

GÉOLOGIE. — *Considérations sur l'origine et la mise en place des ophiolites des Alpes occidentales : apport de la connaissance des structures océaniques* ⁽¹⁾. Note (*) de Jean-Marie Auzende, Riccardo Polino, Yves Lagabrielle et Jean-Louis Olivet, présentée par Jean Aubouin.

Nous proposons que certaines ophiolites des Alpes occidentales aient pour origine d'anciens édifices océaniques structurés précocement *in situ*. Ces édifices auraient été rabotés et incorporés aux sédiments avoisinants lors des stades initiaux de la compression, l'ensemble formant ainsi la nappe composite des schistes lustrés ophiolitifères. Ces considérations sont développées à partir de données de terrain et d'informations sur les océans actuels.

GEOLOGY. — Origin and Emplacement of Ophiolites from Western Alps: Comparison with Oceanic Structures.

We suggest that some ophiolites of the "Schistes Lustrés Nappe" (Western Alps) originated from oceanic massives thrust and tectonically incorporated into the ocean sediments during early compressive events. This interpretation is supported by field observations and oceanic data.

Les processus d'obduction et/ou de subduction de lithosphère océanique classiquement évoqués pour la mise en place de massifs ophiolitiques de grande taille (ophiolites d'Oman, de Terre-Neuve de Chypre, etc.) [1] ne sont pas entièrement satisfaisants pour expliquer les modes de gisement des roches vertes de l'Arc alpin occidental. En effet, ces ophiolites alpines constituent des massifs de dimensions modestes en regard des édifices évoqués ci-dessus, présentant des relations bien particulières avec les paléomarges continentales et les métasédiments océaniques et ne montrant que rarement une coupe complète des cumulats aux laves en pillows [2]. Un examen des types de gisement de ces massifs alpins sous a donc amené à rechercher une explication dynamique la plus simple possible pour leur mise en place. Cette explication, proposée ici, est issue d'une confrontation entre les données de terrain et des informations sous-marines obtenues sous diverses formes dans les océans actuels.

I. MODE DE GISEMENT ET STRUCTURE INTERNE DES OPHIOLITES ALPINES. — On peut ranger les ophiolites de l'Arc alpin occidental dans deux grandes catégories selon les relations de terrain qu'elles présentent avec les autres unités structurales.

(a) La première catégorie comprend les ophiolites qui sont directement accolées à des massifs cristallins représentant les rebords internes des cratons européen ou apulien [bordure Nord, Est et Sud du Grand Paradis; zone de Zermatt-Saas Fee ourlant les flancs Sud et Ouest du Mont Rose; massifs affleurant sous les klippes de type Dent Blanche (s. l.) du Val d'Aoste; massif de Lanzo au sud de la zone Sesia-Lanzo].

(b) La seconde catégorie comprend les gisements d'extension souvent modeste, isolés tectoniquement au sein d'anciens sédiments océaniques. Ces ophiolites sont caractéristiques des Alpes cottiennes, alors que celles appartenant au groupe précédent prédominent dans les Alpes Graies et penniques. On a déjà montré [3] que les ophiolites de ce second groupe présentent en de nombreux endroits, une couverture sédimentaire bien caractéristique, de *type ligure*, et qui montre très souvent une pollution en matériel détritique « ophiolitique ». Cette couverture repose sur un plancher océanique structuré précocement, constitué de serpentinites, de gabbros parfois foliés, de basaltes et de brèches ophiolitiques mono- ou polygéniques.

Pour rendre compte des modes de gisements de ces deux catégories d'ophiolites, il est donc nécessaire de faire appel à un modèle qui explique de façon satisfaisante :

- 1° la taille souvent modeste des massifs considérés;
- 2° l'importante structuration précoce, intraocéanique, dont certains ont conservé la marque;

3° leur position particulière, soit collés aux paléomarges continentales, soit isolés dans les métasédiments océaniques, où la plupart apparaissent comme des lambeaux tectoniques relativement minces, plusieurs fois repliés sur eux-mêmes.

Un modèle faisant intervenir l'avancée d'une vaste nappe ophiolitique unique n'est donc pas envisageable. Aussi, proposons nous que dès les premiers stades de la compression, un certain nombre de portions du plancher océanique soient mobilisées de façon préférentielle. Ces portions, formant alors autant d'écailles ophiolitiques sont mêlées tectoniquement aux sédiments océaniques et l'ensemble constitue un complexe charrié composite, unique. Il reste à savoir comment s'effectue la sélection des portions océaniques concernées. Remarquons tout d'abord que bon nombre des édifices ophiolitiques ont été, comme nous l'avons dit, tectonisés de façon précoce dans l'océan, en ce sens ils pourraient représenter des secteurs ayant subi une évolution océanique anormale, ne répondant pas aux lois classiques de la subsidence. Insistons également sur le fait qu'il existe pratiquement toujours dans les couvertures sédimentaires des ophiolites considérées, des blocs et niveaux détritiques provenant du démantèlement de serpentinites, de gabbros et de basaltes et situés plus ou moins loin du paléosubstratum. Ce matériel témoigne de l'existence d'anciens reliefs océaniques vigoureux, montrant à l'affleurement des roches de nature variée. Ces deux observations nous permettent de penser que les édifices océaniques sélectionnés par la tectonique compressive occupaient des positions topographiques anormalement élevées. Les plans d'écaillages le long desquels ces massifs ont été ensuite désolidarisés de la croûte océanique avoisinante « normale », pouvaient être de ce fait, d'anciens accidents ayant fonctionné, selon des modalités diverses, dans l'océan.

EXPLICATION DE LA PLANCHE

Représentation schématique des processus envisagés dans l'Arc alpin occidental, conduisant au charriage de lambeaux de lithosphère océanique. Lors de la collision continentale, la tectonique agit en sélectionnant de préférence, les édifices structurés précocement dans l'Océan.

Stade 1 : avant la collision. Cette figure fait ressortir les principaux types de massifs intraocéaniques susceptibles d'être mobilisés lors des phases compressives. Les secteurs désignés par les lettres A et F sont décrits dans le texte. c.o. = croûte océanique « normale »; Eur. = Europe; Apu. = Apulie.

Stade 2 : aux premières manifestations de la compression. Le domaine océanique, d'extension probablement réduite, est coincé entre les continents européen et apulien. Les massifs figurés au stade 1 sont charriés avec les sédiments océaniques, sur le continent, alors que les domaines de « croûte océanique normale » sont sous-charriés. La majeure partie de ceux-ci sera donc absente de l'orogène résultant.

Domaine continental. 1. Sédiments de la marge continentale; 2. Socle de la marge continentale.

Domaine océanique. 3. Matériel océanique détritique; 4. Coulées sous-marines situées au toit du socle océanique ou dans les sédiments; 5. Sédiments océaniques indifférenciés (futurs calcschistes); 6. Association calcaires pélagiques-radiolarites; 7. (a) Gabbros isotropes; (b) gabbros foliés; 8. Péridotites et serpentinites; 9. Croûte océanique « normale ».

Remarque. — La figure est sans échelle. Néanmoins, la hauteur relative des structures anormales par rapport aux marges continentales a été respectée.

Schematic representation of the processes envisioned in the Western Alps as leading to the thrusting of the oceanic lithosphere. During the continental collision, tectonic processes apparently followed previously existing oceanic structures.

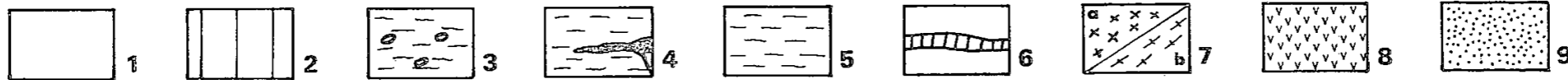
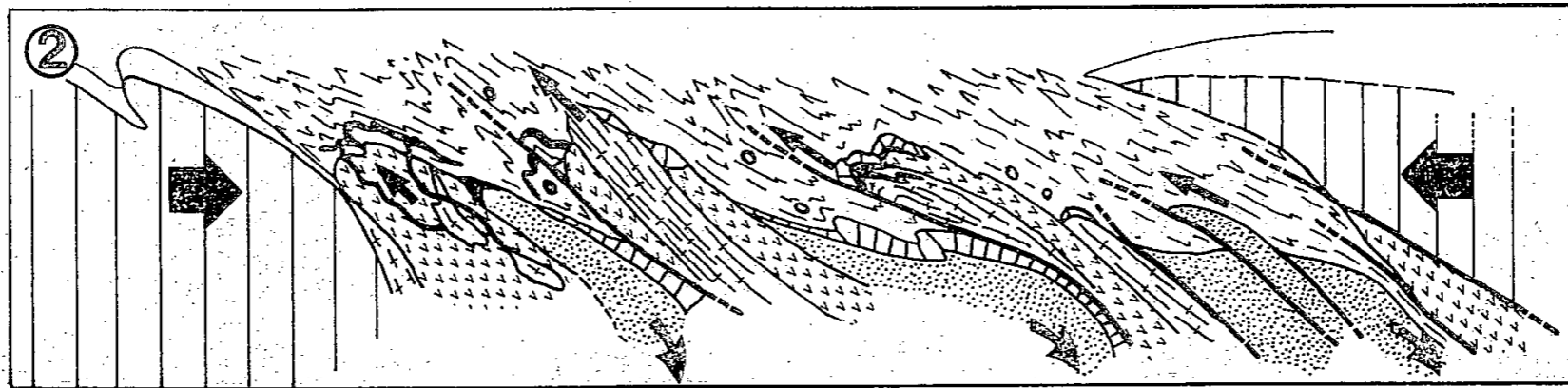
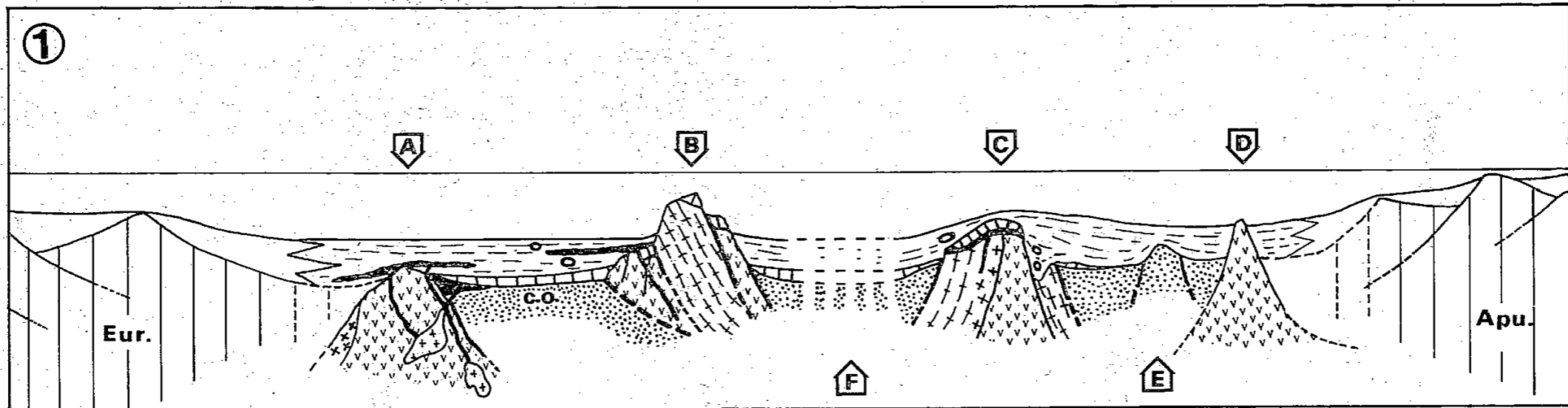
1. *Pre-collision. This figure shows the principal types of intraoceanic massives likely to be mobilized during compression. The sections designated by the letters A to F are described in the text. c.o. = "normal" oceanic crust; Eur. = Europe; Apu. = Apulia.*

2. *During the early stages of compression. A small oceanic basin is trapped between European and Apulia continents. The massives shown in n. 1 are overthrust, with oceanic sediments, onto the continental margin, while the "normal" oceanic crust is underthrust. Little of this oceanic crust remains visible in the resulting orogenic chain.*

Continental domain. 1. Sedimentary cover; 2. Crystalline basement.

Oceanic domain. 3. Ophiolitic detritus; 4. Submarine lava-flows on top of ophiolites and in sediments; 5. Undifferentiated pelagic sediments (future calcschists); 6. Cherts (radiolarites) and limestones; 7. (a) Gabbros; (b) Foliated gabbros; 8. Peridotites and serpentinites; 9. "Normal" oceanic crust.

Note. — *The figure is not to scale, however the vertical proportions between structures and continental margins are realistic.*



Afin d'éprouver cette hypothèse, il était tentant de savoir si, dans les océans actuels, on rencontre assez couramment, des édifices *tectonisés* pouvant servir de support de comparaison avec les structures que nous imaginons. Ces édifices doivent être en position topographique élevée et doivent présenter à l'affleurement, en assemblage structuré, des roches variées (basaltes, serpentinites, gabbros...).

Nous verrons ci-dessous que le nombre des édifices est relativement important, mais surtout, qu'on les rencontre dans des contextes géodynamiques divers.

II. ÉDIFICES TECTONISÉS, ANORMALEMENT ÉLEVÉS DES OCÉANS ACTUELS. — La planche I (stade 1) tente de visualiser la position et la nature des principales structures océaniques que nous proposons comme « protolithes » pour les ophiolites alpines. Les lettres A à F font référence aux sites océaniques actuels décrits ci-après.

A. Massifs principalement péridotitiques dont la mise en place est liée à l'histoire du Rifting. Le seul exemple que nous connaissons est celui de l'île de Zabargad en Mer Rouge [4]. Ce type de structure pourrait être tectonisé en restant accolé à la marge continentale et donner, par exemple, les massifs ophiolitiques du premier groupe.

B. Massifs composites représentant d'anciens reliefs de zone de fracture profondément remobilisés durant des épisodes compressifs océaniques (type Banc de Gorringer [5]). On range dans cette catégorie, des massifs comparables morphologiquement au Banc de Gorringer, mais dont l'évolution tectonique, moins bien connue, pourrait être différente (Palmer Ridge [6] et Watership Seamount [7] dans l'Atlantique, Gagua Ridge [8] dans le bassin Ouest Philippin).

C. Relief bordier ou médian des grandes zones de fracture des océans Atlantique et Indien (Gibbs [9], Vema [10], Saint-Paul [11], Romanche [12], Owen, Alula [13], etc.).

D. Diapirs de serpentinite de pied de marge, type montagne 5100 [14]. Ces structures pourraient subir la même évolution que celles du paragraphe A. Resituées dans un contexte de type Apulien, elles pourraient être identifiées aux péridotites de Lanzo par exemple.

E. Montagnes sous-marines basaltiques (seamounts, volcans sous-marins), plateaux volcaniques sous-marins. Exemples : Kettle Mountain [7], Plateau des Açores [15], Meteor Seamount [16], etc.

F. Flanc de ride à expansion lente. Les dorsales à expansion lente présentent des topographies accidentées, et l'on y connaît à l'affleurement, des roches de nature variée, volcaniques, plutoniques, etc. [17]. Dans le modèle que nous proposons, de telles structures complexes, formant des reliefs notables, pourraient être mobilisées de la même façon que les autres. Dans les océans actuels, ces structures parfois inactives, sont affectées par une tectonique plus ou moins complexe qui n'est pas toujours en relation directe avec le processus d'accrétion. Ride des Mathématiciens (Pacifique Est) [18], Cayman Rise [19], Rides de Sorol et Ayu [20].

Nous n'excluons pas la possibilité que des fragments de lithosphère océanique régulièrement stratifiée, soient également incorporés comme certains des massifs précités. Les charriages pourraient naître le long de plans de faiblesse existant déjà dans l'Océan, comme des failles inverses, localisée dans des zones en compression. De telles failles auraient été reconnues sur le bord NE de la plaque Caroline [21].

CONCLUSIONS. — Contrairement aux différents modèles d'obduction/subduction qui font intervenir le plancher océanique dans une position initiale normale (c'est-à-dire ayant évolué verticalement suivant les lois de subsidence), nous proposons que le mécanisme aboutissant à la mise en place de la majorité des massifs ophiolitiques alpins n'affecte que des édifices en

position structurale et topographique anormale. La croûte océanique « normale » serait, dans ce cas, presque totalement subductée (pl. I, stade 2). Une question doit cependant être posée : existe-t-il dans les océans actuels, suffisamment de structures en position anormale pour que soit rendue crédible notre comparaison actualiste ? L'examen d'une carte bathymétrique de l'Atlantique Nord permet d'apporter certains éléments de réponse. Imaginons, par exemple, sa fermeture; nous voyons que de nombreuses structures, aux dimensions hectométriques, depuis la fracture Gibbs, jusqu'aux Açores, en passant par le système Kings Trough-Palmer Ridge, Tore-Madère, Gorringer-Ampère-Coral Patch, sont susceptibles d'être rabotées et de former avec la couverture sédimentaire océanique, une nappe comparable par son contenu, à celles des schistes lustrés ophiolitifères. Il faut noter cependant que les massifs ophiolitiques alpins sont de dimension réduite par rapport aux édifices océaniques évoqués ci-dessus. Ceci nous amène à considérer avec prudence l'image dernièrement évoquée puisque, en effet, l'océan piémontais était probablement d'extension modeste. Nous pensons que du fait du rabottage seule une partie des massifs anormaux est prise dans l'obduction, alors que la masse principale disparaît par subduction.

Nous remercions Bernard Pelletier et Philippe Gouronnec pour les informations qu'ils nous ont communiquées sur le Pacifique Ouest.

(¹) Contribution n° 813 du Centre Oceanologique de Bretagne.

(*) Remise le 25 avril 1983.

- [1] R. G. COLEMAN, *Ophioliti*, 2, 1977, p. 41-73; H. L. DAVIES, *Bur. Min. Res. Geol. Geophys. Austr. Bull.*, 128, 1971, p. 1-48; J. F. DEWEY, *Tectonophysics*, 31, 1976, p. 93-120; W. K. GEALEX, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 88, 1977, p. 1183-1191; A. NICOLAS et X. LE PICHON, *Earth Planet. Sc. Lett.*, 46, 1980, p. 397-406.
- [2] D. BEARTH, *Beitr. geol. Karte Schweiz*, 132, 1967, 130 p.; D. BEARTH, *S.M.P.M.*, 54, 1974, p. 385-397; G. V. DAL PIAZ, 1^{re} partie : *Bull. soc. geol. It.*, 93, 1974, p. 437-468, 2^e partie : *S.M.P.M.*, 54, 1974, p. 399-424; G. V. DAL PIAZ, *Memorie degli Istituti di Geologia e Mineralogia dell'Università di Padova*, 31, 1976; G. ELTER, *Geol. alpine*, 47, 1971, p. 147-169; G. GOSSO, G. V. DAL PIAZ, V. PIOVANO et R. POLINO, *Mem. Sc. geol.*, 1979, 16 p.; B. LOMBARDO, R. NERVO, R. COMPAGNONI, B. MESSIGA, J. R. KIENAST, C. MEVEL, L. FIORA, G. B. PICCARDO et A. LANZA, *Rend. Soc. It. Min. Petr.*, 34, n° 2, 1978, p. 253-305.
- [3] Y. LAGABRIELLE, *Thèse 3^e cycle*, Brest, 1982, 198 p.; Y. LAGABRIELLE, R. NERVO, R. POLINO et F. DUTTO, *Ophioliti*, 1982 (sous presse); M. LEMOINE, *Archives des Sciences*, Genève, 33, 1980, p. 103-116; M. LEMOINE et P. TRICART, *Comptes rendus*, 288, série D, 1979, p. 1655; P. DE WEVER et R. CABY, *Comptes rendus*, 292, série II, 1981, p. 467.
- [4] E. BONATTI, P. HAMLYN et G. OTTONELLO, *Geology*, 9, 1981, p. 474-479.
- [5] Groupe Cyagor II, *Ophioliti*, 1982b (sous presse).
- [6] J. R. CANN et B. M. FUNNELL, *Nature*, 213, n° 5077, 1967, p. 661-664.
- [7] H. M. PRICHARD, *Ph. D. Thesis. University of Newcastle-Upon-Tyne*, 1980.
- [8] C. L. MROZOWSKI, S. D. LEWIS et D. E. HAYES, *Tectonophysics*, 82, 1982, p. 1-24.
- [9] J. L. OLIVET, X. LE PICHON, S. MONTI et B. SICHLER, *J. Geophys. Res.*, 79, 1974, p. 2059-2072.
- [10] E. BONATTI, R. SARTORI et A. BOERSMA, *Tectonophysics*, 91, 1983, p. 213-232; W. J. LUDWIG et D. RABINOWITZ, *Mar. Geol.*, 35, 1980, p. 99-110.
- [11] W. MELSON, S. R. HART et J. THOMSON, *Geol. Soc. Am. Mem.*, 132, 1972, p. 241-257.
- [12] E. BONATTI, *Earth Planet. Sc. Lett.*, 37, 1978, p. 369-379.
- [13] E. BONATTI et HAMLYN, *Science*, 201, 1978, p. 249-251.
- [14] G. BOILLOT, S. GRIMAUD, A. MAUFFRET, D. MOUGENOT, J. KORNPORST, G. MERGOIL-DANIEL et G. TORRENT, *Earth Planet. Sc. Lett.*, 48, 1980, p. 23-34.
- [15] J. BONNIN, *Évolution géodynamique de la ligne Açores-Gibraltar (Thèse d'État, Paris-VII, 1978, 144 p.)*.
- [16] U. VON RAD, *Meteor. Forschungsergebn.*, C, n° 19, 1974, p. 1-61.
- [17] T. J. BARRET et E. T. C. SPOONER, *Earth Planet. Sc. Lett.*, 35, 1977, p. 79-19; H. BOUGAULT et S. CANDE et l'équipe scientifique du Leg 82, *Comptes rendus*, 1982 (sous presse).
- [18] D. A. VANKO et R. BATIZA, *Nature*, 300, 1982, p. 742-744.
- [19] Groupe Caytrough, *Amer. Geophys. Union*, 1979, p. 66-95; G. W. WHITE et J. B. STROUP, *Geology*, 7, 1979, p. 32-36.
- [20] M. R. PERFIT et D. J. FURNARI, *Tectonophysics*, 87, 1982, p. 279-313.
- [21] J. K. WEISSEL et R. N. ANDERSON, *Earth Planet. Sc. Lett.*, 41, 1978, p. 143-158.

J. M. A. et J. L. O. : C.O.B., B.P. n° 337, 29273 Brest;

R. P. : C.N.R., Centro di studio sui problemi dell'orogeno delle Alpi occidentali, Palazzo Carignano, Via Accademia delle Scienze 5, Torino, Italie;

Y. L. : G.I.S., Océanologie et Géodynamique, U.B.O., 6, avenue Le-Gorgeu, 29200 Brest.