema-

(1) Participaient à la mission : Y. Morel, B. Biju-Duval, J.M. Auzende, A. Baudrimont, A. Gubian, K. Kastens, M. Taviani, N. Lyberis, M. Doisnel, J. Laguna, G. Lenzini, B. Petitperrin, J. Brac, H. Chollier, B. Georgeot, J. Quentel, J.P. Le Formal, H. Pelle, C. Edy, A. Normand, J. Prud'homme.

(2) Participaient à la mission : B. Biju-Duval, Y. Morel, A. Baudrimont, P.F. Burrollet, P. Clairefond, P. Colantoni, G. Mascle, L. Montadert, P. Orsolini, R. Perrier, C. Ravenne et E. Winnock.



nié et du Miocène moyen. Ces travaux, combinés avec ceux du *Laboratoire de Géodynamique Sous-Marine de Villefranche-sur-Mer*, ont précisé la géologie de cet ensemble à terre comme en mer (Masclé *et al.*, 1984; Borsetti *et al.*, 1984).

Auroux (1984) publie dans sa thèse une esquisse structurale (fig. 3) qui synthétise l'ensemble de ces données reprises également par Charier (1985) et par Auroux *et al.* (1985).

L'étude effectuée par le Groupe Escarmed a porté essentiellement sur la stratigraphie et la morphogenèse de l'escarpement. Ce sont de nouvelles données dans la reconstitution de l'histoire

de cette marge et donc dans celle du bassin ionien qui sont présentées ici.

## 2 DONNÉES MORPHOLOGIQUES

### 2.1 Bathymétrie

#### 2.1.1 Apulie

La carte *Seabeam* (planche hors-texte<sup>(3)</sup>) à 1/100 000 constitue un document bathymétrique précis du rebord du plateau apulien.

(3) Insérée dans une pochette à la fin de ce numéro.

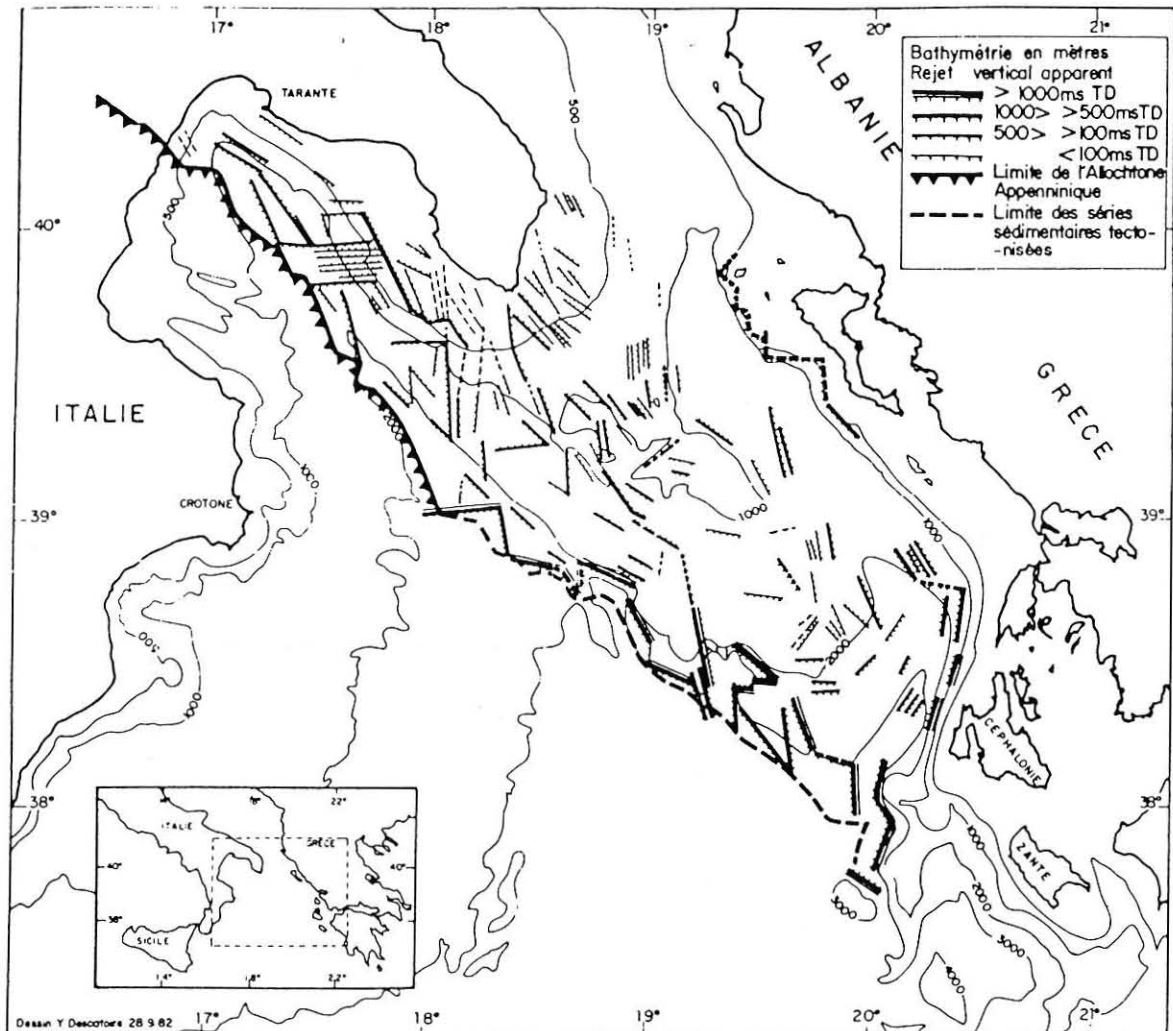


Figure 3  
 Esquisse structurale du plateau apulien et de ses marges (d'après Auroux, 1984).  
 Structural sketch of the Apulian plateau and its margins (after Auroux, 1984).

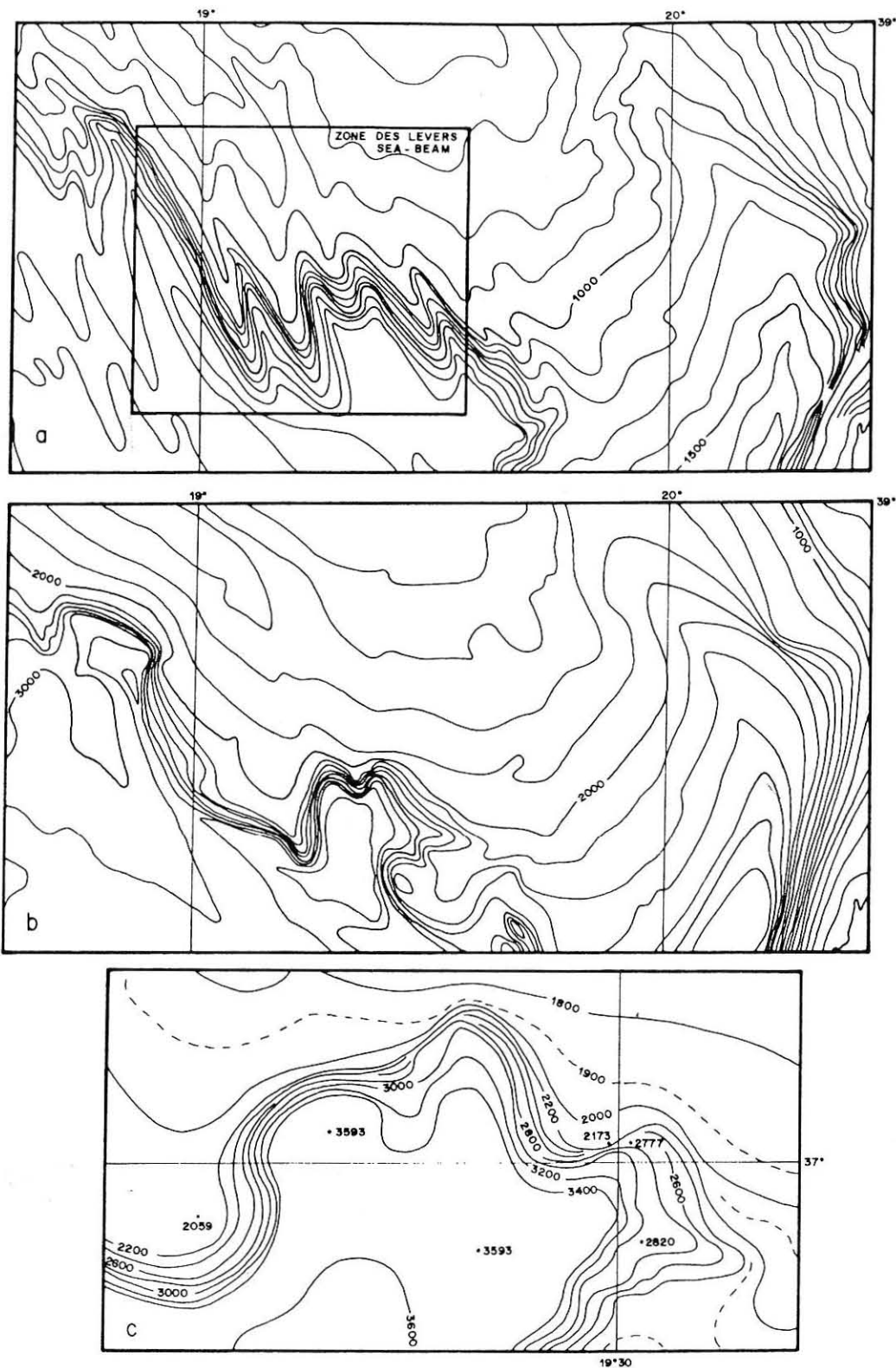


Figure 4

Comparaison des données bathymétriques de la région antérieures aux campagnes Escarmed :

**a.** Américaine (*Defence Mapping Agency Hydrographic Center*). **b.** Italienne (*CNR Bologna*). **c.** Allemande (*Technical University Munich*).

*Comparison of bathymetric data on the region prior to the Escarmed campaigns:*

**(a)** US (*Defence Mapping Agency Hydrographic Center*). **(b)** Italian (*CNR Bologna*). **(c)** German (*Technical University of Munich*).

L'intérêt de ces levés précis, utiles pour les plongées ultérieures, est essentiel pour l'étude de la morphogénèse d'un relief aussi complexe.

En effet, la carte *Seabeam* a montré l'importance des modelés d'érosion : de très nombreuses formes en cirques, amphithéâtres ou canyons séparés par des promontoires plus ou moins aigus, modèlent l'ensemble de cette marge. Elles en atténuent l'orientation « structurale » NW-SE attendue d'après les cartes bathymétriques précédentes (fig. 4).

Le plateau à pente douce vers le SW (3-4°) s'interrompt brusquement au bord d'une falaise très raide qui s'étage de - 1 900/2 200 m à - 3 000/3 500 m avec une pente moyenne de 20° mais pouvant aller localement de 45 à 60°, ces abrupts correspondant bien alors à des accidents cassants (fig. 5 et 6).

Le réseau des thalwegs est dense et entaille la falaise sur toute sa hauteur; les vallées sont en auge ou en « V » induites alors par la structure (tracé rectiligne, parois rectilignes et raides).

A la confluence de plusieurs vallées, on peut observer des cirques découpés dans la falaise (4-5 km de diamètre) comparables à ceux déjà décrits sur l'escarpement de Malte (Biju-Duval *et al.*, 1982, 1983B). Mais ici ce phénomène est accentué et la coexistence de plusieurs cirques offre l'aspect de véritables amphithéâtres (20 km de diamètre au SE du levé); l'origine et le processus de cette érosion posent encore des problèmes comme nous le verrons plus loin (fig. 7).

Les replats sur la pente sont peu nombreux et de surface limitée. La pente est d'ailleurs assez homogène sauf au niveau de l'amphithéâtre principal (au SE de la carte) où elle est nettement plus raide au sommet.

La base des escarpements est généralement très raide, sans raccord en glacis avec la plaine abyssale. Seules au pied des cirques, des dunes sédimentaires rappellent les phénomènes de *splash-pool* décrits sur l'escarpement de Malte (planche hors texte de l'article et Biju-Duval *et al.*, 1983B).

A l'ouest de la carte *Seabeam*, nous constatons l'étroitesse de la plaine abyssale (environ 1 km), le cône de Calabre venant pratiquement buter contre le rebord de l'escarpement (fig. 8).

Une étude quantitative des directions morphologiques et de leur lien avec les directions structurales a été faite (Charier, 1985). Sur les rosettes de

fréquence, quatre grandes familles de directions se dessinent : 50-75°, 0°, 100° et 140-165°. Les distinctions nettes et la comparaison avec les données structurales des plongées nous confortent dans l'hypothèse de leur origine structurale (fig. 9).

### 2.1.2 Escarpement de Céphalonie

La zone levée au *Seabeam* (planche hors-texte<sup>(4)</sup>) est d'environ 300 km<sup>2</sup> et de profondeur allant de - 800 m à - 3 600 m. L'examen de la morphologie de ce promontoire permet de dégager quelques traits bien spécifiques :

- la raideur des pentes, quasi générale de la plaine abyssale jusqu'au replat (fig. 10 et 11);
- l'absence de figures d'érosion comparables à la zone apulienne, par exemple : peu d'entailles en thalwegs à l'exception du canyon oriental et du vallon méridional.

D'une analyse plus détaillée, nous retiendrons :

- l'existence d'un axe N-S prolongé vers le sud par un replat orienté N 125° culminant à - 780 m;
- au nord, un escarpement très raide s'étageant entre - 1 600 m et - 3 300 m, orienté N 70° avec un contact brutal sur la plaine abyssale (« vallée adriatique ») très peu large (5-7 km);
- dans la partie occidentale, la marge N-S un peu moins linéaire que la partie nord, marquée par des ressauts et quelques replats; un glacis existe au pied;
- au sud/sud-ouest, la structure du promontoire est compliquée par l'apparition d'accidents d'orientation E-W, N-S et N 125°; la pente descend jusqu'à - 3 360 m dans la prolongation des fosses helléniques.

L'ensemble de ces caractères permet de dire que l'essentiel de la morphologie du promontoire est dû à un système faillé probablement très récent, à peine entaillé par l'érosion.

## 2.2 Données de la sismique réflexion

Les données géophysiques des campagnes Escarmed sont extrêmement réduites et n'apportent pas d'éléments complémentaires significatifs à l'interprétation de la morphologie du plateau apulien et de son rebord méridional. Par contre, comme nous le verrons plus loin, les données

(4) Insérée dans une pochette à la fin de ce numéro.

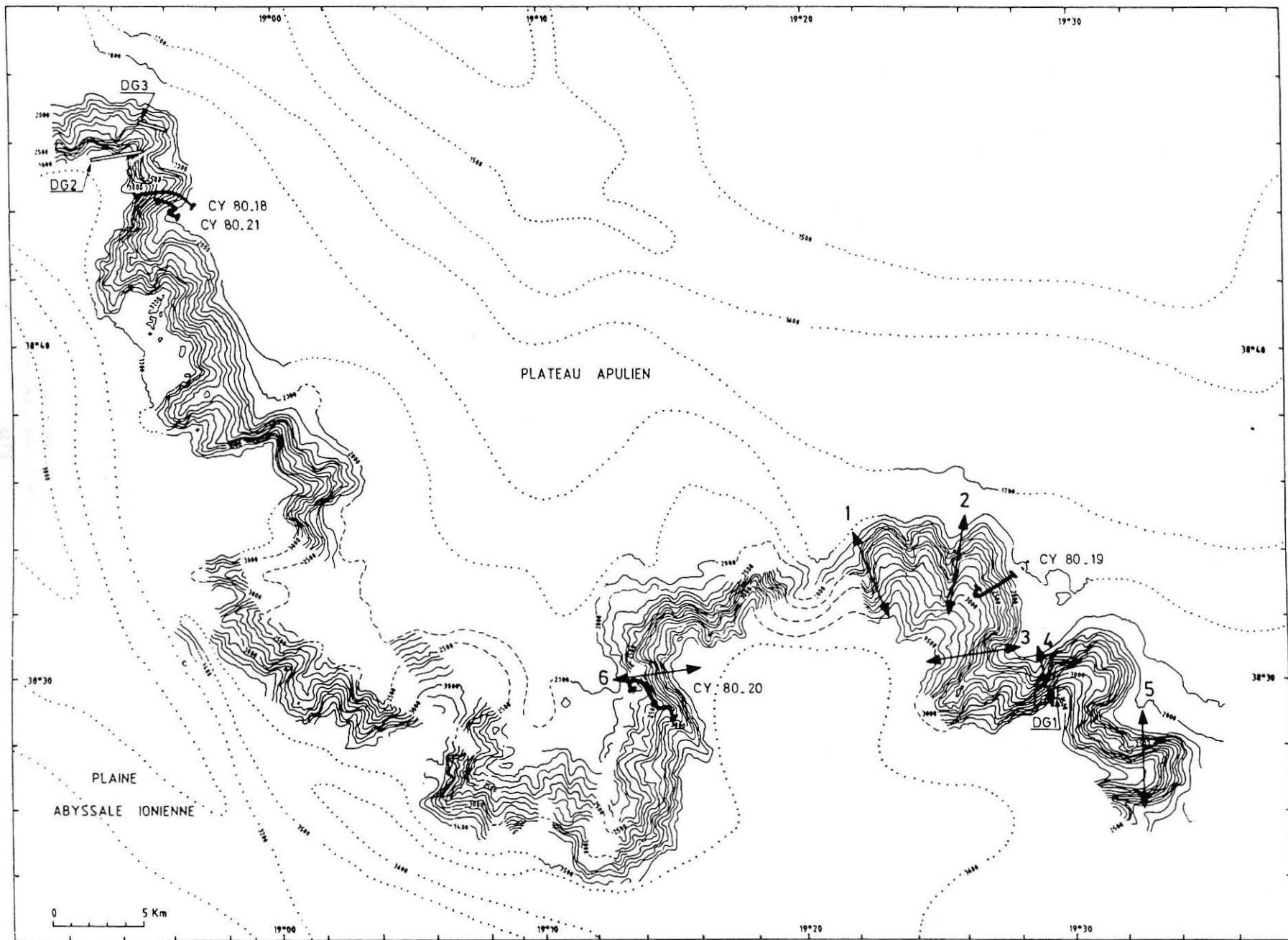


Figure 5

Bathymétrie simplifiée de l'escarpement apulien (d'après la planche hors-texte) et localisation des observations détaillées : coupes topographiques (flèches), dragages (DG) et plongées en soucoupe *Cyana* (CY 80). Equidistance des courbes : 100 m. Pointillé : Bathymétrie non levée au *Seabeam*.

*Simplified bathymetry of the Apulian scarp (from inset plate and situation of detailed observations: topographic cross-section (arrows), dredging (DG) and dives by the Cyana saucer (CY 80). Equidistance of curves = 100 m. Dotted = unsurveyed Seabeam bathymetry.*



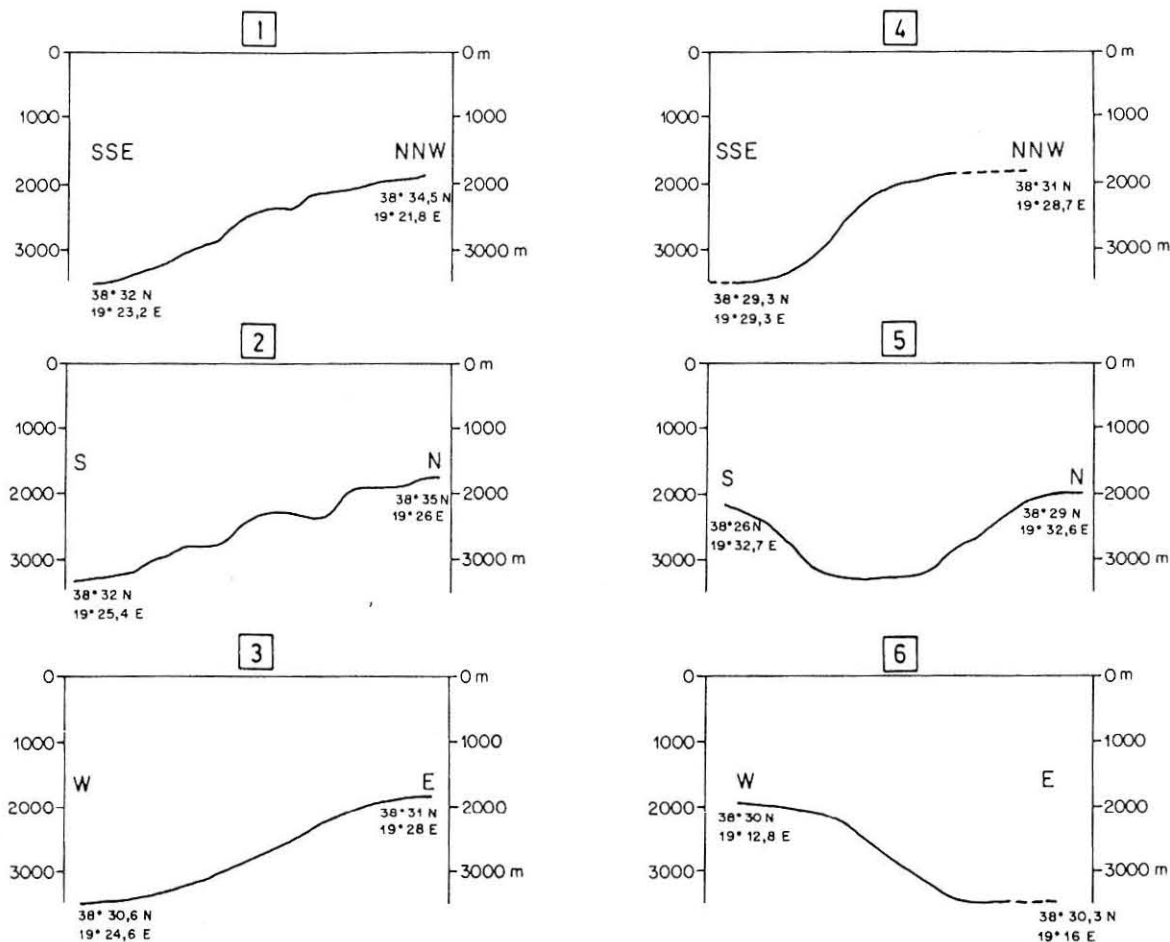


Figure 6  
 Coupes topographiques du rebord méridional du plateau apulien (position sur la fig. 5).  
 Topographic cross-sections of the southern rim of the Apulian plateau (position in Fig. 5).

sismiques réalisées par les équipes de Bologne et de Villefranche (Auroux *et al.*, 1985) montrent bien que cette arche est découpée par une série de horsts et de grabens. La morphologie actuelle est nettement contrôlée par la structure tectonique et le jeu de failles contrôle la répartition de la couverture sédimentaire et affecte les sédiments les plus récents selon des rejets variables. Différents segments ont été définis par Auroux *et al.* (1985). La raideur de l'escarpement de Céphalonie est effectivement due à l'existence de failles à rejets très importants (fig. 12).

### 2.3 Données des plongées

Quatre plongées ont été effectuées sur le rebord du plateau apulien permettant de dresser quatre

coupes lithologiques dont la description détaillée sera faite ci-après. Deux observations importantes ont été faites :

- la subhorizontalité des couches sédimentaires, confirmant les données de sismique réflexion;
- la correspondance entre les ressauts et les plans de faille.

Mais du point de vue morphologique proprement dit, on a constaté le rôle de la nature de l'affleurement sur l'inclinaison de la pente : calcaires massifs pour les pentes raides et calcaires finement lités pour les pentes plus douces. Par rapport à la carte *Seabeam*, les pentes raides sont en fait une succession de « marches » plus ou moins hautes que le document *Seabeam* n'exprime pas dans le détail. L'envasement est observé dès

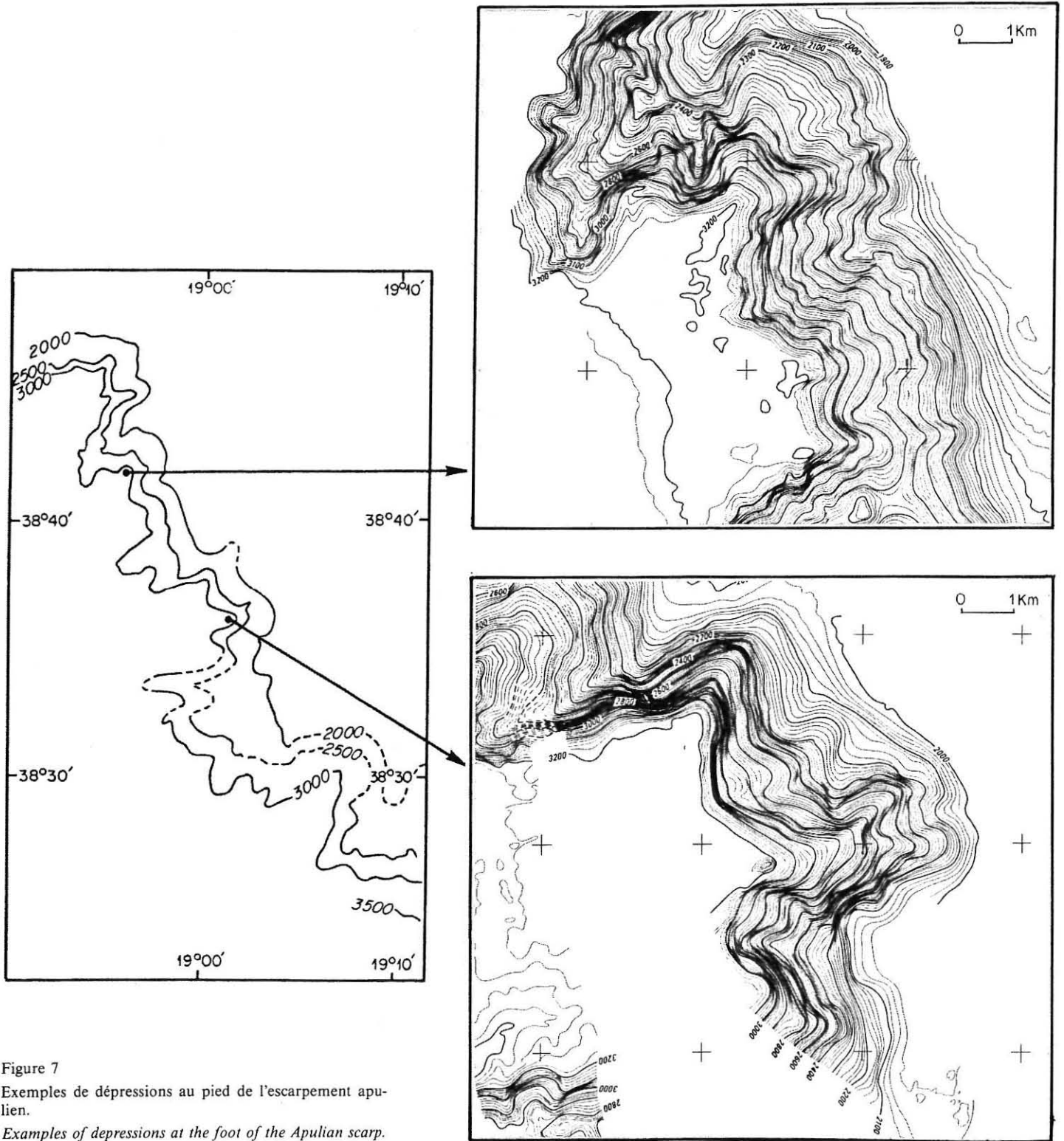


Figure 7  
Exemples de dépressions au pied de l'escarpement apulien.  
*Examples of depressions at the foot of the Apulian scarp.*

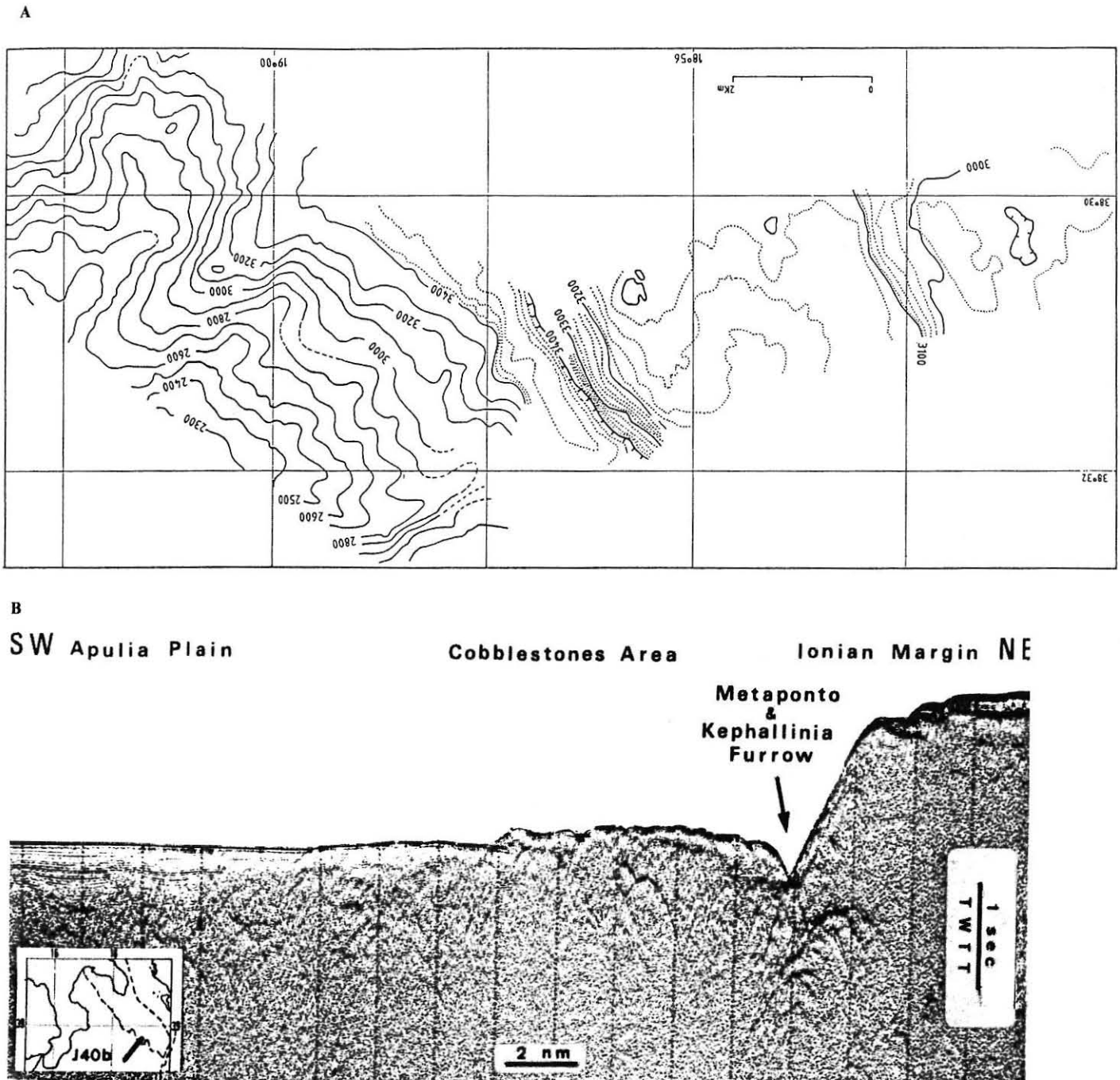


Figure 8  
 Étroitesse de la plaine abyssale entre l'escarpement apulien et la zone des cobblestones :  
**A.** Détail de levé *Seabeam*. **B.** Profil sismique J40b (d'après Mascle *et al.*, 1984).  
 Narrowness of the abyssal plain between the Apulian scarp and the cobblestone zone:  
**(A)** Detail of *Seabeam* survey. **(B)** Seismic profile J40b (after Mascle *et al.*, 1984).

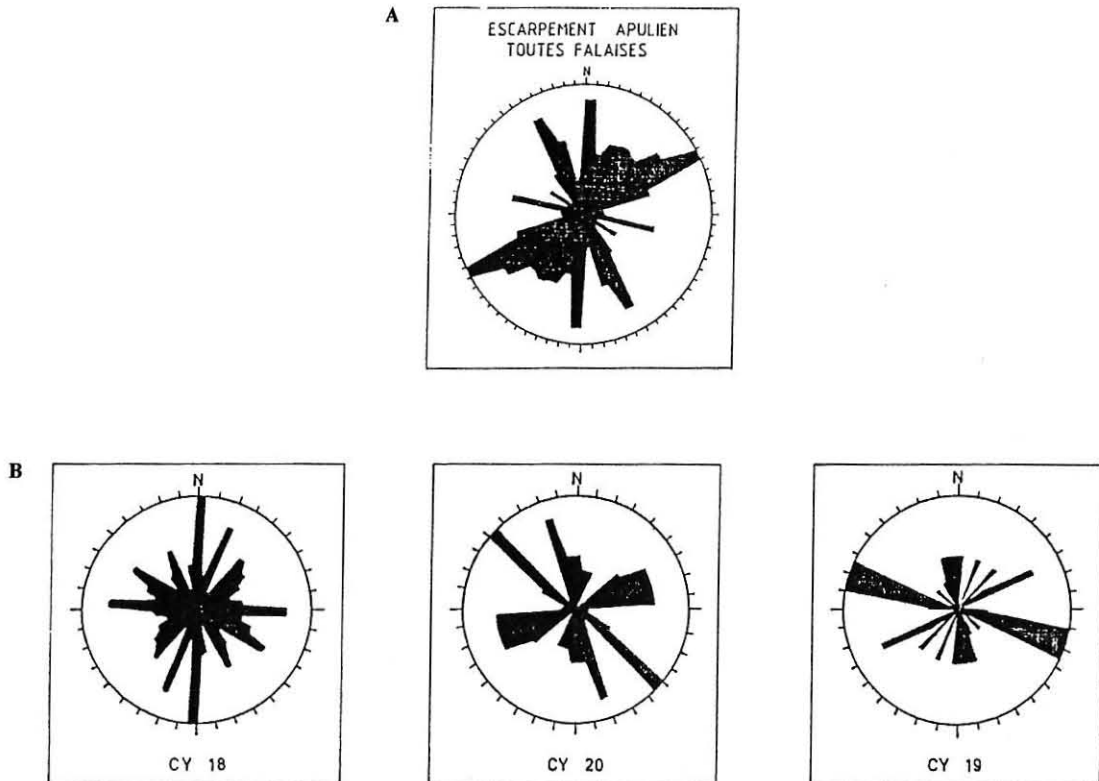


Figure 9

Comparaison des orientations :

A. De la morphologie (d'après *Seabeam*). B. Des données structurales (relevées au cours des plongées).

Comparison of trends:

(A) Of the morphology (after *Seabeam*). (B) Of structural data (surveys during dives).

que la pente devient moins raide; c'est le siège de bioturbations importantes et d'encroûtements fauniques (Coraux et Serpules morts).

La vase et les affleurements rocheux sont souvent moulés par un encroûtement micritique récent, fréquemment observé en Méditerranée orientale et posant encore des problèmes quant à son origine (Allouc, 1986).

Divers processus d'érosion ont été relevés au cours des plongées :

- phénomènes gravitaires : niches d'arrachement, blocs éboulés, couloirs de ravinement, etc.;
- phénomènes cursitaires : courants (ressentis en soucoupe), rides sédimentaires, accumulations ponctuelles de coquilles vides;
- phénomènes chimiques : affleurements rocheux à aspect karstique ou corrodé tel que cela a déjà été décrit pour l'escarpement de Cyrène

(Biju-Duval *et al.*, 1987). S'agit-il du même phénomène d'érosion qui est à l'origine des grands cirques observés sur la carte *Seabeam*? Le problème a déjà été posé et en partie résolu pour l'escarpement de Malte (Charier *et al.*, 1987), où nous avons opté pour une dissolution karstique « sous-marine » des calcaires par circulation d'eaux plus ou moins salines dans la falaise. Ici la dissolution affecterait alors des ensembles dolomitiques (voir plus loin). Comme nous l'avons signalé, il apparaît intéressant de re-situer cette possibilité de dissolution de falaises carbonatées, en tenant compte des données océanographiques les plus récentes, qui permettent d'identifier le rôle de circulation de fluides le long des marges continentales. La question posée est celle de l'âge possible pour une telle dissolution (voir plus loin).

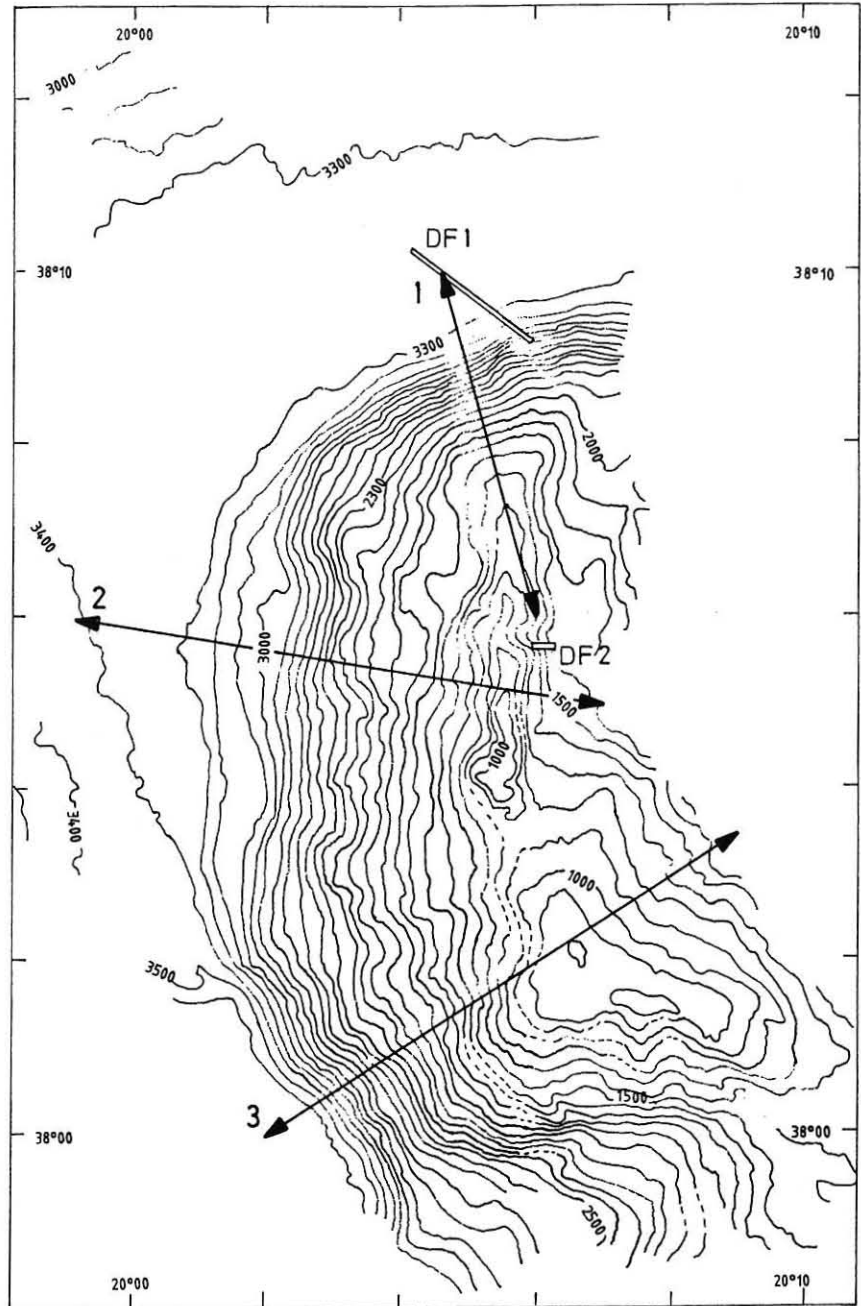


Figure 10

Bathymétrie simplifiée de l'escarpement de Céphalonie (d'après la planche hors-texte) et localisation des observations détaillées : coupes topographiques (flèches) et dragages (DF).

Equidistance des courbes : 100 m.

*Simplified bathymetry of the Cephallonian scarp (after inset plate) and situation of detailed observations: topographic cross-sections (arrows) and dredging (DF).*  
Equidistance of curves = 100 m.



L'ensemble de ces processus d'érosion a joué sur des reliefs d'origine tectonique; la datation de la superposition de ces différentes actions paraît primordiale.

Finalement, on retiendra (fig. 13) que l'escarpement ne présente aucun caractère d'aggradation lié au transit et à la progradation de sédiments; la raideur des pentes est d'ailleurs telle que tout transport latéral conduit directement à la plaine

abyssale. A l'exception de quelques paquets glissés par action gravitaire et d'un très faible recouvrement de vases pélagiques et hémipélagiques récentes, l'escarpement est principalement dénudé, façonné par la tectonique et les processus d'érosion qui conduisent à un recul de la plateforme carbonatée.

Aucune plongée n'a été réalisée sur l'escarpement de Céphalonie.

L'ESCARPEMENT APULIEN ET LE PROMONTOIRE DE CÉPHALONIE  
MARGE SEPTENTRIONALE DU BASSIN IONIEN  
(SYNTHÈSE DES DONNÉES DES CAMPAGNES À LA MER ESCARMEDE)

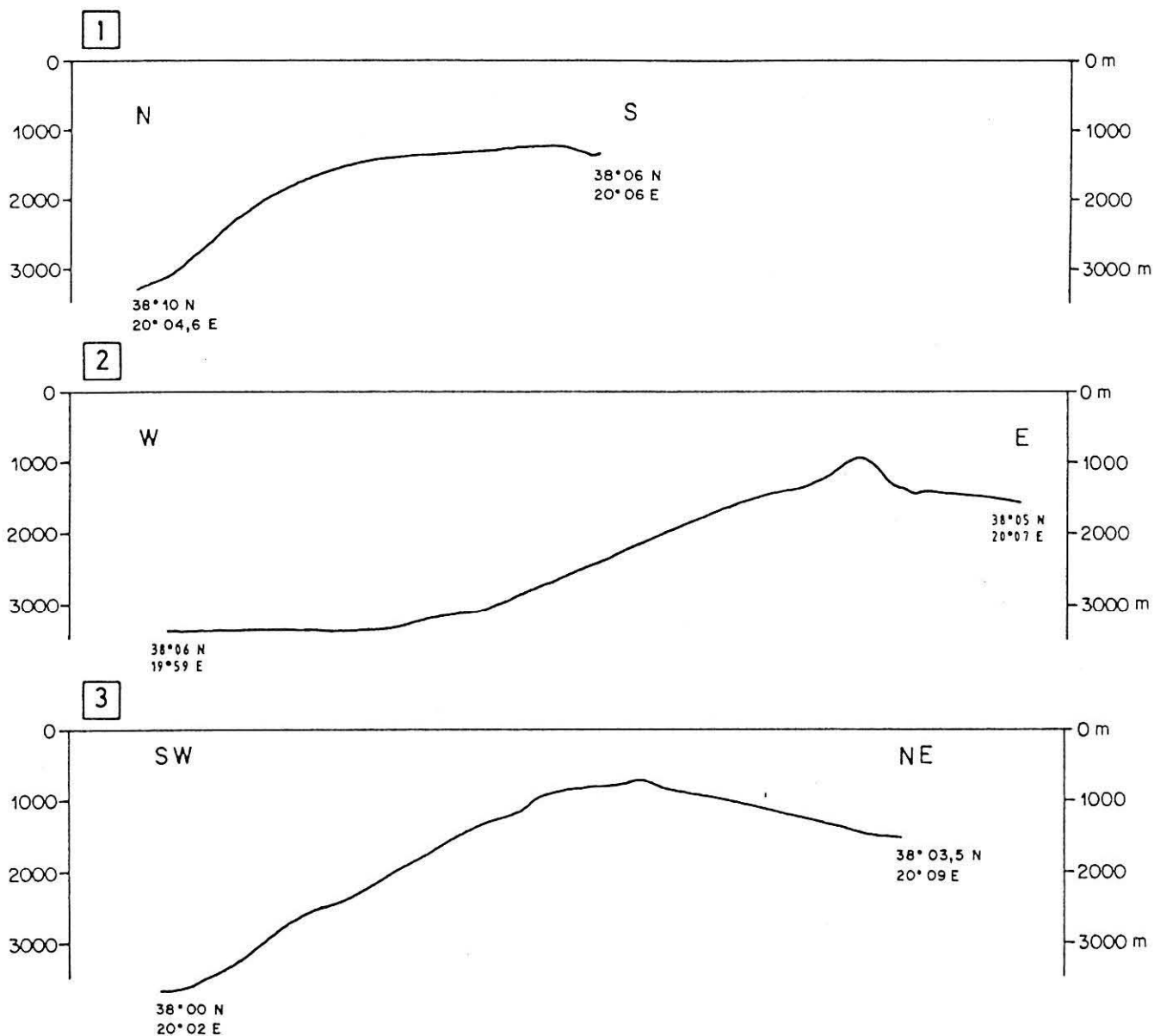


Figure 11  
Coupes topographiques de l'escarpement de Céphalonie (position sur la fig. 10).  
*Topographic cross-sections of the Cephalonian scarp (position in Fig. 10).*

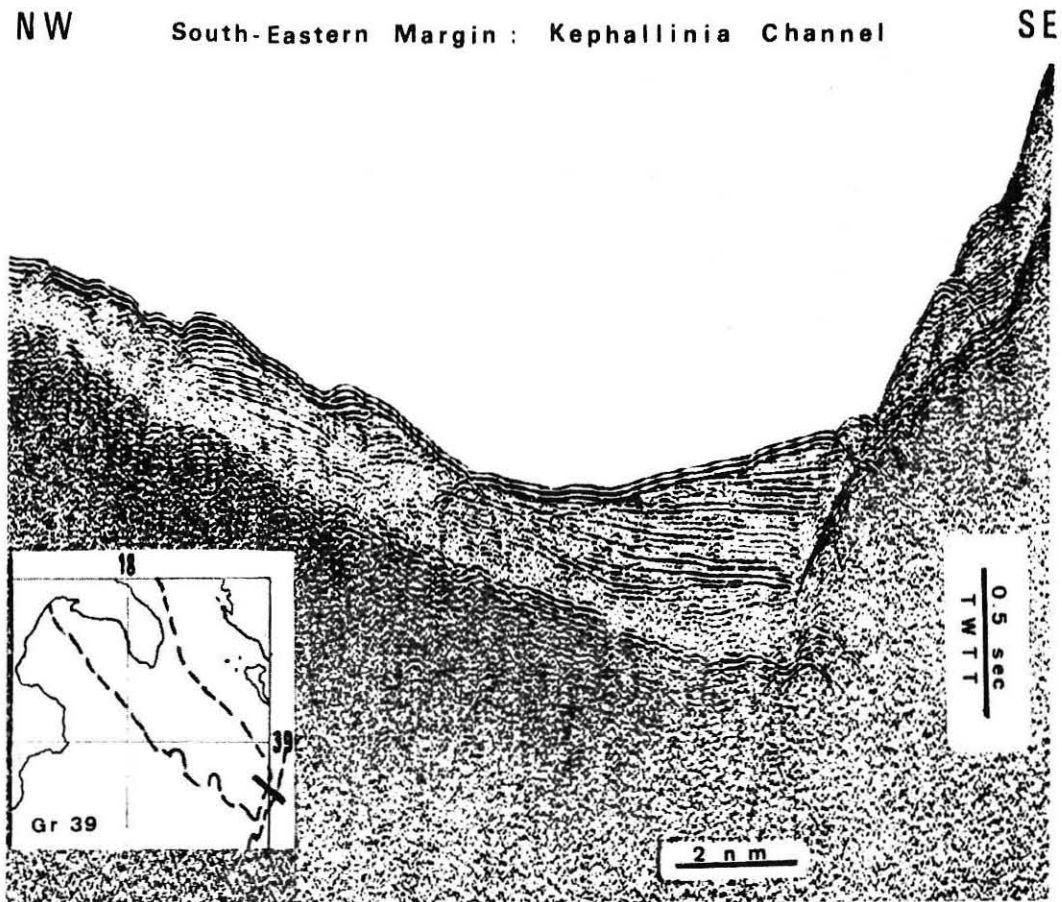


Figure 12

Exemple de profil sismique à travers le chenal de Céphalonie (d'après Mascle *et al.*, 1984). Noter l'allure en prisme de la formation plio-quaternaire.

*Example of seismic profile across the Cephallonian channel (after Mascle et al., 1984). Note the prism configuration of the Plio-Quaternary formation.*

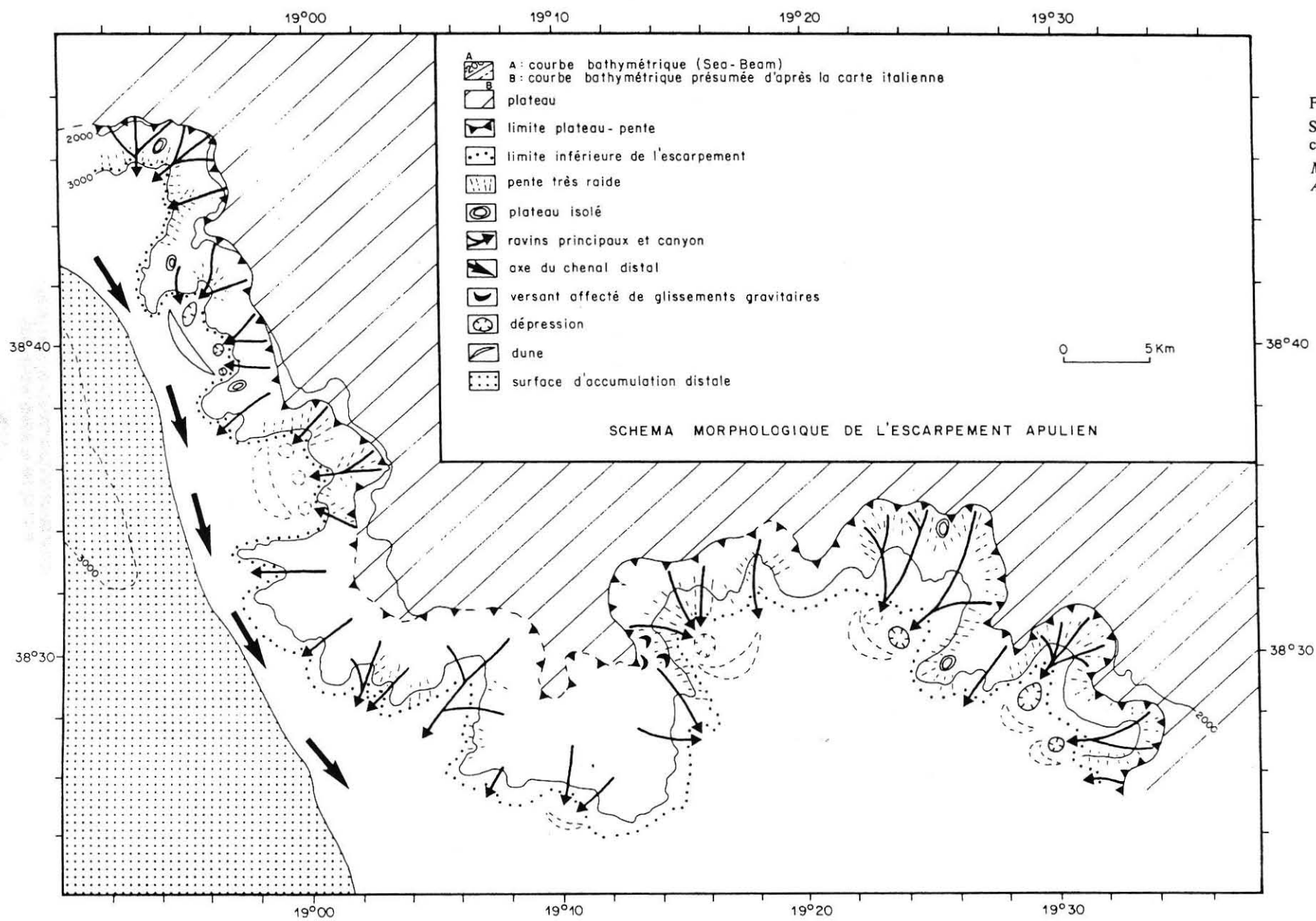


Figure 13  
 Schéma morphologique de l'escarpement apulien.  
*Morphological diagram of the Apulian scarp.*



### 3 DONNÉES GÉOPHYSIQUES

Les cartes des figures 14 et 15 montrent qu'aucune anomalie magnétique importante n'a été décelée dans l'ensemble de la zone apulienne, aussi bien sur le rebord du plateau apulien que le long de l'escarpement de Céphalonie.

La figure 16 illustre la structure interne de la plate-forme sous-marine apulienne. En reprenant les données publiées (Auroux *et al.*, 1985), on résumera l'essentiel des données actuelles ainsi :

— d'après l'analyse des différentes séquences sédimentaires récentes, plusieurs périodes distensives affectent le Plio-Quaternaire (essentiellement fini-calabrienne et récente à actuelle); on notera qu'à terre les premiers événements distensifs débutent au Pliocène moyen (Baldassare *et al.*, 1978);

— les accidents les plus importants limitent une série d'âge Oligo-Miocène selon des directions difficiles à préciser;

— la dissymétrie du plateau est plus accentuée au sud qu'au nord (fig. 17), ce qui se traduit bien dans l'épaisseur des sédiments récents (fig. 18).

### 4 DONNÉES STRATIGRAPHIQUES

Trois dragages (DG 1, 2 et 3) et quatre plongées (CY 80-18, 19, 20 et 21) ont été réalisés sur le rebord apulien. Malheureusement, les difficultés

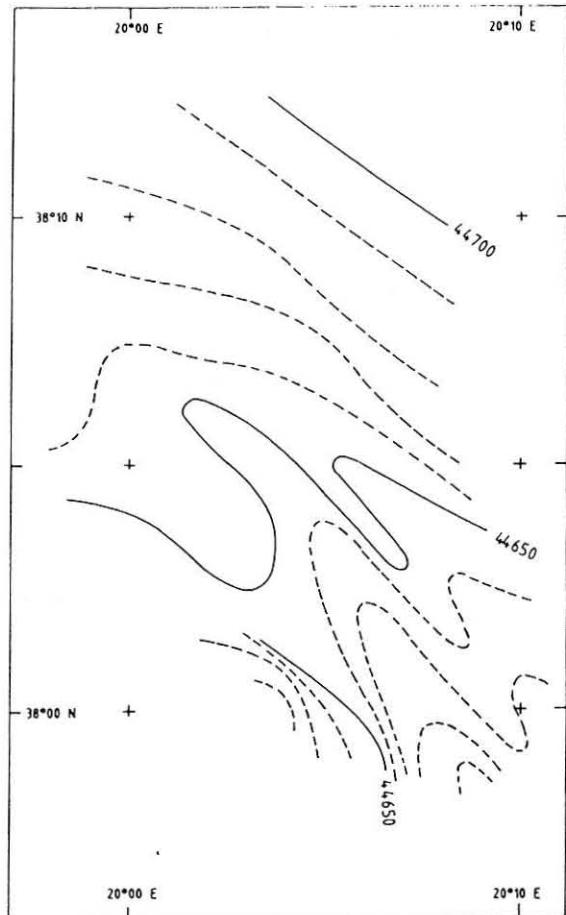


Figure 15

Carte du champ magnétique total de l'escarpement de Céphalonie (cotes en Gammas).

Map of the total magnetic field of the Cephalonian scarp (heights in Gammas).

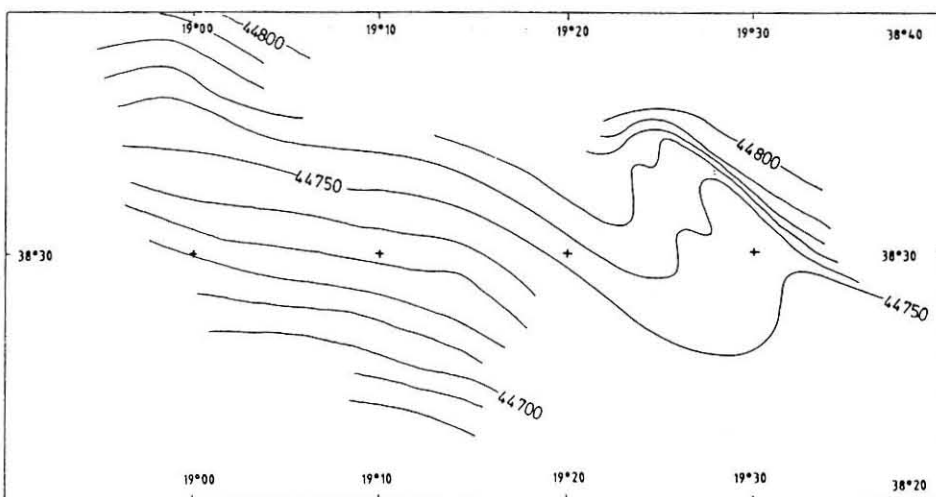


Figure 14

Carte du champ magnétique total du rebord méridional du plateau apulien (cotes en Gammas).

Map of the total magnetic field of the southern rim of the Apulian plateau (heights in Gammas).

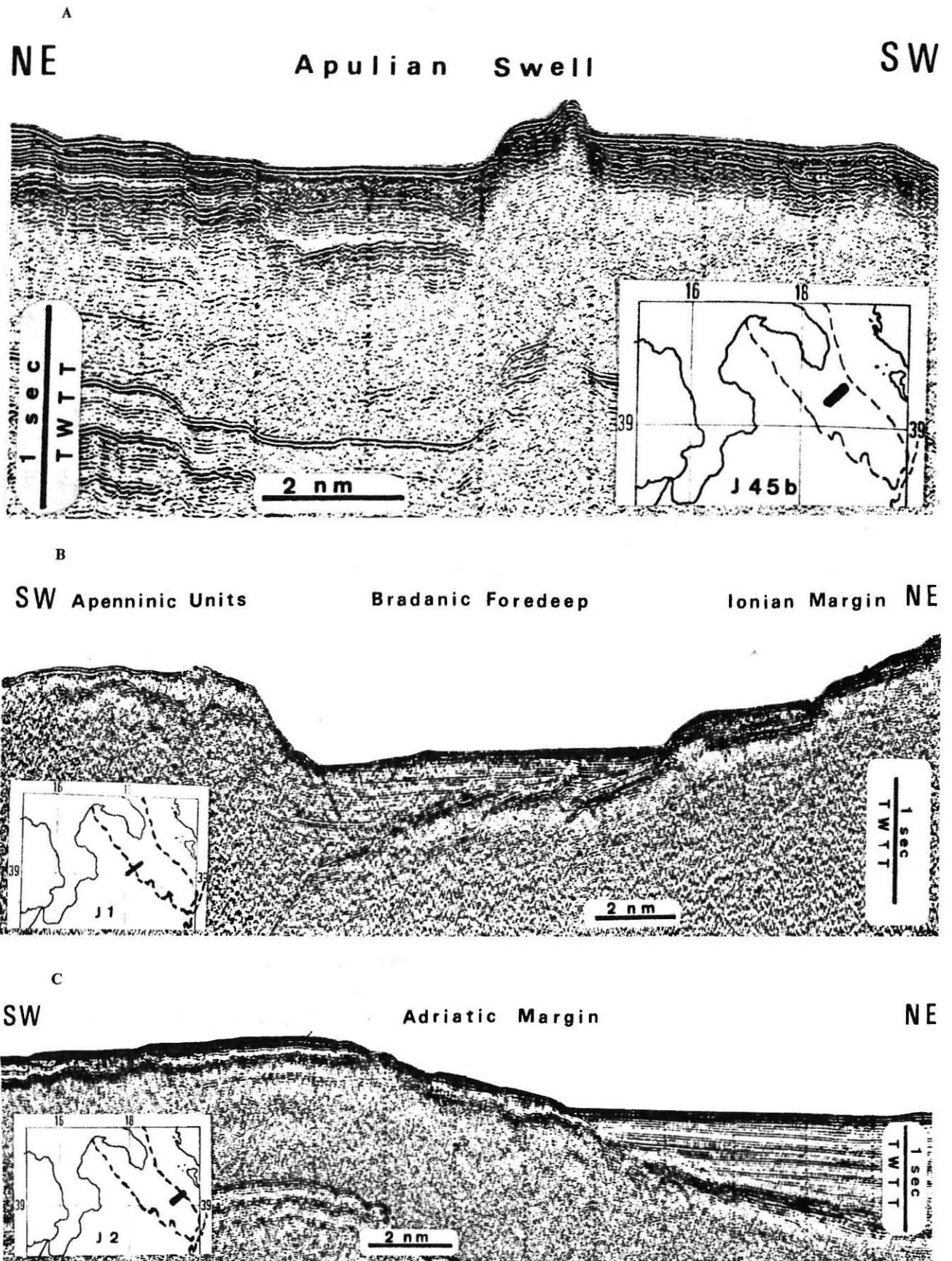


Figure 16

Exemples de profils de sismique réflexion à travers le plateau apulien :

A. Horst et graben sur le plateau central. B. Marge abrupte ionienne. C. Marge sédimentée adriatique.

Examples of seismic-reflection profiles across the Apulian plateau:

(A) Horst and graben on the central plateau. (B) Abrupt Ionian margin. (C) Sedimented Adriatic margin.

L'ESCARPEMENT APULIEN ET LE PROMONTOIRE DE CÉPHALONIE  
 MARGE SEPTENTRIONALE DU BASSIN IONIEN  
 (SYNTHÈSE DES DONNÉES DES CAMPAGNES À LA MER ESCARMEDE)

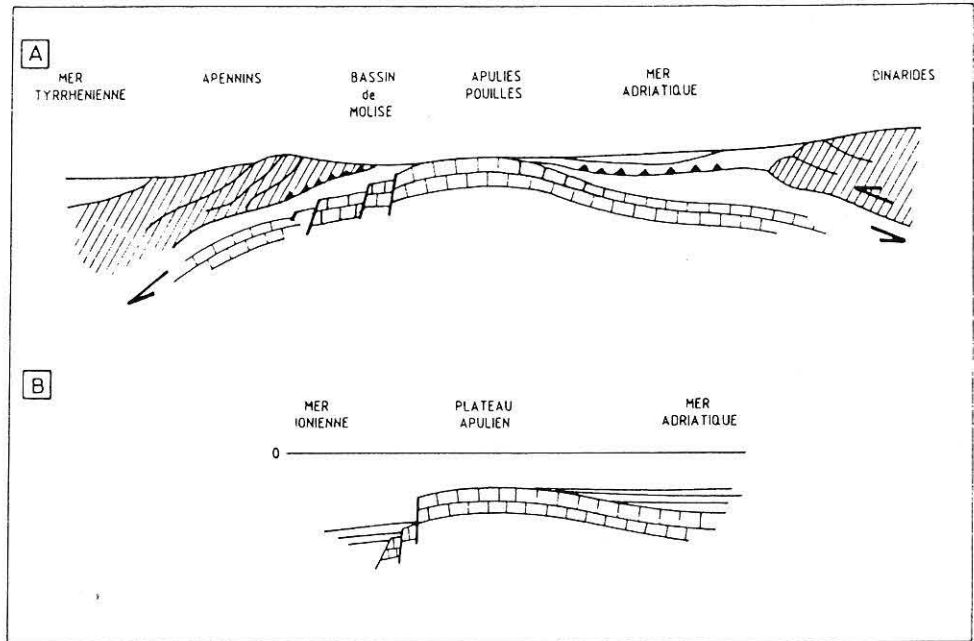


Figure 17  
 Bombement dissymétrique de la plateform et du plateau apuliens :  
**A.** Au nord, en Italie. **B.** Au sud, en domaine sous-marin.  
*Dissymmetric bulge of the platform and the Apulian plateau:*  
**(A)** In the north, in Italy. **(B)** In the south, in the subsea domain.

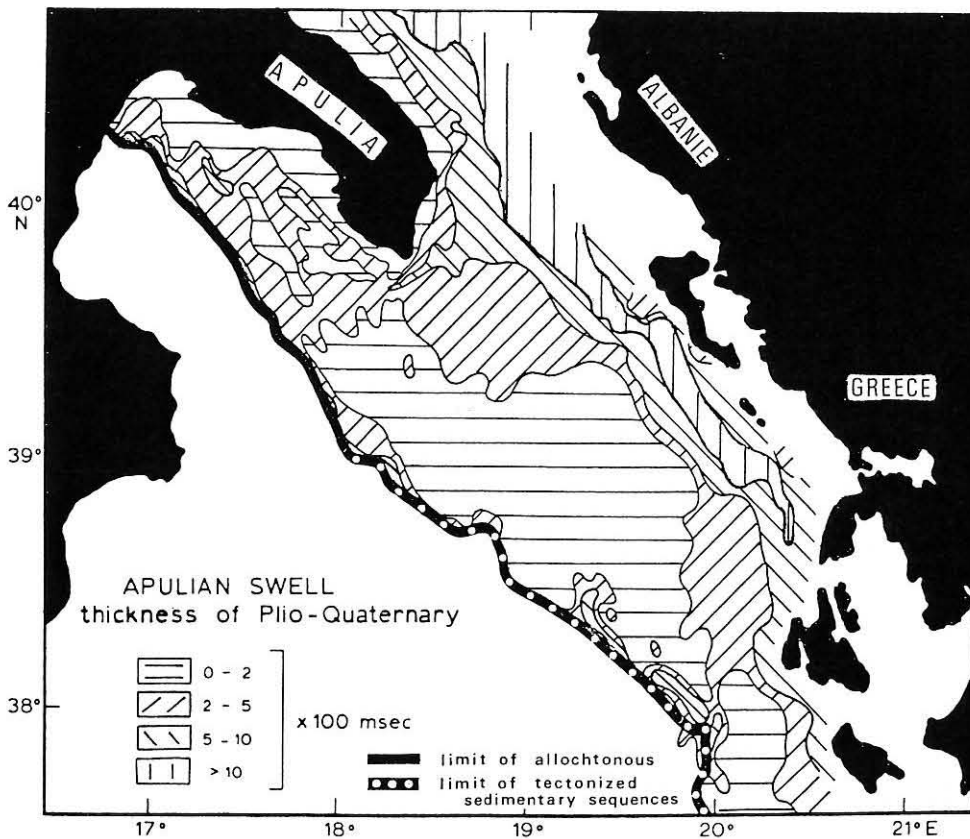


Figure 18  
 Epaisseurs des sédiments pliocènes et quaternaires (d'après les données de l'Institut de Géologie marine de Bologna).  
*Thickness of Pliocene and Quaternary sediments (from data from the Marine Geology Institute of Bologna).*

d'échantillonnage ne permettent pas un bon calage stratigraphique des observations effectuées (fig. 19). Les figures 20 à 23 et le tableau 1 donnent un résumé de la lithostratigraphie.

On retiendra que l'escarpement est essentiellement constitué par une épaisse série sédimentaire d'âge Crétacé supérieur (fig. 24) qui comporte :

- à la base, un ensemble de calcaires massifs d'environ 150 m de puissance (plongée 18) de - 2 800 à - 2 650 m. D'après le dragage DG 2 et les données italiennes (Rossi et Borsetti, 1977), l'âge serait Albo-Cénomaniens;
- une série intermédiaire, litée, constituée d'alternances, particulièrement bien exposée dans la plongée 18. Sa puissance minimum est de 180 m (CY 80-20) mais pourrait atteindre 300 m (CY 80-18 et 19). Elle est constituée d'alternances décimétriques à métriques de bancs tendres (marnes) et durs (calcaires). Différents types de stratifications y ont été reconnus : laminations millimétriques, stratifications obliques, convolutées. Son âge par référence au dragage DG 3 serait Crétacé supérieur. Des bancs massifs s'y intercalent;
- une série supérieure très massive, avec de rares joints horizontaux, constituée par des bancs métriques ou plurimétriques. Sa puissance minimum est de 400 m, pouvant atteindre 500 m. Il pourrait s'agir de calcaires ou de calcaires dolomitiques. Les surfaces de dissolution y sont importantes. L'âge présumé serait encore Crétacé supérieur.

Des sédiments récents recouvrant l'ensemble, riches en Ptéropodes, avec concentrations locales d'Argonautes (Biju-Duval *et al.*, 1983A).

Seuls deux dragages (DF 1 et 2) ont été effectués sur la zone nord céphalonienne (tableau 1) l'un en bas de pente, l'autre tout en haut. Les échantillons prélevés : calcaires, calcaires dolomitiques, calcaires bréchiques, sont également d'âge Crétacé moyen et Crétacé supérieur.

La plupart des échantillons sont des brèches qui témoignent de l'importance de la fracturation de cette zone.

## 5 DONNÉES STRUCTURALES

### Données des plongées

Les séries sont subhorizontales, mais de légers pendages ont été relevés, de 10 à 20°. De très nombreux plans de diaclases, fissures fermées ou ouvertes ont également été observés. Des miroirs de faille à stries verticales sont notés principalement dans l'ensemble massif supérieur sans que l'on puisse apprécier la valeur des rejets. L'examen de sédiments récents ne permet pas de préciser l'importance d'une tectonique récente.

L'étude statistique de ces directions (Charier, 1985) rejoint les données de l'étude morphologique (fig. 9).

En raison de l'absence de plongées, nous ne disposons pas de données équivalentes sur Céphalo-

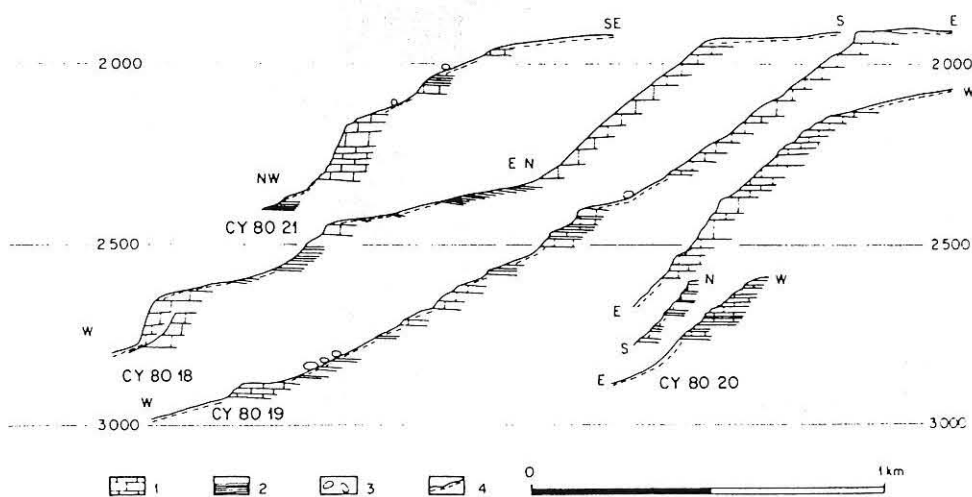


Figure 19

Essai de corrélation entre les différents profils géologiques obtenus au cours des plongées sur l'escarpement apulien. Localisation fig. 5. 1 : série massive; 2 : série litée; 3 : blocs éboulés; 4 : vases récentes.

*Correlation test among the different geological profiles obtained during dives on the Apulian scarp. Situation in Fig. 5. 1 = massive series; 2 = bedded series; 3 = collapsed blocks; 4 = recent oozes.*



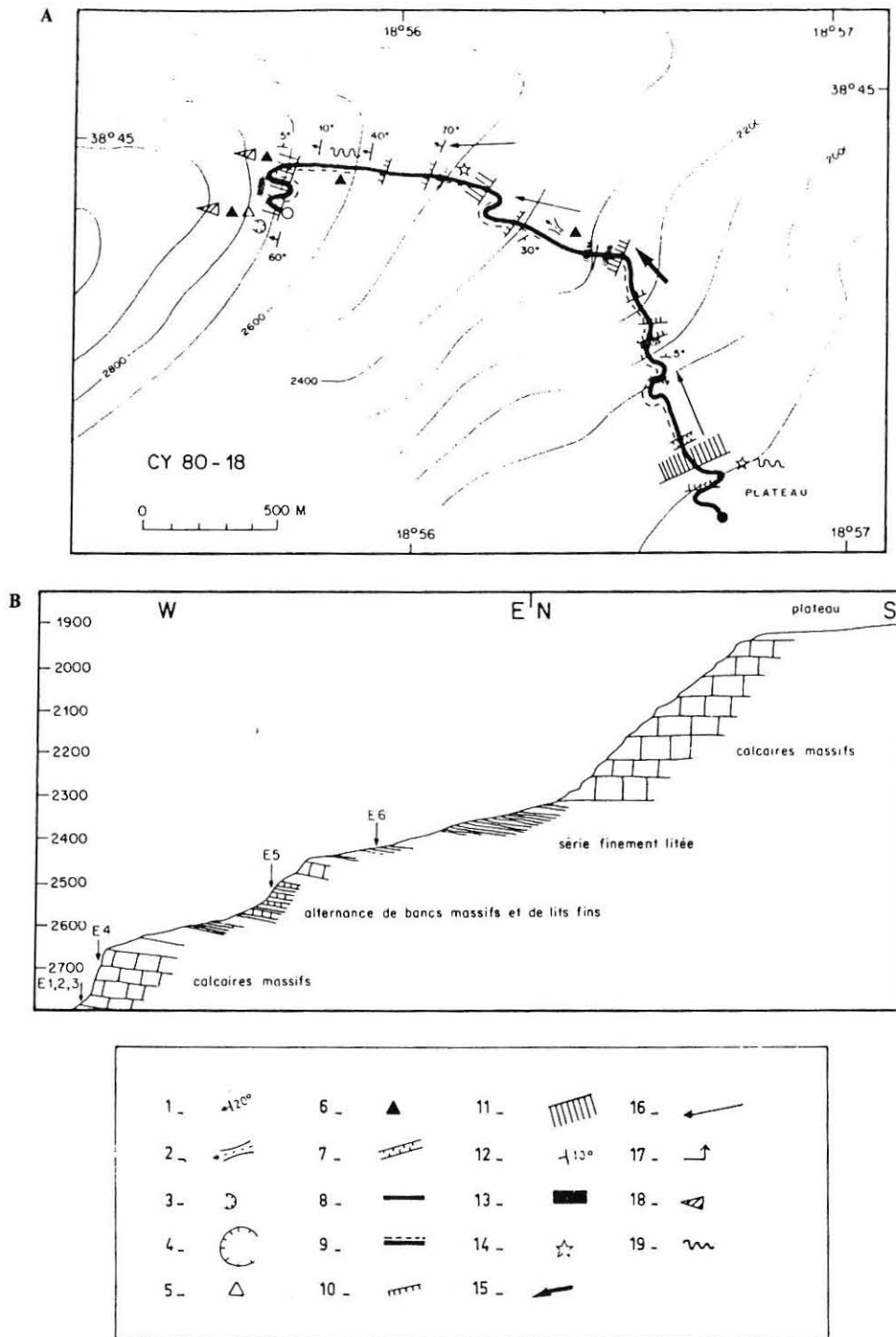


Figure 20

Escarpement apulien : plongée CY 80-18 :

**A.** Observations morphologiques : 1. Inclinaison de la pente; 2. Couloir de glissement; 3. Niche d'arrachement; 4. Grande vire; 5. Petit bloc; 6. Gros bloc; 7. Petit fossé; 8. Parcours de la plongée; 9. Encroûtement; 10. Barre rocheuse; 11. Falaise importante; 12. Pendage; 13. Paroi rocheuse avec modelé de surface en rainures, cavernes, festons, cupules; 14. Organismes fixés fossiles; 15. Courant fort; 16. Courant faible; 17. Courant ascendant; 18. Accumulation de débris coquilliers; 19. Traces animales : terriers, pistes.

**B.** Profil géologique.

Apulian scarp: dive CY 80-18:

**(A).** Morphological observations: (1). Dip of the slope; (2). Slide corridor; (3). Tear-off niche; (4). Large ledge; (5). Small block; (6). Large block; (7). Small ditch; (8). Route of the dive; (9). Encrustation; (10). Rocky bar; (11). Large cliff; (12). Dip; (13). Rock wall with scratch patterns on the surface, caves, festoons, cupules; (14). Fixed fossil organism; (15). Strong current; (16). Weak current; (17). Rising current; (18). Accumulation of shelly debris; (19). Animal tracks; lairs, trails.

**(B)** Geological profile.

L'ESCARPEMENT APULIEN ET LE PROMONTOIRE DE CÉPHALONIE  
 MARGE SEPTENTRIONALE DU BASSIN IONIEN  
 (SYNTHÈSE DES DONNÉES DES CAMPAGNES À LA MER ESCARMEE)

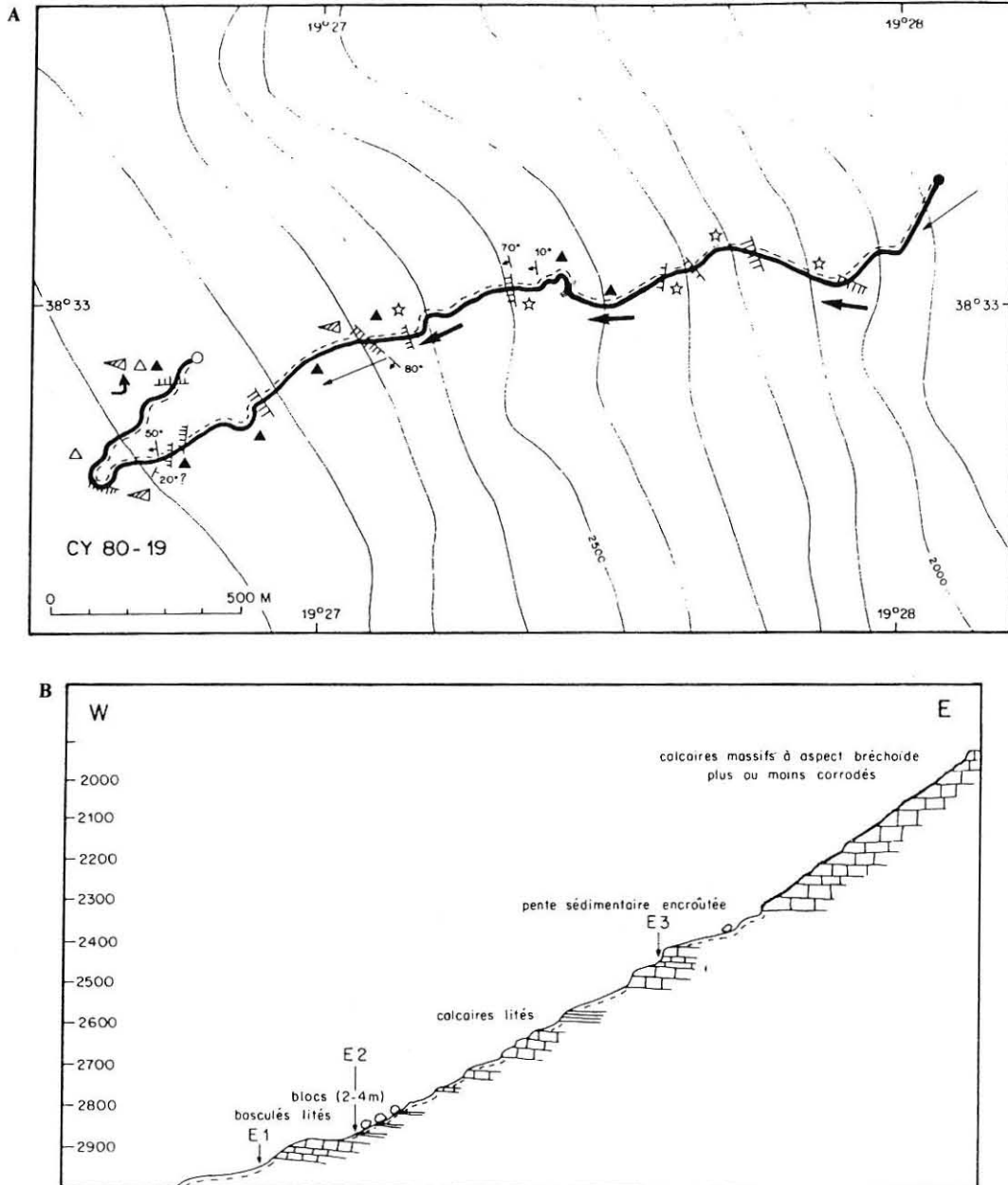


Figure 21  
 Escarpement apulien, plongée CY 80-19 :  
**A.** Observations morphologiques (voir légende de la fig. 20). **B.** Profil géologique.  
*Apulian scarp. Dive CY 80-19:*  
**(A)** Morphological observations (see caption of Fig. 20). **(B)** Geological profile.

L'ESCARPEMENT APULIEN ET LE PROMONTOIRE DE CÉPHALONIE  
MARGÉ SEPTENTRIONALE DU BASSIN IONIEN  
(SYNTHÈSE DES DONNÉES DES CAMPAGNES À LA MER ESCARMEE)

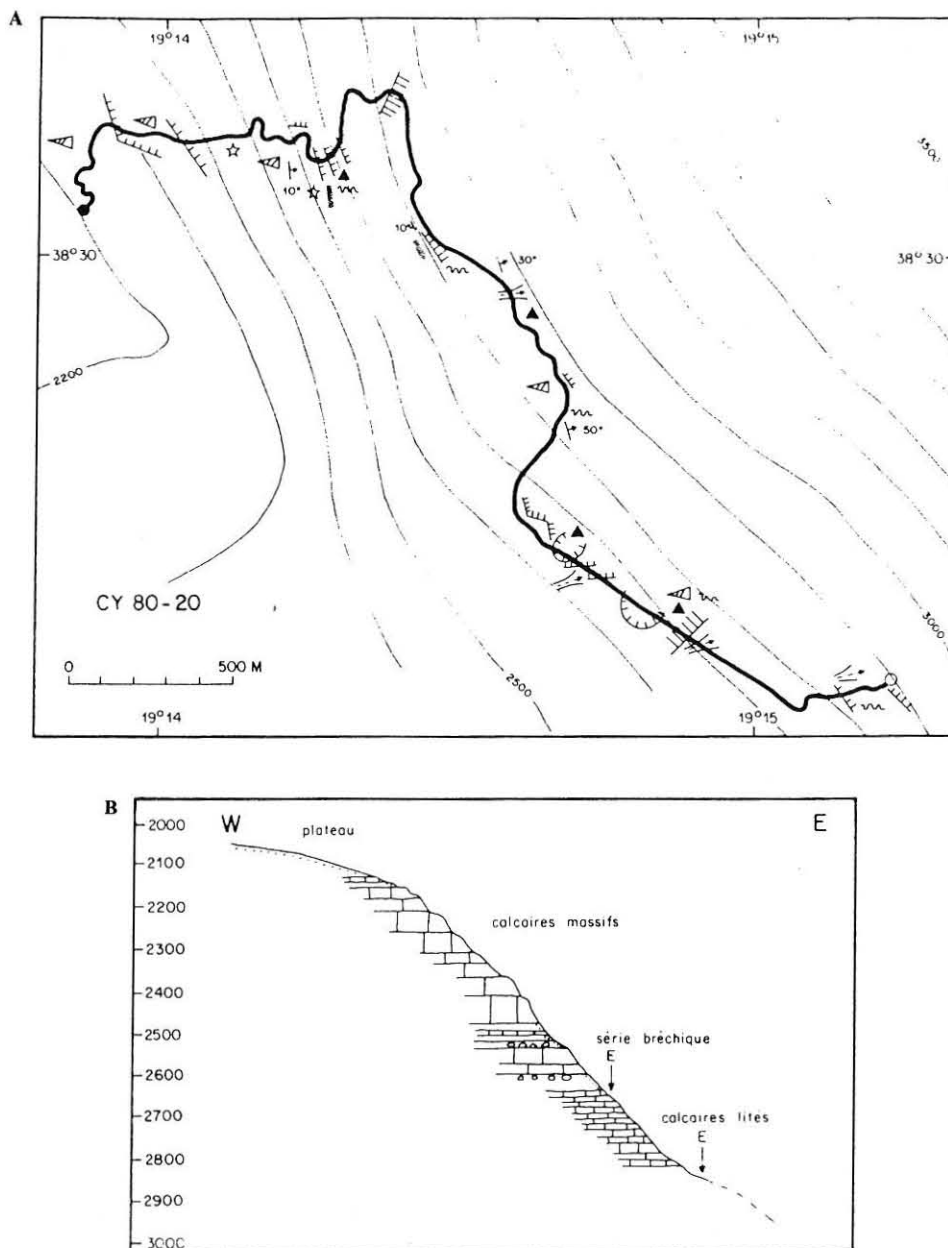


Figure 22  
EscarpeMENT apulien, plongée CY 80-20 :  
**A.** Observations morphologiques (voir légende de la fig. 20). **B.** Profil géologique.  
*Apulian scarp. Dive CY 80-20:*  
**(A)** Morphological observations (see caption of Fig. 20). **(B)** Geological profile.

L'ESCARPEMENT APULIEN ET LE PROMONTOIRE DE CÉPHALONIE  
 MARGE SEPTENTRIONALE DU BASSIN IONIEN  
 (SYNTHÈSE DES DONNÉES DES CAMPAGNES À LA MER ESCARMEDE)

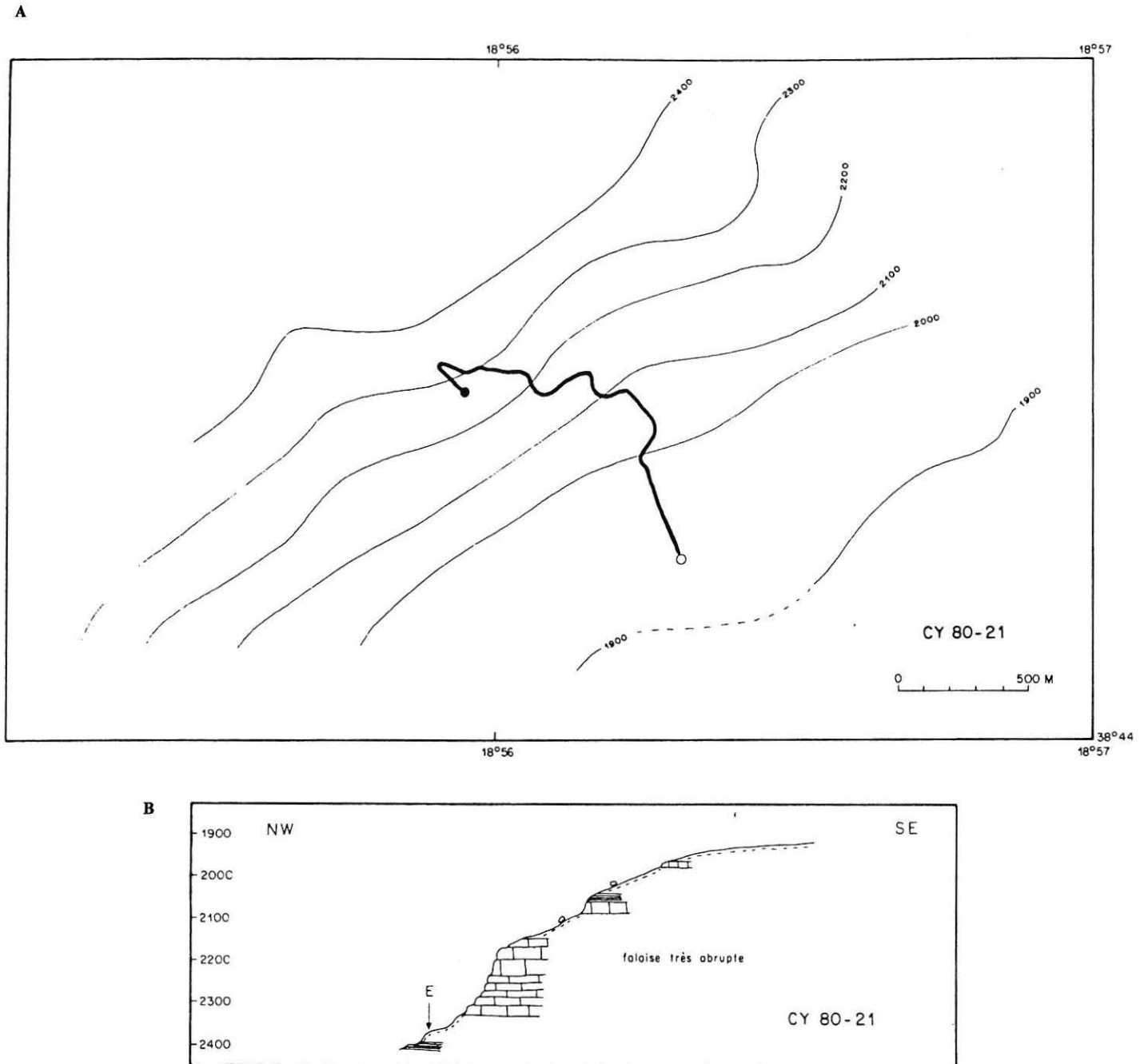
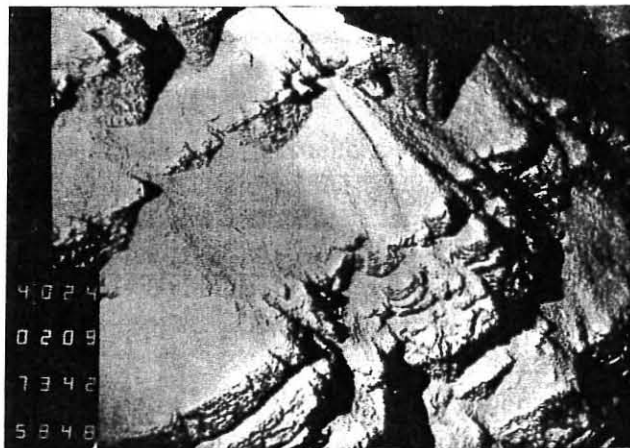


Figure 23  
 Escarpement apulien, plongée CY 80-21 : **(A)** Parcours de la soucoupe *Cyana*. **(B)** Profil géologique.  
*Apulian scarp. Dive CY 80-21: (A) Route of Cyana saucer. (B) Geological profile.*



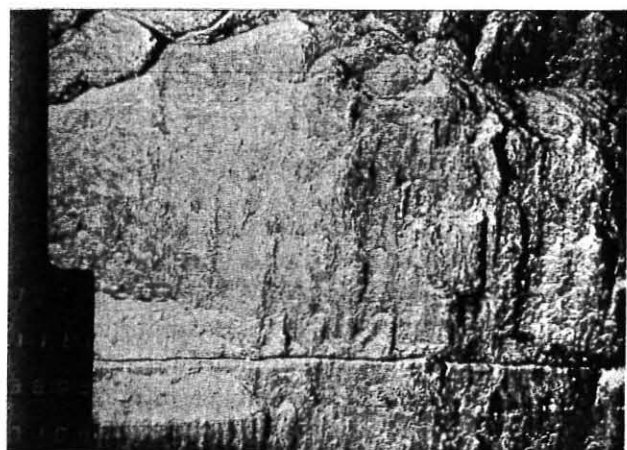
**A.** Calcaires massifs inférieurs. Plongée CY 80-18, -2 757 m de profondeur.

**(A)** Massive lower limestone. Dive CY 80-18, -2 757 m depth.



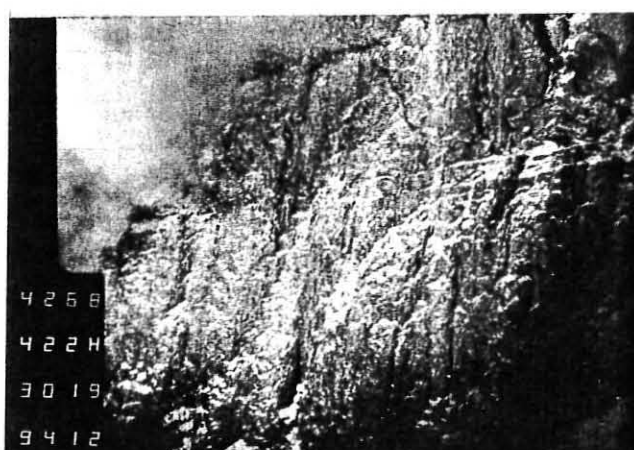
**B.** Série intermédiaire litée. Plongée CY 80-21, -2 407 m de profondeur.

**(B)** Bedded middle series. Dive CY 80-21, -2 407 m depth.



**C.** Série supérieure massive. Plongée CY 80-18, -2 314 m de profondeur.

**(C)** Massive upper series. Dive CY 80-18, -2 314 m depth.



**D.** Exemple de dissolution sur une paroi calcaire. Plongée CY 80-18, -2 300 m de profondeur.

**(D)** Example of dissolution on a limestone wall. Dive CY 80-18, -2 300 m depth.

Figure 24

Escarpement apulien. *Apulian scarp.*



TABLEAU 1  
Localisation et nature des dragages effectués sur les escarpements de  
Céphalonie et d'Apulie  
*Situation and nature of dredging done on the Cephalonian  
and Apulian scarps*

CEPHALONIE					
NOM	PROFONDEUR	POSITION		AGE	NATURE
DF1	3330-2500 m	38°10,2 20°04,2	à	38°09,2 20°05,9	Crétacé supérieur Calcaire de plateforme brèches
DF2	1540-1250m	38°05,7 20°06,3		38°05,7 20°06	Crétacé moyen présumé à Pithonelles Plio-Quaternaire indifférencié

APULIE					
NOM	PROFONDEUR	POSITION		AGE	NATURE
DG1	3520-3500m	38°29,4 19°29,4	à	38°29,6 19°29,4	Crétacé possible (micrite à Ostracodes et Ophtalmi- nidés) Marnes dolomitiques
DG2	3160-2800m	38°45,5 18°53	à	38°45,7 18°55	Crétacé possible (micrites à Ostracodes et Ophtalmi- nidés) Quaternaire à plancton.
DG3	2600-2400m	38°46,5 18°54,9	à	38°46,3 18°55,9	Crétacé (plateforme) Quaternaire à plancton.
CY 80-18	2800-1915m			38°44 18°56	Pliocène supérieur et Quaternaire
CY 80-19	2990-1910m			38°33 19°27	Pliocène supérieur ou Quaternaire
CY 80-20	2953-2111m			38°30 19°15	Quaternaire avec Pliocène supérieur ou moyen (remanié ?)
CY 80-21	2411-1950m			38°36 18°56	Quaternaire

lonie. Rappelons seulement que les nombreuses brèches recueillies en dragage témoignent d'une tectonique de faille active.

## 6 DISCUSSION

### 6.1 L'histoire Mésozoïque (fig. 25 et tableau 2)

L'ensemble des données des campagnes Escarped rappelées ici ainsi que les données complémentaires tirées de la bibliographie confirment l'existence d'une puissante série d'âge Crétacé supérieur (Albo-Cénomaniens à Sénoniens). Les faciès de plate-forme se sont succédés avec une forte subsidence (au moins 700 m en 25-30 MA ?) à la limite entre la plate-forme interne et externe; aucune formation récifale n'a été mise en évidence. Aucun indice sur l'escarpement actuel ne permet de dire qu'il s'agit là de la marge ancienne — contrairement à ce qui a été dit pour l'escarpement de Malte (Charier *et al.*, 1987) — et rien ne permet de préciser la situation aux périodes antérieures (Crétacé inférieur, Jurassique).

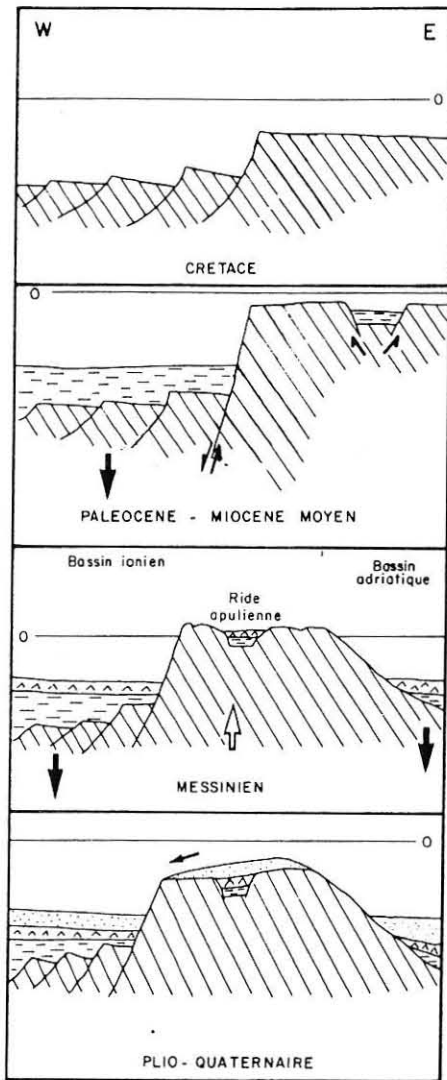
On peut seulement se demander, compte tenu de l'interprétation des structures observées en

sismique (Finetti, 1981...) et des indications de faciès de plate-forme externe, si l'escarpement actuel ne serait pas assez proche de la paléo-marge mésozoïque. De toutes façons, les importantes figures d'érosion (cirques et amphithéâtres) témoignent d'un recul important de relief dont l'âge mérite d'ailleurs d'être précisé.

On retiendra que :

- Les données ne sont pas en contradiction avec l'idée de l'ouverture d'un bassin océanique ionien au Mésozoïque (Biju-Duval *et al.*, 1977) et plus précisément au Crétacé supérieur (Biju-Duval et Dercourt, 1980; Dercourt *et al.*, 1985). L'importante subsidence du rebord de la plate-forme serait corrélée avec la formation et l'approfondissement de ce bassin.

- Les calcaires dolomitiques du Crétacé supérieur posent la question des conditions de la dolomitisation. Peut-on imaginer un lien avec une émergence locale ? A quelle période ? Des exemples de ce type avec création de karstification préférentielle au centre de la plate-forme sont aujourd'hui décrits le long de systèmes coralliens (voir par exemple, Carrière, 1987). On pourrait imaginer l'existence d'un vaste relief karstique aussi im-



- Séries mésozoïques
- Séries cénozoïques (ante-Miocène supérieur)
- Séries d'âge Miocène supérieur
- Séries plio-quaternaires
- subsidence forte
- remontée verticale
- basculement du plateau vers le Sud-Ouest

Figure 25  
Escarpement apulien : schéma d'évolution géodynamique depuis le Crétacé supérieur.  
*Apulian scarp: geodynamic evolutionary diagram since the late Cretaceous.*

pressionnant que celui (Miocène) de la Jamaïque ou de Puerto Rico capable d'expliquer certaines des irrégularités de relief au toit de la plate-forme carbonatée.

• La direction actuelle de l'escarpement ne correspond certainement pas à celle de la bordure mésozoïque supposée. Les dernières données du paléomagnétisme (Westphal *et al.*, 1985; Ricou *et al.*, 1985) montrent une rotation de 30° de l'Apulie par rapport à l'Afrique « stable », ce qui sur les cartes de reconstitutions géodynamiques (Dercourt *et al.*, 1985) se traduit par une direction de

TABLEAU 2

Stratigraphie des escarpements de Céphalonie et d'Apulie : récapitulation des analyses effectuées sur les prélèvements des missions Escarmed 1 et 2

(D'après Biju-Duval *et al.*, 1982)

*Stratigraphy of the Cephalonian and Apulian scarps: recapitulation of analyses made of samples from Escarmed 1 and 2 missions (after Biju-Duval et al., 1982)*

	CYANA DRAGAGES	
	APULIE	CEPHALONIE
HOLOCENE		
PLEISTOCENE	○ ● ○	● ○
PLIOCENE MPL		
MIOCENE { SUPERIEUR MOYEN INFÉRIEUR		
OLIGOCENE		
EOCENE SUPERIEUR EOCENE MOYEN EOCENE INFÉRIEUR		
PALEOCENE		
CRETACE SUP. { MAESTRICH. CAMPA NIEN SANT/CON TURONIEN CENCMANIEN	○	○
CRETACE INF.		○ ?
JURASSIQUE { SUPERIEUR MOYEN INFÉRIEUR		?
TRIAS		

● Macrofaune ○ Microfaune | Age imprécis

cette marge allant du N-S à l'Aptien au NW-SE au Campanien. La direction originelle de la marge serait donc comparable à celle de son vis-à-vis, l'escarpement méridien de Malte.

Par ailleurs des accidents conjugués de direction actuelle N-S et E-W semblent plus anciens que ceux NW-SE qui délimitent l'escarpement actuel et posent ainsi une question. Doit-on les comparer aux accidents NW-SE et NE-SW de la marge de Malte restés eux dans leur position originelle (ou presque, si on néglige un léger écartement du bloc sicilien, Letouzey *et al.*, 1980) ? Comment se sont superposés les mouvements plus récents pré- et post-messiniens ?

- La dimension réduite et la raideur de la zone comprise entre la plaine abyssale et le rebord régressif de l'escarpement plaideraient pour une marge très étroite (surtout si on compare à la marge africaine). Ceci pourrait s'expliquer par l'existence d'accidents coulissants importants, hypothèse qui a été d'ailleurs retenue dans les schémas de reconstitution géodynamique, la marge apulienne représentant une paléofaïlle transformante sénestre.

- Les études sur les autres escarpements ioniens ont montré la différence existant entre la marge de Malte au jeu polyphasé (essentiellement Jurassique inférieur-moyen et Crétacé supérieur) et celles de Médine ou de Cyrène seulement marquées par la phase d'âge Crétacé supérieur, l'ensemble ayant ensuite une évolution comparable (voir Charier *et al.*, 1987). Ici, la situation est différente. Tout d'abord, rien ne permet de voir des événements jurassiques que l'on serait en droit d'attendre si l'on considère un certain parallélisme avec Malte : peut-on imaginer un enfoncement suffisant et une étroitesse tels que cette histoire ancienne ne soit pas décelable ici ? Il y a là, convenons-en, un réel problème. Ensuite, alors que partout ailleurs dès le Cénomaniens, on assiste à une « pélagisation » des dépôts, ici la série du Crétacé supérieur, tout en étant fortement subsidente, garde ses caractéristiques de dépôts de plate-forme. L'approfondissement du plateau, en pente douce et relativement régulière depuis les Pouilles jusqu'à la vallée adriatique, est certainement plus récent (voir plus loin).

- Aucune argumentation nouvelle ne peut être formulée concernant l'accident bathymétrique

majeur qui coupe le plateau apulien au sud-est et le sépare du promontoire des îles de Céphalonie et Xanthe : rien ne permet de dire qu'il y a là la trace d'un accident ancien (Mésozoïque) correspondant aux accidents coulissants qui découpent le système hellénique (sans doute plus récemment).

- Encore en opposition avec ce qui a été décrit pour le plateau Cyrénien (Biju-Duval *et al.*, 1977) et le rebord du plateau maltais (Charier *et al.*, 1987), aucune manifestation volcanique directe (observations, échantillons) ou indirecte (anomalies magnétiques) n'a été décelée.

## 6.2 L'histoire Cénozoïque

### *L'épisode anté-messinien*

L'information sur les séries tertiaires anté-messiniennes est assez réduite et les missions Escarmed n'ont rien apporté de nouveau à ce sujet. Sur les profils sismiques, la série attribuée au Paléogène et au Miocène inférieur et moyen est réduite, voire absente par érosion. Par comparaison avec les Pouilles (Gianelli *et al.*, 1966) et aux îles ioniennes (Sorel, 1976; IGRS-IFP, 1966), on trouverait une série marno-calcaire réduite, donc une sédimentation différente de celle du Crétacé supérieur.

On sait, par ailleurs, que sur les deux bordures de la dorsale des Pouilles, du côté apenninique comme du côté helléno-dinarique, c'est l'époque de mouvements tectoniques importants, en comparaison avec l'accumulation de séries détritiques plus ou moins épaisses. Ce peut être l'époque du début du grand bombement anticlinal des Pouilles et du plateau apulien avec création de relief suffisamment important pour diriger les érosions messiniennes qui vont suivre et formation d'une voûture caractérisée par de petites failles en extension (qui ne traduisent pas directement le système généralement en compression). Dans le cadre général des bassins méditerranéens, c'est le début de la période de collision générale; sur l'axe du bombement apulien peuvent être créés localement de très petits bassins faiblement subsidents.

### *L'érosion partielle du plateau au Messinien*

On sait que le bassin ionien est le siège d'une sédimentation évaporitique importante au Messinien. On sait, d'autre part, que sur le bord

occidental de la fosse bradanique et en mer Adriatique existe une couche relativement mince d'évaporites de cet âge (Montadert *et al.*, 1978).

Sur le plateau lui-même, on n'observe que peu de dépôts. Leur nature est probablement calcaro-marneuse marine ou évaporitique (quelques termes de la série) (Masclé *et al.*, 1984). Mais souvent, en particulier sur l'axe, on observe une surface d'érosion sur les profils sismiques (Sancho *et al.*, 1973; Auroux, 1984).

Cette émergence est-elle à l'origine du creusement des têtes de canyons qui entraînera, au niveau de la pente immergée, la formation du réseau dense actuel de ravins ?

On peut proposer de dater de cette époque les phénomènes de karstification en admettant l'hypothèse d'un plateau émergé avec disparition des eaux douces dans la falaise et résurgence au pied.

*La transgression Pliocène et l'évolution de la pente jusqu'à l'Actuel*

Les indices de la reprise de conditions marines « normales » au Pliocène inférieur se retrouvent tout au long de la marge. Compte tenu du fait que l'essentiel des apports est drainé vers les zones profondes (bassin de Corfou et fosse bradanique), cette période correspond jusqu'à l'Actuel à des séries très condensées sur le plateau lui-même.

Nous avons d'ailleurs antérieurement signalé les phénomènes de condensation de séries (Biju-Duval *et al.*, 1983A) observés en plongée le long de l'escarpement apulien.

Par ailleurs, il n'est pas exclu de penser que s'il y a eu des circulations d'eaux continentales à travers la masse carbonatée Mésozoïque, celles-ci ont pu se poursuivre au-delà du Messinien (les Pouilles étant émergées). On pourrait peut-être chercher une explication de la vigueur du recul des falaises dans les cirques et amphithéâtres dans une prolongation de conditions favorables à la dissolution des carbonates. D'autre part, les accidents NW-SE rejouent après le Pliocène inférieur (Masclé *et al.*, 1984) : ainsi la tectonique de faille est encore très active mais l'érosion régressive actuelle « efface » la tectonique récente. Dans le contexte de raccourcissement général de la collision générale (les systèmes de subduction apenninique et helléno-dinarique sont alors bloqués), le bombement de l'ancienne plate-forme carbona-

tée s'accroît et ceci correspond bien aux modèles géophysiques (Moretti et Royden, sous presse).

Les raisons de l'affaissement progressif du plateau apulien vers le sud-est et de l'accident qui sépare ce plateau sous-marin du promontoire de Céphalonie et des îles ioniennes restent plus énigmatiques. Le jeu de failles est évident. Dans le chenal (ou vallée adriatique) on observe un basculement important des séries plio-quaternaires (fig. 12). Ce phénomène provoque une déstabilisation de la couverture sédimentaire et, par suite, d'importants glissements gravitaires vers le bassin ionien.

L'escarpement de Céphalonie est d'ailleurs caractérisé par des brèches extrêmement importantes mais leur datation reste conjecturale. Par ailleurs, la vallée adriatique est certainement le lieu d'un transit important de sédiments et sans doute d'érosions liées à ce transport; elle peut être maintenant pérenne. L'existence d'un fond à croûte mince vers le bassin ionien profond peut-il expliquer (par opposition aux avant-pays apenniniques et helléno-dinariques) cet affaissement progressif de la plate-forme ? Le modèle récent de Moretti et Royden ne prend pas en compte cet aspect régional. En réalité, c'est l'ensemble de ce bloc carbonaté à croûte continentale qui subsiste le long de son axe principal vers le sud-est et non en direction du bassin océanique vers le sud.

Dans le domaine sud adriatique en compression depuis le Pliocène inférieur (Sorel, 1976; Jamet, 1982), on peut distinguer deux domaines (Apulie et Céphalonie-Xanthe) à styles de déformation différents (Auroux *et al.*, 1985). L'escarpement de Céphalonie représente une discontinuité majeure de la bordure septentrionale de l'arc hellénique (Sorel, 1976; Finetti, 1981-82; Masclé *et al.*, 1984) depuis le Pliocène inférieur. Ainsi, la ligne Céphalonie-Xanthe représenterait la séparation entre le domaine nord, à collision continentale (Apulie - domaine Egéen) depuis le Pliocène et le domaine sud, à caractère océanique (convergence encore active).

En conclusion, l'étude des escarpements du plateau apulien et du rebord de Céphalonie ont permis :

— Une cartographie précise d'une portion importante de la marge du bassin ionien profond et les



cartes constituent aujourd'hui des documents précieux pour les études futures.

— Un essai de synthèse sur l'évolution géologique de cette région, au sud de la plaque Adriatique, caractérisée par :

— une histoire très différente des autres marges ioniennes, en particulier avec la poursuite d'une sédimentation de plate-forme subsidente durant tout le Crétacé supérieur;

— une genèse polyphasée de l'escarpement qui a pu jouer en zone de cisaillement durant le Mésozoïque avant la rotation de l'ensemble adriatique; se sont conjugués des événements **structuraux**, distension, subsidence, à différentes périodes et principalement lors du blocage des subductions apenniniques et helléno-dinariques et des événements **érosifs** dont une partie est sans doute imputable aux phénomènes de dissolution de la série mésozoïque carbonatée avec un recul important de l'escarpement; finalement, le basculement récent du plateau vers le sud-est (de même que les accidents NE-SW qui le caractérisent) est mal expliqué, même si on pouvait rechercher un lien avec les grands accidents décrochants qui affectent le domaine hellénique.

Le projet Escarmed a été effectué avec le soutien du *Comité d'Etudes Pétrolières Marines (CEPM)* sous la direction de l'*Institut Français du Pétrole (IFP)* et les campagnes à la mer ont été réalisées avec la collaboration du *Centre National pour l'Exploitation des Océans (CNEXO)*.

Le groupe Escarmed remercie les directions de l'*IFP*, de la *Société Nationale Elf Aquitaine — Production (SNEA-P)* de la *Compagnie Française des Pétroles (CFP)* et de l'*IFREMER* qui autorisent la publication des résultats des campagnes et des travaux qui ont suivi et l'*Institut de Géologie Marine de Bologne* qui a contribué à ce travail.

Les auteurs remercient également toutes les personnes qui dans un esprit d'équipe remarquable ont collaboré à la réussite du projet : personnel scientifique et technique à terre et en mer, équipages des navires océanographiques *Jean Charcot* et *Le Suroit*, équipe de la soucoupe *Cyana*.

L'*IFP* et l'*IFREMER* ont soutenu la préparation finale de ce manuscrit.

## RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

Allouc, J., 1986, « Les encroûtements sous-marins de Méditerranée orientale : une explication génétique », *Rev. Inst. Franç. du Pétrole*, vol. 40, n° 4.

Auroux, C., 1984, « Evolution néotectonique de la dorsale Apulienne et de ses bordures », *Thèse 3<sup>e</sup> cycle*, Nice — Paris.

Auroux, C., Mascle, J., Campredon, R., Mascle, G., Rossi, S., 1985, « Cadre géodynamique et évolution récente de la Dorsale Apulienne et de ses bordures », *Giornale di Geologia*, sér. 3<sup>e</sup>, vol. 47/1-2, 1985, p. 101-127.

Aubouin, J., Debelmas, J., 1980, « L'Europe Alpine : les chaînes périméditerranéennes : Introduction », *26<sup>e</sup> CGI, Paris, Colloque C5*, p. 62-66.

Baldassarre, G., Boenzi, F., Ciaranfi, N., D'Alessandro, A., Laviano, A., Maggiore, M., Ricchetti, G., Sardella, A., Walsh, N., 1978; « Dati preliminari sulla Neotettonica dei fogli 148 (Vasto), 154 (Larino), 188 (Gravina di Puglia), 201 (Matera), 202 (Taranto) e 203 (Brindisi) », in : « Nuovi contributi alla realizzazione della Carta Neotettonica d'Italia », *Pubbl. 155, P.F. Geodinamica, CNR*, 108-119.

Biju-Duval, B., Dercourt, J., Le Pichon, X., 1977, « From the Tethys ocean to the Mediterranean seas : a plate tectonic model of the evolution of the Western Alpine System », Biju-Duval B. et Montadert L., in : *Structural History of the Mediterranean Basins, Symposium international, Split (Yougoslavie)*, 1976, Editions Technip, Paris, p. 143-164.

Biju-Duval, B., Montadert, L., 1977, « Introduction to the structural history of the Mediterranean Basins » in : *Structural History of the Mediterranean Basins. Symposium international, Split, Yougoslavie*, 1976, Editions Technip, Paris, p. 1 à 12.

Biju-Duval, B., Dercourt, J., 1980, « Les bassins de la Méditerranée orientale représentent-ils les restes d'un domaine océanique, la Mésogée, ouvert au Mésozoïque et distinct de la Téthys ? », *Bull. Soc. géol. France*, (7), t. XXII, n° 1, p. 43-60.

Biju-Duval, B., Morel, Y. et le groupe Escarmed, 1982, « Données nouvelles sur les marges du bassin Ionien profond (Méditerranée orientale) : résultats des campagnes Escarmed », *Rev. Inst. Franç. du Pétrole*, vol. 37, n° 6, p. 713-732.

Biju-Duval, B., Morel, Y. et le groupe Escarmed, 1983, « Exemple de sédimentation condensée sur les escarpements de la mer Ionienne (Méditerranée orientale), observations à partir du submersible *Cyana* », *Rev. Inst. Franç. du Pétrole*, vol. 38, n° 4.

Biju-Duval, B., Charier, S., Taviani, M., Morel, Y. et le groupe Escarmed, 1983, « Dépressions circulaires au pied de l'escarpement de Malte et morphologie des escarpements sous-marins. Problèmes d'interprétation », *Rev. Inst. Franç. du Pétrole*, vol. 38, n° 5, p. 605-619.

Biju-Duval, B., Borsetti, A.-M., Colantoni, P. et le groupe Escarmed, 1985, « Géologie des fossés du détroit siculotunisien (mer Pélagienne) », *Rev. Inst. Franç. du Pétrole*, vol. 40, n° 6.

Biju-Duval, B., Morel, Y., Burollet, P.F., Winnock, E., Ravenne, C., Mascle, G., Charier, S., 1987, « Le plateau Cyrénien : promontoire africain sur la marge Ionienne », *Rev. Inst. Franç. du Pétrole*, vol. 42, n° 4, p. 419-447.

Borsetti, A.M., Mascle, J., Rossi, S., 1984, « Segnalazione di facies pelagiche paleoceniche e mioceniche nel tratto NW dell'arco ellenico : implicazioni geodinamiche », *Mem. Soc. Geol. It.*, 27 (1984), 255-265.



- Carrière, D., 1987, « Analyse sédimentologique, diagénétique et morphologique sur l'atoll soulevé de Maré, Nouvelle-Calédonie : expression du cadre géodynamique général », Résumé 1<sup>er</sup> congrès français de Sédimentologie, Paris, nov. 1987, p. 97-98.
- Charier, S., 1985, « Les grands escarpements ioniens : évolution morphogénétique et géodynamique », Thèse 3<sup>e</sup> cycle, n° 85-24, Univ. P. et M. Curie, Paris.
- Charier, S., Biju-Duval, B., Morel, Y., Renard, V. et le groupe Escarméde, 1987, « Escarpement de Malte, le mont Alfeo et les monts de Médine : marges anciennes du bassin ionien », *Rev. Inst. Franç. du Pétrole*, vol. 42, n° 6, p. 695-745.
- Dercourt, J., Zonenshain, P., Ricou, L.E., Kazmin, V.G., Le Pichon, X., Knipper, A.L., Grandjacquet, C., Sborshchikov, I.M., Geysant, J., Lepvrier, C., Pechersky, I.M., Boulou, J., Sibuet, J.C., Savostin, L.A., Sorokhtin, O., Westphal, M., Bazhenov, M.L., Lauer, J.P., Biju-Duval, B., 1985, « Geophysical evolution of the Tethys Belt from Atlantic to the Pamir since the lias », *Tectonophysics*, 123, p. 241-315.
- Finetti, I., 1981, « Geophysical study on the evolution of the Ionian Sea. Sedimentary basins of Mediterranean Sea », *Ist. di Geol. Urbino*, CNR Italian Project of Oceanography.
- Finetti, I., 1982, « Structure, stratigraphy and evolution of Central Mediterranean », *Boll. Geofis. teor. applic.*, vol. 24, n° 96, p. 247-312.
- Finetti, I., Del Ben, A., 1986, « Geophysical study of the Thyrrenian opening », *Boll. Geof. Teor. Appl.*, vol. XXVIII, n° 110, juin 1986, p. 75-155.
- Gianelli, L. et al., 1966, « Nuove osservazioni sulle formazioni neogeniche di terra d'Otranto », *Att. Soc. Tosc. Sc. Nat.*, Pisa 73, 7 p.
- IGSR-IFP, 1976, *Étude géologique de l'Épire (Grèce nord-occidentale)*, Ed. Technip, Paris, 306 p.
- Jamet, M., 1982, « Étude néotectonique de Corfou et étude paléomagnétique des sédiments néogènes des îles de Corfou, Céphalonie et Zante ». Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Univ. Paris XI, 146 p.
- Letouzey, J., Trémoières, J., 1980, « Paleo-stress fields around the Mediterranean since the Mesozoic derived from microtectonics comparisons with plate tectonic data », in : *Geologie des Chaînes Alpines issues de la Tethys*, *Mém. du BRGM* n° 115.
- Masclé, J., Auroux, C., Rossi, S., 1984, « Structure géologique superficielle et évolution récente de la dorsale apulienne (mer Ionienne) », *Rev. Inst. Franç. du Pétrole*, vol. 39, n° 2.
- Montadert, L., Letouzey, J., Mauffret, A., 1978, « Messinian event : seismic evidence », From Hsü, K., Montadert, L. et al., 1978, *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, vol. XLII, Part 1, Washington.
- Morelli, C., Gantar, C., Pisani, M., 1975, « Bathymetry, gravimetry and magnetism in the strait of Sicily and in the Ionian Sea », *Boll. Geof. teor. appl.*, vol. 17, n° 65, p. 39-58.
- Moretti, I., Royden, L., « Deflection gravity anomalies and tectonics of doubly subducted continental lithosphere : Adriatic and Ionian seas », *Tectonics*, sous-presse.
- Ricou, L.E., Zonenshain, P., Dercourt, J., Kazmin, V.G., Le Pichon, X., Knipper, A.L., Grandjacquet, C., Sborshchikov, I.M., Geysant, J., Lepvrier, C., Pechersky, I.M., Boulou, J., Sibuet, J.C., Savostin, L.A., Sorokhtin, O., Westphal, M., Bazhenov, M.L., Lauer, J.P., Biju-Duval, B., 1985, « Méthodes pour l'établissement de neuf cartes paléogéographiques de l'Atlantique au Pamir depuis le Lias », *Bull. Soc. Géol. France* (8), t. I, n° 5, p. 625-635.
- Rossi, S., Borsetti, A.M., 1975, « Corrélation entre sismique réflexion et stratigraphie de la dorsale des Pouilles (mer Ionienne) », *Rapp. Comm. Int. Mer Médit.*, vol. 23, n° 4, p. 307-308.
- Rossi, S., Borsetti, A.M., 1977, « Dati preliminari di stratigrafia e di sismica del Mare Jonio settentrionale », *Memorie Soc. geol. Italiana*, vol. 13, p. 251-259.
- Rossi, S., Sartori, R., 1981, « A seismic reflexion study of the external Calabrian Arc in the Northern Ionian Sea (Eastern Mediterranean) », *Marine Geophys. Res.*, vol. 4, p. 403-428.
- Rossi, S., Auroux, C., Barone, A., Busatti, G., Charier, S., Marozzi, G., Masclé, J., Moreau, A., Ori, C., Perissoratis, C., Tomadin, L., Tsapralis, V., 1982, *Problematiche del Mare Jonio settentrionale e risultati preliminari della crociera « GR 82 »*, *Rend. Soc. Geol. Ital.*, vol. 5, p. 123-124.
- 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 reflexion », *Earth and Planet. Sci. Letts.*, vol. 18, p. 189-204.
- Scandone, P. et al., 1981, « Mesozoic and Cenozoic rocks from Malta escarpment (Central Mediterranean) », *Amer. Assoc. petrol. Geol. Bull.*, vol. 65-7, p. 1299-1319.
- Sorel, D., 1976, « Étude néotectonique dans l'arc égéen externe occidental », Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Univ. Paris XI, Orsay.
- Westphal, M., Bazhenov, M.L., Ricou, L.E., Zonenshain, P., Dercourt, J., Kazmin, V.G., Le Pichon, X., Knipper, A.L., Grandjacquet, C., Sborshchikov, I.M., Geysant, J., Lepvrier, C., Pechersky, I.M., Boulou, J., Sibuet, J.C., Savostin, L.A., Sorokhtin, O., Lauer, J.P., Biju-Duval, B., 1985, « Paleomagnetic implications on the evolution of the Tethys Belt from the Atlantic ocean to Pamir since Trias », *Tectonophysics*, à paraître.

Manuscrit définitif reçu en février 1988.