

Chronostratigraphie et paléomagnétisme des dépôts oligo-miocènes de Corse : implications géodynamiques pour l'ouverture du bassin liguro-provençal

JEAN FERRANDINI¹, JÉRÔME GATTACCECA², MICHELLE FERRANDINI¹,
ALAN DEINO³ et MARIE-CHRISTINE JANIN⁴

Mots clés. – Biostratigraphie, Paléomagnétisme, Datation ⁴⁰Ar/³⁹Ar, Paléoenvironnements, Oligo-Miocène, Corse, France

Résumé. – Dans un contexte de convergence entre Afrique et Europe, le domaine méditerranéen occidental est caractérisé par l'ouverture du bassin liguro-provençal au Miocène inférieur et de la mer Tyrrhénienne à partir du Miocène moyen. Ces ouvertures sont précédées par un épisode de rifting oligocène. De nouveaux résultats biostratigraphiques, géochronologiques et paléomagnétiques permettent de proposer une ébauche de stratigraphie intégrée pour la période oligo-miocène en Corse. Les dépôts continentaux syn-rift, dans la région d'Ajaccio, sont datés du Chattien supérieur par la présence d'un mammifère : *Pomelomeryx boulangeri*. Leur étude paléomagnétique indique une rotation anti-horaire de $44 \pm 4^\circ$ par rapport à l'Europe stable. Les dépôts du Miocène inférieur se sont mis en place sur une topographie contrastée héritée de la période de glyptogenèse oligocène. Les terrains miocènes les plus anciens contiennent 4 dépôts de coulées pyroclastiques dans le Sud de la Corse. De nouvelles datations par la méthode ⁴⁰Ar-³⁹Ar leur attribuent des âges compris entre 21,3 et 20,6 Ma (Aquitainien supérieur). Le Miocène marin du bassin de Bonifacio comprend deux formations : à la base, la formation de Cala di Labra, jalonnée de récifs en onlap côtier, est attribuée à la zone à *Globigerinoides trilobus* ; au-dessus, la formation des calcarénites de Bonifacio est essentiellement constituée par un empilement de dunes hydrauliques. L'absence d'*Orbulines* montre qu'elle est antérieure au Langhien supérieur (biozone N9). Le Miocène de Saint-Florent comprend 3 formations marines encadrées par deux formations continentales. A la base, la formation continentale de Fium' Albinu (contemporaine de la partie inférieure de la formation de Cala di Labra) est surmontée par la formation de Torra, rapportée au Burdigalien supérieur en raison de la présence de *G. trilobus* et *G. bisphericus*. La formation de Sant' Angelo (en partie équivalente à la formation de Bonifacio) se développe du Burdigalien terminal au Langhien supérieur. La formation de Farinole est attribuable au Serravallien inférieur (base de la zone à *Globoquadrina altispira altispira*). La direction paléomagnétique mesurée pour la formation de Fium' Albinu indique une rotation anti-horaire d'une trentaine de degrés postérieure au début du Burdigalien supérieur. L'ensemble de ces nouveaux résultats paléomagnétiques et des informations antérieures indique que l'ouverture du bassin liguro-provençal s'accompagne d'une rotation antihoraire de 45° de la Corse, qui commence entre 23 et 21 Ma et se termine autour de 15 Ma.

Chronostratigraphy and paleomagnetism of Oligo-Miocene deposits of Corsica (France) : geodynamic implications for the liguro-provençal basin spreading

Key words. – Biostratigraphy, Paleomagnetism, ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating, Paleoenvironments, Oligo-Miocene, Corsica, France.

Abstract. – In a context of convergence between Africa and Europe, the western Mediterranean domain is characterized by the opening of the Liguro-Provençal ocean in the early Miocene and of the Tyrrhenian Sea since the middle Miocene. These openings are preceded by an Oligocene rifting episode. New biostratigraphic, geochronologic and paleomagnetic data allow to propose an integrated stratigraphy sketch for the Oligo-Miocene period in Corsica.

The continental syn-rift deposits, in the region of Ajaccio, have been dated as late Chattian from the presence of a mammal, *Pomelomeryx boulangeri*. Their paleomagnetic study indicates an anticlockwise rotation of $44 \pm 4^\circ$ with regard to the stable Europe. The early Miocene succession was deposited on a contrasted topography inherited from the Oligocene glyptogenesis period. The lowermost Miocene deposits are represented by 4 pyroclastic flow deposits in southern Corsica. New ⁴⁰Ar-³⁹Ar datings on plagioclase concentrates give ages between 21.3 and 20.6 Ma (late Aquitanian). Paleomagnetic directions indicate that the rotation of Corsica had probably begun at this time.

The Miocene marine sediments of the Bonifacio basin are divided in two formations. At the base, the Cala di Labra formation, that comprises 3 reef formations in coastal onlap (R1, R2, R3), is attributable to the *Globigerinoides trilobus* zone. In the environment of R1, miogypsin population includes mainly *Miogypsina intermedia* with a few *M. globulina* and *M. cushmani*. The absence of the less evolved forms ($10 < V < 35$) let us suppose that at least the lower Burdigalian is absent at Bonifacio because the region was emerged. R2 reef has a similar population ($42 < V < 70$), which suggests a rather short interval of time between the two stages of reef construction. On the other hand the R3 population contains only evolved forms (*M. mediterranea*) suggesting a late Burdigalian age. The end of the sedimentary succession (Bonifacio formation) is essentially represented by a pile of hydraulic dunes. The absence of *Orbulina* shows that this upper unit is older than late Langhian (biozone N9).

¹Université de Corse, BP 52, 20250 Corte, France. jferrand@univ-corse.fr

²Cerege, BP 80, 13545 Aix-en-Provence cedex 04, France. gattacceca@cerege.fr

³Berkeley Geochronology Center, 2455 Ridge Rd., Berkeley, CA 94709, USA. al@bgc.org

⁴CNRS, Centre IBT-IMS, 11 rue Marie Curie, 10000 Troyes, France

Manuscrit déposé le 2 juillet 2002 ; accepté après révision le 12 mars 2003.

Miocène sediments from Saint-Florent are divided into 3 marine formations bracketed by two continental ones. At the base, the continental formation of Fium'Albinu (equivalent to the Cala di Labra formation) is surmounted by the Torra formation attributed to Late Burdigalian based on the presence of *G. trilobus* and *G. bisphericus*. The Sant'Angelo formation (equivalent to the Bonifacio formation) developed from latest Burdigalian to late Langhian. The Farinole formation represents early Serravallian (base of the *Globoquadrina altispira altispira* zone).

Despite the large number of studied sites in this study and others, the only reliable Oligo-Miocène paleomagnetic results in Corsica are the following ones :

- the Vazzio formation indicates a rotation of $44 \pm 4^\circ$ after the late Oligocene,
- the southern volcanic flows show that the rotation was in progress around 20.7 Ma (late Aquitanian),
- the Fium'Albinu formation indicates a rotation of $30 \pm 12^\circ$ after early Burdigalian,
- site B from Vigliotti and Kent [1990] gives a rotation of about $11 \pm 5^\circ$ after early Langhian.

Our paleomagnetic data, together with the existing ones, associated to the biostratigraphic and geochronologic ages show that the opening of the Ligurian basin coincides with an anticlockwise rotation of 45° of Corsica, which begins between 23 and 21 Ma and ends around 15 Ma. This is in agreement with the idea of Sardinia and Corsica rotating as a single almost rigid block during Miocene times.

INTRODUCTION

Pendant l'Oligocène et le Miocène, le domaine méditerranéen occidental est marqué par une période de rifting suivie de l'ouverture du bassin liguro-provençal puis de la mer Tyrrhénienne (fig. 1A). Le bassin liguro-provençal est classiquement interprété comme un bassin d'arrière-arc s'ouvrant en réponse à la subduction apulienne sous le bloc Corse-Sardaigne [Faccenna *et al.*, 1997]. La durée de la période d'ouverture varie selon les auteurs : 21 à 18 Ma selon Réhault [1981], 21 à 15 Ma selon Vigliotti et Langenheim [1995].

En Corse, les terrains de l'Oligocène supérieur sont connus uniquement près du Vazzio, à l'est d'Ajaccio [Ferrandini *et al.*, 1999] alors que les dépôts miocènes se rencontrent dans 4 bassins (fig. 1B) : Bonifacio, Francardo-Ponte Leccia, Saint-Florent et la Plaine orientale [Orszag-Sperber et Pilot, 1976]. Le magmatisme miocène se présente sous la forme d'un sill lamprophyrique à Sisco, dans la partie orientale du Cap Corse [Velde, 1967] et de 4 témoins de coulées pyroclastiques calco-alkalines cantonnées au sud de l'île [Bellon, 1976 ; Ottaviani-Spella *et al.*, 1996, 2001 ; et ce travail]. Le volcanisme calco-alkalin est à mettre en relation avec la subduction apulienne [Réhault *et al.*, 1984] tandis que le magmatisme alcalin de Sisco est lié aux phénomènes distensifs associés à l'ouverture du nord de la mer Tyrrhénienne [Serri, 1997].

Par comparaison avec la Sardaigne voisine (fig. 1B), le Miocène est peu représenté en Corse, car le "rift" sarde se prolonge vers le nord au large de la côte ouest-corse sans concerner la partie émergée de l'île. Ainsi le volcanisme calco-alkalin se développe largement en mer le long de la marge SW de la Corse [Thomas et Genesseeux, 1986 ; Rossi *et al.*, 1998].

Malgré la relative rareté des affleurements, les dépôts oligocènes et miocènes de Corse permettent de reconstituer une partie des événements géodynamiques majeurs qui marquent cette période. En effet, c'est à la suite d'un épisode de rifting oligocène d'une dizaine de Ma [Séranne, 1999] que la Corse et la Sardaigne se séparent du continent européen alors que s'ouvre l'océan liguro-provençal. Cette dérive s'accompagne d'une rotation anti-horaire de la Sardaigne, attestée par les reconstructions pré-ouverture [Gueguen, 1995] et par les données paléomagnétiques [Edel, 1980]. Le mouvement de la Corse est moins bien contraint car le bassin océanique est plus étroit au large de la Corse (la recons-

truction pré-ouverture est donc moins précise) et les données paléomagnétiques fiables sont moins nombreuses.

Le but de cette étude est de proposer une ébauche de stratigraphie intégrée pour la période oligo-miocène en s'appuyant sur de nouvelles données biostratigraphiques et géochronologiques, puis de préciser la cinématique de la Corse grâce aux données paléomagnétiques placées dans ce cadre stratigraphique. Seuls les affleurements de Vazzio, Bonifacio et Saint-Florent sont étudiés en détail, les deux autres bassins miocènes n'ayant pas fourni de résultats paléomagnétiques satisfaisants.

MÉTHODOLOGIE

Biostratigraphie

Nous avons adopté les zonations de Iaccarino [1985] pour les foraminifères planctoniques ; de Martini [1971] complétée de celle de Young [1998] pour les nannofossiles calcaires ; de Cahuzac et Poignant [1997] pour les grands foraminifères benthiques ; de Mein [1989] et Legendre et Lévêque [1997] pour les mammifères néogènes. Les corrélations (avec les zones de Blow [1969] entre autres) sont reprises de Hardenbol *et al.* [1998]. Pour faciliter la lecture, nous convenons d'utiliser le terme Burdigalien inférieur pour l'intervalle de temps compris entre la limite Aquitanien/Burdigalien (fixée d'après l'évolution des Miogypsiniés) et la fin d'acmé de *Catapsydrax dissimilis*, soit la partie supérieure de la zone à *Globoquadrina dehiscens dehiscens/Catapsydrax dissimilis* (zone N5 de Blow en partie). Le Burdigalien supérieur, qui se termine à l'apparition de *Praeorbulina sicana*, correspond à la zone à *Globigerinoides trilobus* (partie de la zone N5 plus N6 et N7).

La faible abondance des foraminifères planctoniques dans le contexte de plate-forme du Miocène nous a conduit à étudier des foraminifères benthiques liés aux récifs comme les miogypsines. Ce groupe comporte 2 sous-genres *Miogypsinoïdes* et *Miogypsina* qui se différencient respectivement par l'absence/présence de logettes latérales. Le sous-genre *Miogypsinoïdes* contient principalement l'espèce *bantamensis* qui caractérise l'Oligocène et l'Aquitanien inférieur. Le sous-genre *Miogypsina* comporte différentes espèces formant une lignée phylétique avec, pour le Miocène, la succession *gunteri*, *tani*, *globulina*, *intermedia*, *cushmani* et *mediterranea*, cette dernière espèce

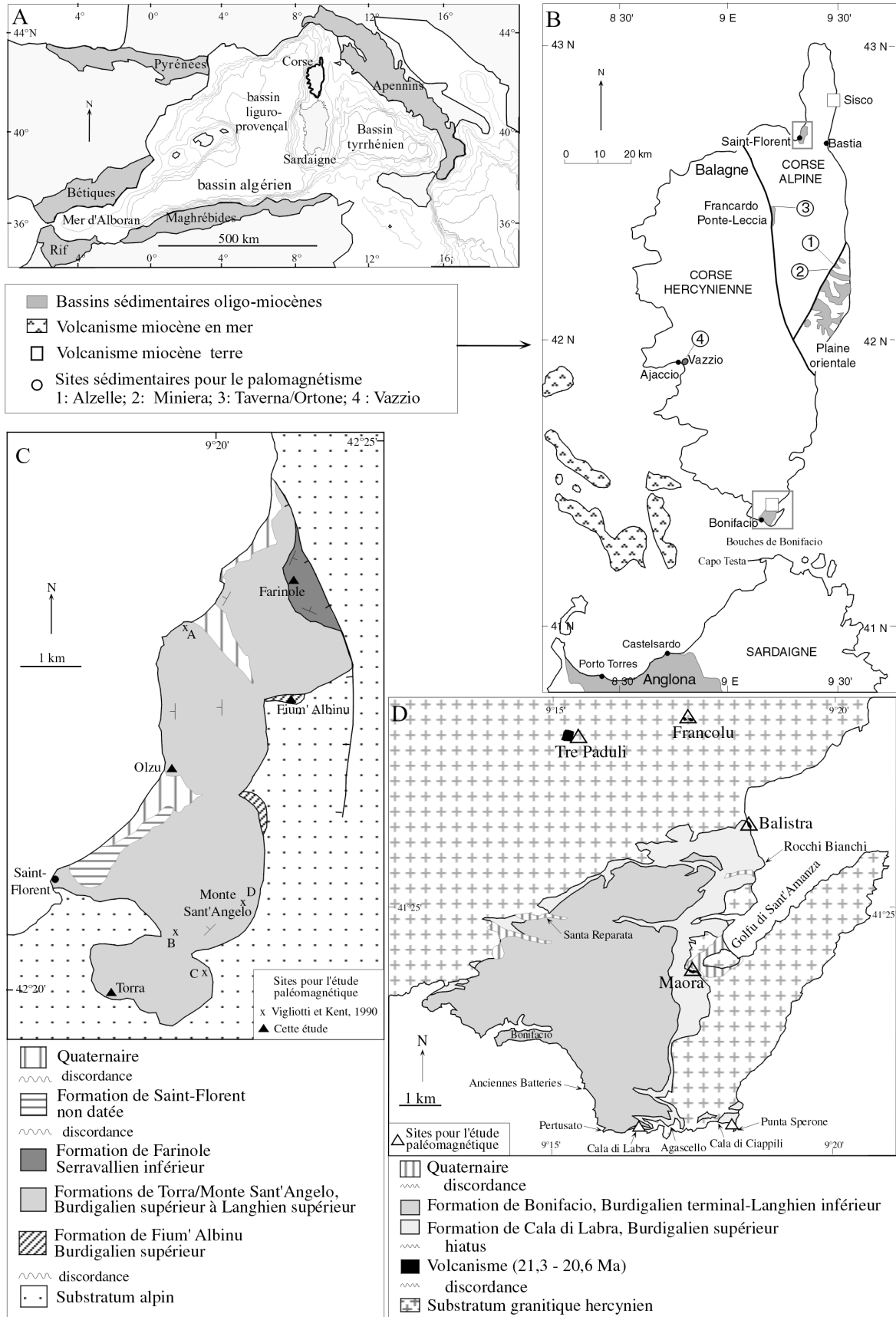
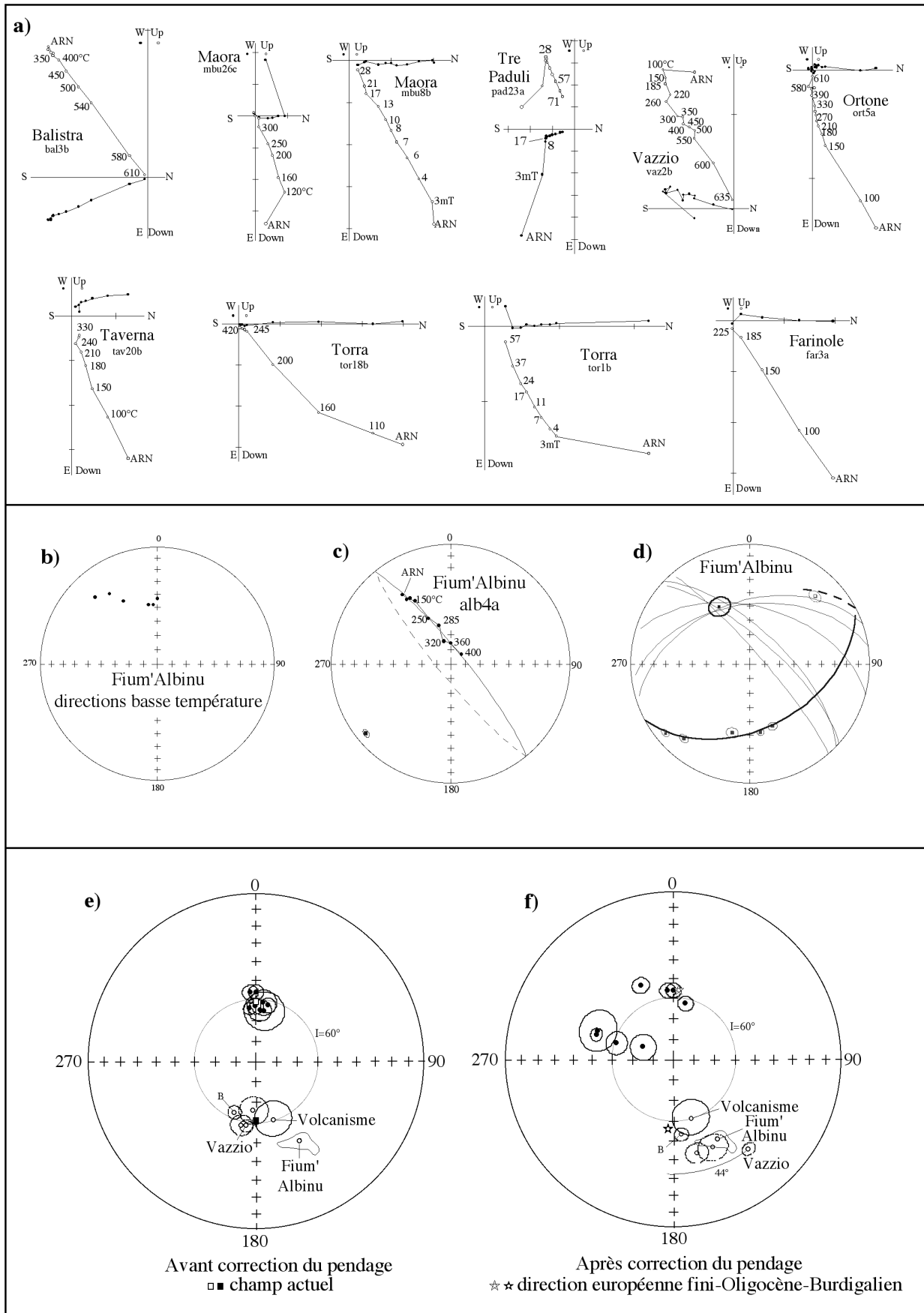


FIG. 1. – Localisation des affleurements étudiés. A : position de la Corse dans le cadre méditerranéen, B : situation des affleurements oligo-miocènes de Corse et du Nord de la Sardaigne, C : cadre géologique du Miocène de Saint-Florent, D : cadre géologique du Miocène de Bonifacio.
 FIG. 1. – Location of the studied samples. A : schematic geographic and geologic location of Corsica, B : location of the Oligo-Miocene outcrops of Corsica and northern Sardinia, C : simplified geological map of Miocene in Saint-Florent area, D : simplified geological map of Miocene in Bonifacio area.



s'éteignant au Langhien. Suivant le nombre et la disposition des loges embryonnaires, on peut établir une coupure entre les espèces *gunteri/tani*, unispiralées, et les autres qui sont plurispiralées. Cette coupure correspond à la limite Aquitain/Burdigalien. Les 4 espèces du Burdigalien se distinguent, en section équatoriale, par l'indice de symétrie (V) qui augmente en fonction du temps [Drooger, 1963]. V est calculé à partir des mesures des angles α et β eux-mêmes fonction de la position de la loge de fermeture qui soude les deux spirales (fig. 5). Chez *M. globulina*, espèce peu évoluée, V a une valeur faible, inférieure à 45 ; il est compris entre 45 et 70 chez *M. intermedia* ; entre 70 et 90 chez *M. cushmani* et voisin de 100 chez *M. mediterranea*.

Paléomagnétisme

Les échantillons ont été prélevés à l'aide d'une foreuse portative, orientés à la boussole et/ou au compas solaire, puis sciés en spécimens cylindriques standard. Les aimantations rémanentes naturelles ont été mesurées avec un magnétomètre à rotation JR4 (Institut de Physique du Globe de Paris, laboratoire de Saint-Maur des Fossés) ou avec un magnétomètre cryogénique 2G (Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, Rome). Les échantillons ont été désaimantés par étapes par champ alternatif et/ou par chauffe. Les données ont été reportées sur des diagrammes de désaimantation orthogonaux et sur des projections stéréographiques (figs. 2a-d). Leur évaluation utilise l'analyse de composantes principales [Kirschvink, 1980]. Les directions paléomagnétiques moyennes sont calculées avec les outils statistiques de Fisher [1953], les angles de rotation et leur intervalle de confiance à 95 % sont calculés d'après Desmaret [1983] par rapport aux paléopôles de l'Eurasie [Besse et Courtillot, 2002].

Géochronologie

Aucune datation par la méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ n'existait pour le Miocène de Corse. Afin de préciser la géochronologie des 4 coulées pyroclastiques du sud de l'île, nous avons réalisé des datations $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur plagioclase. La séparation a été réalisée par broyage, tamisage, séparation magnétique (séparateur Franz[®]), séparation par liqueurs denses (bromoforme). Sept spectres d'âges apparents ont été obtenus à partir d'échantillons de quelques dizaines de mg de phénocristaux de plagioclase (3 coulées ont été datées à partir de deux échantillons chacune). Les échantillons ont été irra-

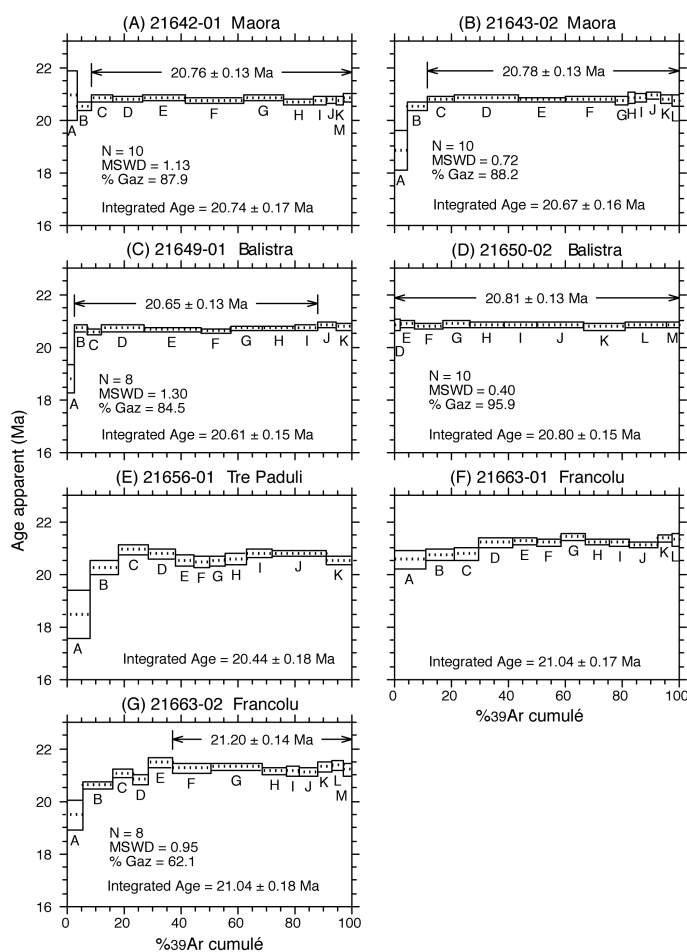


FIG. 3. – Spectres d'âges apparents $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ lors des paliers de chauffe pour les phénocristaux de plagioclase. L'incertitude sur l'âge apparent de chaque étape est donnée à 2σ , l'incertitude de l'âge-plateau et de l'âge intégré est donnée à 1σ . Les âges moyens ($\pm 2\sigma$) sont calculés à partir des âges-plateaux. N : nombre d'étapes du plateau ; MSWD : écart-type moyen ; % Gaz : ^{39}Ar dégazé durant le plateau.

FIG. 3. – Incremental $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ apparent age spectra obtained from plagioclase phenocrystals by laser step-heating. Uncertainties are shown at 2σ for the apparent age at each step, and at 1σ for plateau ages and integrated ages. The calcul of mean ages ($\pm 2\sigma$) is based on the plateau age values. N : number of steps in the plateau ; MSWD : mean standard weighted deviation ; % Gaz : ^{39}Ar released during the plateau.

FIG. 2. – a) Projections orthogonales des données de désaimantation progressive de quelques échantillons représentatifs, avant correction du pendage. Les disques blancs et noirs représentent les projections sur les plans verticaux et horizontaux respectivement. Pour la formation de Fium'Albinu, 3 projections stéréographiques sur l'hémisphère inférieur sont représentées : b) l'ensemble des composantes basses températures du site, c) les données de désaimantation d'un échantillon représentatif avec la détermination d'un grand cercle, de son pôle et de l'intervalle de confiance à 95 % associé, d) l'ensemble des grands cercles et des pôles obtenus pour le site ; l'intersection des grands cercles (en trait gras) est interprétée comme une direction d'aimantation primaire. Sur cette dernière projection, le grand cercle en trait gras représente le plan contenant les pôles des différents grands cercles. e) et f) Projections stéréographiques polaires des directions paléomagnétiques moyennes des dépôts sédimentaires et volcaniques oligo-miocènes de Corse, avec leur cône de confiance à 95 %.

FIG. 2. – a) Orthogonal projection plots of stepwise demagnetization data of representative samples, before tilt correction. Open and solid symbols represent projections on vertical and horizontal planes respectively. For the Fium'Albinu formation, 3 equal-area stereographic projections are given : b) all the low-temperature components for the site, c) the demagnetization path of a representative sample with the determination of one great circle, its pole and the associated 95 % confidence cone. d) all the great circles and poles obtained for the site ; the intersection of great circles (thick confidence cone) is interpreted as a primary magnetization direction. The thick great circle is the plane containing the poles of the different great circles. e) et f) Stereographic projections of paleomagnetic mean direction of the Oligo-Miocene sedimentary and volcanic deposits of Corsica with their 95 % confidence cone.

diés dans le réacteur Triga de l'Université de l'Etat de l'Oregon (USA). Les analyses ont été effectuées au Berkeley Geochronology Center (USA) en utilisant une ligne d'extraction équipée d'un laser CO₂ à faisceau large. Les isotopes de l'argon libérés pendant les chauffes de l'échantillon ont été analysés avec un spectromètre de masse MAP 215-50 [Renne, 1995]. La sanidine du Fish Canyon Tuff a été utilisée comme standard avec un âge de référence de 28,02 Ma [Renne *et al.*, 1998].

Les âges-plateaux (fig. 3) sont définis comme la plus longue succession d'étapes, recouvrant au moins 50 % du dégazage d'³⁹Ar, pour laquelle l'écart type-moyen pondéré des âges du plateau ne doit pas dépasser le seuil explicable par la seule dispersion analytique au niveau de confiance 95 %.

RÉSULTATS

L'Oligocène du Vazzio (Ajaccio)

La formation du Vazzio (fig. 1B) est une série sédimentaire continentale grés-conglomératique de 250 à 300 m d'épaisseur organisée en un héli-graben associé au rifting ligure [Ferrandini *et al.*, 1999]. Elle est datée du Chattien supérieur (MP 29) par la présence du mammifère : *Pomelomeryx boulangeri* (POMEL, 1853) [Ferrandini *et al.*, 2000], soit un âge compris entre 24,1 et 24,8 Ma (fig. 8). Pour le paléomagnétisme, une vingtaine de carottes a été prélevée dans divers niveaux de la formation. Seuls les spécimens provenant des passées gréseuses entourant le niveau fossilifère ont donné des résultats. La désaimantation thermique de 14 spécimens a permis d'isoler une composante d'aimantation caractéristique (figs. 2a-d). Les températures de blocage sont comprises entre 400 et 600°C. La direction après correction du pendage (figs. 2e-f) est $D = 140^\circ$, $I = -31^\circ$ ($\alpha_{95} = 3,1^\circ$, $k = 313$, $n/n_0 = 8/14$), ce qui définit une rotation de $44 \pm 4^\circ$ par rapport à l'Europe stable. La faible inclinaison peut être expliquée par l'erreur d'inclinaison due à la nature du matériel sédimentaire.

Le Miocène de Bonifacio (Sud Corse)

Les affleurements miocènes de Bonifacio (fig. 1D) font partie d'une plate-forme mixte, carbonatée et silicoclastique, qui s'étend largement en mer dans les Bouches de Bonifacio. A terre, le volcanisme est représenté par quatre affleurements de petite taille, dont trois étaient connus antérieurement [Bellon 1976 ; Ottaviani-Spella *et al.*, 1996, 2001]. Nous avons réalisé de nouvelles datations des roches volcaniques en utilisant la méthode ⁴⁰Ar/³⁹Ar sur plagioclase et effectué de nouvelles analyses biostratigraphiques.

Les affleurements volcaniques

– Balistra

Cet affleurement, de 6 m d'épaisseur, forme une petite falaise à l'extrémité sud de la plage de Balistra (fig. 1D). Le faible pendage tectonique vers le sud entraîne sa disparition rapide en mer. La coulée, à éléments peu soudés, de nature calco-alkaline, repose sur une série sédimentaire détritique rouge, probablement continentale, formée par une brèche à éléments de granite, surmontée par des grès fins rouges et verts, azoïques. Cette coulée est recouverte de sédiments

détritiques marins de la série burdigalienne par l'intermédiaire d'une surface irrégulière dont les creux sont comblés par des conglomérats à galets de granite locaux. Nous interprétons cette surface comme une discontinuité de ravinement, car plus au sud, à Rocchi Bianchi, la base de la série marine repose directement sur le granite. L'affleurement de Balistra correspond donc à un reste de coulée préservée de l'érosion.

Les datations ⁴⁰Ar/³⁹Ar sur deux échantillons donnent des plateaux contenant plus de 84 % de l'³⁹Ar dégazé (fig. 3). Les deux âges-plateaux sont équivalents au niveau de confiance 95 %, et identiques aux âges intégrés calculés en considérant toutes les étapes de l'expérience. Au regard de la largeur des plateaux, de la concordance entre âges-plateaux et âges intégrés, et de la similitude des résultats pour les deux échantillons, nous pouvons proposer pour la coulée de Balistra un âge fiable de $20,73 \pm 0,10$ Ma (2 σ).

– Maora

Cet affleurement volcanique, étudié ici pour la première fois, est situé au sud du golfe de Sant' Amanza (fig. 1D). Les mauvaises conditions d'affleurement ne permettent pas une description détaillée. La coulée, peu soudée, riche en ponces, d'au moins 3-4 m d'épaisseur, est vraisemblablement en contact avec le substratum granitique. Elle est surmontée par des sables blancs du Miocène qui, latéralement, reposent directement sur le granite. Comme à Balistra, il s'agit d'un affleurement préservé de l'érosion. Les analyses géochronologiques (fig. 3) mettent en évidence des plateaux larges correspondant à plus de 84 % de l'³⁹Ar dégazé, deux âges-plateaux équivalents au niveau de confiance 95 % et identiques aux âges intégrés. L'âge obtenu : $20,77 \pm 0,10$ Ma (2 σ), est très proche de celui de Balistra.

– Francolu et Tre Paduli

Ces deux témoins de coulées pyroclastiques (fig. 1D) reposent directement sur le granite. Elles ne sont pas recouvertes de dépôts postérieurs, si bien qu'il est impossible de connaître leur période d'érosion partielle.

Le gisement de Francolu est constitué par 2 petits affleurements voisins, issus probablement d'une même coulée pyroclastique peu cohérente. L'affleurement oriental comporte un conduit de dégazage (*gas segregation pipe*) qui confirme l'absence de remaniement après la mise en place de la coulée. L'un des deux échantillons analysés pour les datations ⁴⁰Ar/³⁹Ar n'a pas fourni de plateau tandis que l'autre (échantillon G, fig. 3) donne un plateau d'âge $21,2 \pm 0,14$ Ma correspondant à 62 % du dégazage total d'³⁹Ar.

A Tre Paduli affleure, sur quelques centaines de m², une coulée pyroclastique notablement plus compacte que dans les sites précédents. Une seule analyse ⁴⁰Ar/³⁹Ar a été réalisée et n'a pas donné de plateau satisfaisant (échantillon E, fig. 3). Le spectre est caractérisé par une augmentation progressive de l'âge apparent lors du dégazage des premiers 40 % d'³⁹Ar. Mises à part les deux premières étapes, les âges apparents sont compris entre 20,4 et 20,9 Ma, période la plus probable pour la mise en place de cette coulée.

En résumé (tabl. I), les âges ⁴⁰Ar/³⁹Ar que nous avons obtenus sur plagioclase indiquent que les coulées de Maora et Balistra se mettent en place autour de 20,7 Ma (de même probablement que celle de Tre Paduli), alors que celle de

TABL. I. – Ages radiométriques du volcanisme pyroclastique du sud de la Corse

TABLE I. – Radiometric ages of pyroclastic volcanism in the south of Corsica.

| Coulée | ⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar sur plagioclase (cette étude) | K/Ar sur biotite [Bellon, 1976] | K/Ar sur verre [Ottaviani-Spella <i>et al.</i> , 1996 et 2001] |
|------------|--|---------------------------------|--|
| Tre Paduli | 20,4-20,9 Ma | | 18,9±0,4 Ma 19,3±0,5 Ma |
| Balistra | 20,73±0,1 Ma | 17,8±1,5 Ma | 19,2±0,5 Ma |
| Maora | 20,77±0,1 Ma | | |
| Francolu | 21,20±0,1 Ma | | 19,9±0,7 Ma |

Francolu est plus âgée de 0,5 Ma. Comme le montrent les affleurements de Balistra et Maora, il s'agit de lambeaux de coulées émises en milieu continental, puis probablement érodées avant la transgression miocène. Nos âges sont systématiquement plus anciens de 1 à 3 Ma que ceux obtenus par les auteurs antérieurs avec la technique K/Ar (tabl. I). Concernant la coulée de Balistra, datée de 17,8 ± 1,5 Ma sur biotite par Bellon [1976], nos mesures à la microsonde électronique sur 10 phénocristaux de biotite indiquent un taux de K₂O de 7,33 %, c'est-à-dire un état d'altération *a priori* compatible avec une datation fiable. Nous attribuons, cependant, l'essentiel des différences observées à la technique de datation employée, la technique K/Ar donnant des résultats géochronologiques généralement moins représentatifs que la technique ⁴⁰Ar/³⁹Ar.

La série sédimentaire marine

Elle comble une paléotopographie accusée qui conditionne la répartition des différents faciès. Deux formations sont distinguées [Ferrandini *et al.*, 2002] : la formation de Cala di Labra à la base, surmontée par la formation de Bonifacio (fig. 4). L'épaisseur de l'ensemble varie de quelques mètres sur les bordures du bassin à 250 m environ au centre.

– *La formation de Cala di Labra*, visible le long de la côte et à la périphérie du bassin, se caractérise par la présence de 3 épisodes récifaux en *onlap* côtier (R1, R2, R3) [Galloni *et al.*, 2001]. La bioconstruction de scléactiniaires R1 (de l'Unité 1), de quelques mètres d'épaisseur, est recouverte par 20 m de grès grossiers feldspathiques et micacés (Unité 2). Viennent ensuite 4 à 5 m de grès carbonatés fossilifères (Unité 3), puis 3,5 m de silts grésos-carbonatés riches en microfaune planctonique (Unité 4) et enfin 5 m de calcaires grésos-silteux bioclastiques (Unité 5). A l'échelle du bassin de Bonifacio on observe des passages latéraux de faciès : le stade récifal R2 est corrélé avec la base de U4, et R3 avec la partie supérieure de U5.

Les résultats biostratigraphiques des travaux antérieurs concernaient seulement l'unité U4 : elle a été attribuée à la zone NN3 de Martini et une grade-datation sur des *Globigerinoides* a fourni un âge de 18,1 ± 0,4 Ma [Monleau *et al.*, 1996]. Nos nouvelles investigations micropaléontologiques apportent des informations complémentaires pour U4 et inédites pour la base et le sommet de la formation.

Les miogypsines sont omniprésentes, et malgré un état de conservation moyen, elles ont pu être analysées à partir d'une soixantaine de coupes équatoriales. Elles se réfèrent toutes au groupe des Miogypsines plurispiralées de la bio-

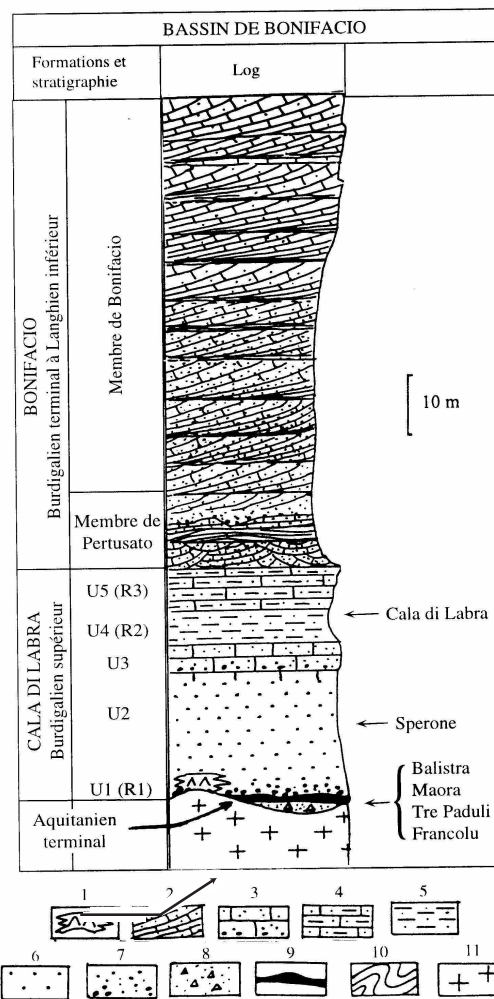


FIG. 4. – Colonne synthétique de la série miocène de Bonifacio. 1 : récif ; 2 : calcarénite à stratification oblique ; 3 : calcarénite ; 4 : calcaire grésos-silteux ; 5 : silt ; 6 : grès micacés ; 7 : conglomérat ; 8 : brèche ; 9 : ignimbrite ; 10 : socle métamorphique ; 11 : socle granitique ; U1 à U5 : unités lithologiques ; R1, R2 et R3 : principaux stades récifaux.

FIG. 4. – Synthetic Miocene section of Bonifacio. 1 : coral reef ; 2 : cross bedding calcarenite ; 3 : calcarenite ; 4 : sandy limestone ; 5 : silt ; 6 : micaceous sandstone ; 7 : conglomerate ; 8 : breccia ; 9 : ignimbrite ; 10 : metamorphic basement ; 11 : granitic basement ; U1 to U5 : lithologic units ; R1, R2 and R3 : main coral reef levels.

zone SB 25 de Cahuzac et Poignant [1997], correspondant au Burdigalien.

Dans l'environnement du R1, la population de miogypsines comprend majoritairement *Miogypsina intermedia* (fig. 5b) avec quelques individus que l'on peut rapporter à *M. globulina* (fig. 5a) et à *M. cushmani* (37 < V < G). L'absence des formes les moins évoluées (10 < V < 35) laisse supposer que la base au moins du Burdigalien n'a pas été enregistrée à Bonifacio car la région était exondée.

Il n'y a pas de différence notable en passant au R2 (42 < V < F), ce qui suggère un intervalle de temps assez court entre les deux stades de construction récifale et donc une mise en place rapide de l'unité 2 en particulier (cause tectonique locale).

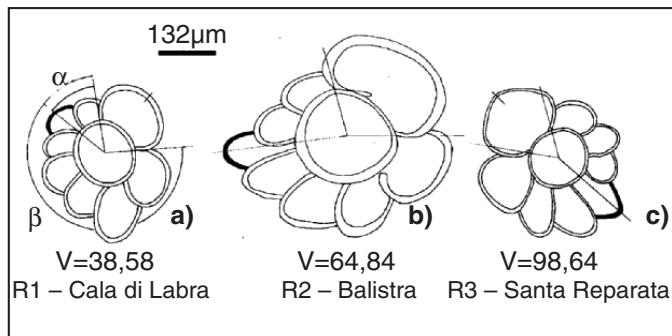


FIG. 5. – Sections équatoriales d'appareils embryonnaires de Miogypsinae dessinés avec une chambre claire. a : *Miogypsina (Miogypsina) globulina* (MICHELOTTI) ; b : *Miogypsina (Miogypsina) intermedia* DROOGER ; c : *Miogypsina (Miogypsina) mediterranea* BRÖNNIMANN. L'échelle est commune aux trois dessins. La loge de fermeture est en noir. FIG. 5. – Schematic drawing showing horizontally sectioned embryonic-neonic stage of (a) *Miogypsina (Miogypsina) globulina* (MICHELOTTI) ; b : *Miogypsina (Miogypsina) intermedia* DROOGER ; (c) *Miogypsina (Miogypsina) mediterranea* BRÖNNIMANN. The scale is the same. The symmetric chamber is black.

Par contre la dernière population au niveau du R3 contient des formes évoluées (*M. mediterranea* : fig. 5c) à l'exclusion d'autres espèces, suggérant un Burdigalien élevé mais pas terminal car les loges auxiliaires principales des embryons sont encore de taille inégale. Ainsi, les différents stades évolutifs burdigaliens de la lignée des miogypsines de Méditerranée sont présents en Corse. La position stratigraphique de *M. intermedia* dans la formation de Cala di Labra déduite des données biostratigraphiques et radiochronologiques est en accord avec les conclusions de Schiavonotto [1984] pour la Sardaigne.

Dans l'unité 4, qui correspond à un haut niveau marin (corréléable avec les dépôts de haut niveau marin du cycle TB2 1 de Haq *et al.* [1987]), l'indice de pélagisme est le plus élevé (30 %) [Ferrandini *et al.*, 2002]. L'association des foraminifères planctoniques place U4 dans la partie supérieure de la zone à *Globigerinoides trilobus* de Iaccarino [1985], en raison de la présence de *G. trilobus* et *G. bispheericus*, et de l'absence de *Catapsydrax dissimilis* et *Praeorbulina glomerata sicana*. L'association de nanofossiles calcaires que nous avons observée en U4 est caractérisée par la présence d'*Helicosphaera ampliaperta* et *H. scissura*, indiquant les zones NN3 ou 4 de Martini [1971] ; un spécimen de *Sphenolithus belemnus* rencontré dans l'un des échantillons suggère une attribution à la NN3 pour une partie au moins de U4.

En résumé nous attribuons la base de la série sédimentaire (U1) au début du Burdigalien supérieur, aux environs de 19 Ma, ce qui permet d'évaluer à 1,5 à 2 Ma la période d'érosion des coulées volcaniques. Les constructions récifales R3 (U5) se sont élaborées à l'occasion d'une accentuation de la transgression dans la partie supérieure du Burdigalien.

– La formation de Bonifacio correspond aux calcarénites blanches qui forment les falaises éponymes. Cette formation peut être divisée en 2 membres principaux : le membre de Pertusato et celui de Bonifacio (fig. 4).

Le membre de Pertusato, localisé entre la partie occidentale de Cala di Labra et les Anciennes Batteries, corres-

pond à un corps sédimentaire complexe qui se biseaute vers l'est et vers le nord. Aucun indice biostratigraphique n'y a été trouvé. On observe des surfaces de ravinement, générées en milieu aquatique par des glissements en masse de sédiment, associées à des microfailles et des figures d'échappement d'eau. Une analyse par diffractométrie des rayons X (fig. 6) d'une poudre d'un échantillon de grès fin silto-argileux affecté par ces déformations a mis en évidence de la cristobalite en traces (détermination F. Pillard, BRGM Orléans). La présence de ce minéral est en accord avec la nature calco-alcaline du volcanisme du Sud-Ouest corse [Bellaiche *et al.*, 1979 ; Bellon *et al.*, 1985 ; Rossi *et al.*, 1998] dont les datations, réalisées par la méthode K/Ar, donnent des âges compris entre 16 et 17,2 Ma. On peut donc formuler l'hypothèse que les instabilités sédimentaires et la présence de cristobalite dans le membre de Pertusato sont liées à ces événements volcaniques. La fraction argileuse, composée à 99 % de smectite, est probablement issue de l'altération de ces mêmes roches volcaniques.

Le membre de Bonifacio est formé par un ensemble de biocalcarénites qui s'organisent en corps progradants à stratifications obliques et planes en alternance. On note un enri-

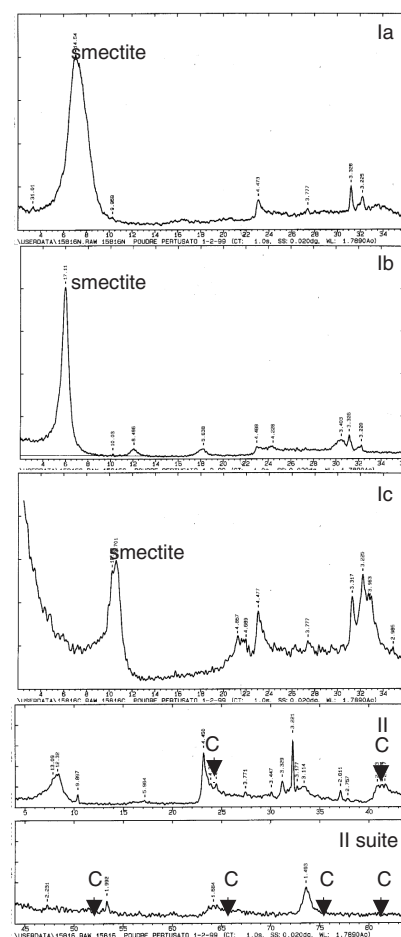


FIG. 6. – Minéralogie d'un échantillon du membre de Pertusato. I : Les diffractogrammes d'argiles (lame orientée normale : Ia, glycolée : Ib, chauffée : Ic) témoignent de l'abondance de smectites. II : Diffractogramme de poudre montrant la présence en traces de cristobalite (C). FIG. 6. – Mineral assemblage of a sample from Pertusato member. I : XR-diagrams of clay fraction (normal oriented slides : Ia, with glycol : Ib, after heating : Ic) showing that smectite is very abundant. II : XR-diagram of powder. The mineral assemblage contains trace of cristobalite (C).

Tabl. II. – Synthèse des résultats paléomagnétiques obtenus sur l'Oligo-Miocène de Corse (A) (a : cette étude, b : Ottaviani-Spella *et al.* [2001], c : Vigliotti et Kent [1990]). * : direction utilisée dans le calcul de la moyenne.

TABLE II. – *Paleomagnetic data from Oligo-Miocene rocks of Corsica (B) (a : this study, b : Ottaviani-Spella et al. [2001], c : Vigliotti et Kent [1990]).* * : direction used for calculating the mean value.

| Site | Lithologie | Age | Dg | Ig | Ds | Is | α_{95} | k | n/n ₀ | réf |
|--------------------------------------|---------------|---------------------------|-----|-----|-----|-----|---------------|-----|------------------|-----|
| Vazzino (Ajaccio) | | | | | | | | | | |
| Vazzino | grès | Chattien | 189 | -58 | 140 | -31 | 3,1 | 313 | 8/14 | a |
| Bassin de Bonifacio | | | | | | | | | | |
| Sperone | sable | Burdigalien supérieur | - | - | - | - | - | - | 0/6 | a |
| Cala di Labra | silt | Burdigalien supérieur | 0 | 56 | 0 | 56 | 3,6 | 123 | 14/15 | a |
| Balistra* | pyroclastites | 20,73±0,1 Ma | 153 | -54 | 153 | -54 | 3,7 | 171 | 9/12 | a |
| Balistra | pyroclastites | | 170 | -58 | 170 | -58 | 6 | 115 | 4/8 | b |
| Maora* | pyroclastites | 20,77±0,1 Ma | 351 | 62 | 351 | 62 | 2,8 | 183 | 15/19 | a |
| Tre Paduli* | pyroclastites | ~20,7 Ma | 173 | -67 | 173 | -67 | 2,0 | 650 | 9/10 | a |
| Tre Paduli | pyroclastites | | 158 | -54 | 158 | -54 | 8 | 46 | 8/14 | b |
| Francolu | pyroclastites | 21,2±0,1 Ma | - | - | - | - | - | - | - | a |
| Francolu* | pyroclastites | | 161 | -55 | 161 | -55 | 6 | 80 | 8/8 | b |
| Moyenne | | 21,3 - 20,6 Ma | 343 | 60 | 343 | 60 | 8,8 | 110 | 4/4 | a/b |
| Bassin de Saint-Florent | | | | | | | | | | |
| Farinole | calcaire | Serravallien inférieur | 12 | 62 | 12 | 62 | 3,7 | 113 | 14/15 | a |
| Olzu | calcarénite | Langhien supérieur | - | - | - | - | - | - | - | a |
| A | calcarénite | Burdigalien sup.-Langhien | 359 | 63 | 336 | 50 | 4,0 | 68 | 20/30 | c |
| B | calcarénite | Burdigalien sup.-Langhien | 203 | -63 | 174 | -53 | 3,3 | 112 | 18/18 | c |
| D | calcarénite | Burdigalien sup.-Langhien | 183 | -66 | 156 | -42 | 6,9 | 50 | 10/11 | c |
| C | calcarénite | Burdigalien sup.-Langhien | 193 | -58 | 166 | -42 | 5,2 | 50 | 16/22 | c |
| Torra | calcarénite | Burdigalien supérieur | 355 | 56 | 355 | 56 | 3,7 | 83 | 19/19 | a |
| Fium' Albinu | conglomérat | Base Burd. supérieur | 152 | -45 | 152 | -45 | - | - | 6/8 | a |
| Bassin de Francardo | | | | | | | | | | |
| Taverna | silt | Burdigalien supérieur | 4 | 65 | 286 | 61 | 5,4 | 60 | 13/15 | a |
| E | silt | Burdigalien | 353 | 64 | 288 | 50 | 3,0 | 123 | 19/23 | c |
| Ortone | conglomérat | Burdigalien | 9 | 65 | 291 | 50 | 9,6 | 34 | 8/12 | a |
| Bassin de la plaine orientale | | | | | | | | | | |
| Alzelle2 | grès | Langhien | - | - | - | - | - | - | 0/8 | a |
| Alzelle1 | marne | Burdigalien | - | - | - | - | - | - | 0/4 | a |
| Miniera | conglomérat | Burdigalien | 7 | 61 | -68 | 74 | 6,3 | 150 | 5/5 | a |
| Cap Corse | | | | | | | | | | |
| Sisco | lamprophyre | 14,2±0,2 Ma | - | - | - | - | - | - | 0/8 | a |

chissement en carbonate vers le sommet, associé à une abondance accrue de foraminifères planctoniques. Ces derniers, étudiés en lames minces, sont attribués aux genres *Globigerinoides*, *Praeorbulina*, *Globoquadrina*, *Globigerina* et *Neogloboquadrina*. Cette association, dépourvue de section d'*Orbulina*, suggère que le membre de Bonifacio date du Langhien inférieur.

Le dépôt de la formation de Bonifacio s'est donc effectué pendant le Langhien inférieur et probablement le Burdigalien terminal.

Le paléomagnétisme

– Coulées volcaniques

Le paléomagnétisme des coulées de Tre Paduli, Balistra et Francolu a été étudié par Ottaviani-Spella *et al.* [2001] dont les résultats sont donnés dans le tableau II. Nous avons également étudié les coulées de Tre Paduli et Balistra ainsi que

celle de Maora. Les désaimantations par chauffe et par champ alternatif donnent des résultats identiques, reportés dans le tableau II. Les directions paléomagnétiques des 4 coulées sont significativement différentes entre elles, ce qui exclut qu'il s'agisse de différents lambeaux d'une même coulée. Pour la coulée de Maora, les températures de blocage plutôt basses (120-300 °C) et la faible coercivité (90 % de l'ARN est détruite à 30 mT) pourraient faire penser à une réaimantation récente. Cependant la direction paléomagnétique est significativement différente du champ actuel et nous faisons l'hypothèse qu'il s'agit d'une aimantation primaire. L'inversion de polarité entre les coulées de Balistra et Maora peut alors être corrélée avec le passage du chron 6An.1r au chron 6An.1n daté de 20,725 Ma par Cande et Kent [1995], la coulée de Maora étant alors légèrement plus jeune que celle de Balistra.

Les directions obtenues dans cette étude sont légèrement mais significativement différentes de celles publiées

par les auteurs antérieurs. Pour la coulée de Balistra, notre direction repose sur un nombre d'échantillons plus important et une plus grande répartition au sein de la coulée. Les quatre échantillons d'Ottaviani-Spella *et al.* [2001] se trouvent à la base de la coulée, une zone où le signal paléomagnétique peut être biaisé par les phénomènes d'écoulement lors de la mise en place de la coulée pyroclastique. Pour la coulée de Tre Paduli, nos résultats sont plus groupés avec un facteur de précision $k = 650$ contre $k = 46$. Pour ces deux coulées, nous retenons donc nos résultats pour le calcul d'une direction moyenne destiné à moyenniser en partie la paléo-variation séculaire du champ magnétique.

– Série sédimentaire

Dans la série sédimentaire, les grès de l'Unité 2 (site de Punta Sperone) et les silts carbonatés de l'Unité 4 (site de Cala di Labra) ont été échantillonnés. Le site de Punta Sperone n'a pas donné de direction d'aimantation stable. Le site de Cala di Labra a fourni une direction moyenne $D = 0^\circ$, $I = 56^\circ$ (cf. tabl. II), isolée à des températures relativement faibles (moins de 300°C), qui correspond vraisemblablement à une aimantation secondaire parallèle au champ actuel.

Synthèse des résultats concernant le Miocène de Bonifacio

Les âges radiométriques que nous avons obtenus sur les coulées pyroclastiques indiquent une mise en place entre 21,3 et 20,6 Ma, durant l'Aquitaniens supérieur. Les sédiments détritiques se trouvant sous la coulée de Balistra représentent donc les termes les plus anciens de la série sédimentaire locale : ils sont à rapporter, au plus jeune, à l'Aquitaniens supérieur. Les éléments biostratigraphiques permettent d'attribuer la formation de Cala di Labra au Burdigalien supérieur (zone à *Globigerinoides trilobus*). La formation de Bonifacio se place dans le Burdigalien terminal et le Langhien inférieur avant l'apparition des *Orbulines*. Une période de 1,5 à 2 Ma environ sépare la mise en place des coulées pyroclastiques des dépôts du Burdigalien, période pendant laquelle ces coulées ont été érodées.

Le paléomagnétisme des formations sédimentaires n'a donné aucun résultat exploitable en termes de rotation tectonique. La direction paléomagnétique moyenne des coulées volcaniques indiquerait que la Corse accomplit une rotation anti-horaire de 21° après 20,7 Ma. Mais l'amplitude de cette rotation est définie avec une marge d'erreur d'une vingtaine de degrés en raison du faible nombre de directions et surtout de leur dispersion trop faible par rapport au phénomène de variation séculaire du champ géomagnétique qui donne des variations de déclinaison d'une amplitude d'une quarantaine de degrés à cette latitude. Il est cependant possible de conclure, en accord avec les conclusions d'Ottaviani-Spella *et al.* [2001], que la rotation de la Corse a déjà débuté lorsque le volcanisme calco-alcalin se met en place.

Le Miocène de Saint Florent

Biostratigraphie

Ce bassin repose sur diverses unités alpines allochtones (fig. 1C). La série sédimentaire (fig. 7), d'une puissance de 500 m, comporte trois formations marines encadrées par deux formations continentales [Ferrandini *et al.*, 1998].

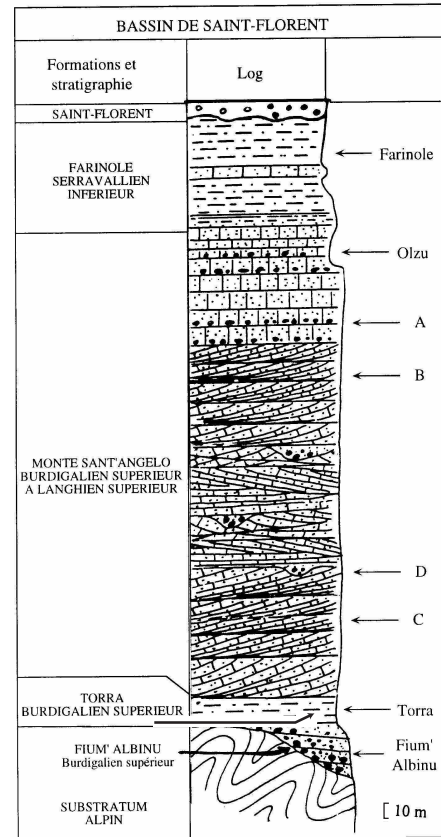


FIG. 7. – Coupe synthétique de la série miocène de Saint-Florent. A, B, C, D : position approximative des prélèvements étudiés par Vigliotti et Kent [1990]. Légende commune avec la figure 6.

FIG. 7. – *Synthetic section of Saint-Florent. A, B, C, D : approximative location of samples studied by Vigliotti and Kent [1990]. Same legend with figure 6.*

– La formation du Fium' Albinu, à la base, est une série continentale gréso-conglomératique à caractère fluvial, localisée dans des creux topographiques affectant les unités alpines (nappes du Nebbio). Elle est azoïque mais peut être datée de façon indirecte. En effet, elle est surmontée en discordance angulaire faible par les dépôts marins de la formation de Torra attribués (cf. ci-dessous) au Burdigalien supérieur. Par ailleurs, elle contient des niveaux riches en galets de gneiss provenant du massif de Tenda, situé au sud-ouest du bassin miocène. Or une récente étude des traces de fissions sur apatite [Jakni *et al.*, 2000] montre que l'exhumation et la fin du fonctionnement ductile de la zone de cisaillement orientale de ce massif se sont réalisées au Burdigalien entre 18 et 20 Ma. En conséquence, les dépôts de la formation du Fium' Albinu, qui sont postérieurs à la fin de l'exhumation et antérieurs à l'installation de la formation de Torra, appartiennent au Burdigalien supérieur et sont probablement contemporains de la base de la formation de Cala di Labra.

– La formation de Torra est constituée de dépôts lagunaires surmontés de dépôts littoraux à huîtres, échinides et rare microfaune. La dénomination *Globigerinoides cf. sicanus* utilisée par Ferrandini *et al.* [1998] pour un *Globigerinoides* à dernière loge embrassante, doit être corrigée en *Globigerinoides bisphericus*, l'espèce *sicanus* appartenant au genre

Praeorbulina (qui apparaît à la base du Langhien). Cette formation est à rapporter au Burdigalien supérieur.

– *La formation du Monte Sant' Angelo*, d'une puissance de 250 m, forme une série de cuestas. Des calcarénites blanches en dunes hydrauliques, associées à des chenaux conglomératiques, constituent l'essentiel de la formation qui se termine par des calcaires gréseux (site d'Olzu). Comme à Bonifacio, la microfaune permet de placer les calcarénites blanches de cette formation dans le Burdigalien supérieur et le Langhien inférieur (avant l'apparition des orbulines). Les calcaires gréseux du site d'Olzu représentent le Langhien supérieur [Loÿe-Pilot et Magné, 1987].

– *La formation de Farinole*, épaisse de 100 m, est composée de marnes, de grès argileux et de calcaires gréseux. D'après les associations de foraminifères planctoniques (zone à *Dentoglobigerina altispira altispira* de Iaccarino [1985]) et de nannofossiles calcaires (NN6 ou 7) un âge serravallien inférieur (13,6-12,6 Ma) semble plausible, attesté par l'absence de *Globorotalia* aff. *menardii*.

– *La formation de Saint-Florent* est conglomératique, continentale à paléosols, et partiellement discordante sur les formations sous-jacentes ; elle n'est pas datée.

Paléomagnétisme

Vigliotti et Kent [1990] ont étudié 4 sites (figs. 1C et 7) dans la formation de Sant' Angelo (sites A, B, C, D de ces auteurs). Le test du pli est négatif (direction moyenne $D = 9,8^\circ$, $I = 62,8^\circ$, $\alpha_{95} = 6,6^\circ$, $k = 192$ et $D = 342,6^\circ$, $I = 47^\circ$, $\alpha_{95} = 9,3^\circ$, $k = 99$ avant et après correction tectonique respectivement) et hormis pour le site B, les directions paléomagnétiques avant correction du pendage sont confondues avec le champ actuel ou antipodal, ce qui suggère d'après ces auteurs eux-mêmes une aimantation secondaire postérieure à la rotation de la Corse. Par contre le site B a une direction avant correction du pendage significativement différente du champ dipolaire actuel et qui définit après correction du pendage une rotation antihoraire de $11 \pm 5^\circ$ par rapport à l'Europe.

Pour la formation continentale de Fium' Albinu, des transformations minéralogiques mises en évidence par une brusque augmentation de la susceptibilité magnétique au-dessus de 350°C nous empêchent d'accéder directement à la mesure d'une composante d'aimantation haute température. Les composantes basse température sont relativement dispersées. La méthode des cercles de convergence donne une direction d'aimantation que nous interprétons comme une direction haute température. Cette direction est de polarité inverse comme le montre l'évolution des directions au cours de la désaimantation (échantillon alb4a, fig. 2c). Malgré le petit nombre de cercles (6), un intervalle de confiance à 95 % autour de l'intersection moyenne a pu être évalué par une méthode de bootstrap [Henry, 1999]. La direction paléomagnétique ainsi définie indique, avant correction du pendage, une rotation de 32° avec un intervalle de confiance à 95 % de $18-42^\circ$. Le pendage de cette formation est d'origine essentiellement sédimentaire et nous n'appliquons donc pas de correction tectonique à cette direction.

Les échantillons des formations de Torra et Farinole se désaimantent entre 100 et 250°C . L'absence de pendage tec-

tonique ne permet pas de dater la composante d'aimantation mesurée. Si l'on attribuait un âge burdigalien à l'aimantation du site de Torra, on obtiendrait une rotation de $9,2 \pm 5,9^\circ$ après 17,5 Ma. Si l'on attribuait un âge serravallien à l'aimantation du site de Farinole, la rotation de la Corse serait terminée au Serravallien inférieur. Mais dans les deux cas, il s'agit probablement d'une aimantation secondaire post-rotation.

Enfin le site d'Olzu n'a pas fourni de composante d'aimantation stable lors des désaimantations thermiques ou par champs alternatifs.

Le Miocène de la Plaine orientale et de Francardo-Ponte Leccia

Ces deux régions appartenaient, au Miocène inférieur, à la même unité paléogéographique [Durand-Delga, 1978]. Dans le bassin de Francardo-Ponte Leccia (fig. 1B) [Alessandri *et al.*, 1977, Ferrandini et Loÿe-Pilot, 1992], la seule donnée paléomagnétique provient de la formation de Taverna (site E, Vigliotti et Kent [1990]) et indique une très probable réaimantation récente. Nous avons échantillonné la formation conglomératique continentale de l'Ortone et l'ensemble de la formation silto-gréseuse burdigalo-langhienne de la formation de Taverna. Dans la Plaine orientale [Caron *et al.*, 1990], l'échantillonnage a porté sur les marnes du Burdigalien (sites Alzelle1 et Miniera) et sur des grès langhiens (site Alzelle2). Les sites d'Ortone, Taverna, Alzelle et Miniera nous ont fourni des directions d'aimantation isolées à basse température ($100-300^\circ\text{C}$, tableau II) indiquant une très probable réaimantation après basculement tectonique et après la rotation de la Corse.

DISCUSSION DES RÉSULTATS ET IMPLICATIONS GÉODYNAMIQUES

Synthèse stratigraphique, paléoenvironnements et comparaison avec la Sardaigne

La formation continentale du Vazzio (24,1-24,8 Ma) représente le seul témoin sédimentaire en Corse en relation avec la bordure méridionale du rift oligocène. Elle se corréle avec la formation d'Ussana en Sardaigne centrale [Cherchi et Montadert, 1982]. Ces deux formations se sont mises en place dans un contexte distensif. Sur la bordure NW du bassin liguro-provençal (golfe du Lion), une séquence synrift, tronquée par une surface d'érosion, est bien individualisée sur les profils de sismique réflexion [Gorini *et al.*, 1993]. Identifiée à la base des forages Tramontanel et Autan1 [Cravatte *et al.*, 1974], elle est constituée de conglomérats et de marnes silteuses avec intercalation de calcaires contenant *Miogypsinoides bantamensis*. La répartition stratigraphique de cette espèce étant Chattien-Aquitaniens inférieur en Méditerranée, la sédimentation post-rift commence donc après l'Aquitaniens inférieur.

Les nouvelles datations par la méthode $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ des coulées pyroclastiques du sud de la Corse (21,3 à 20,6 Ma) les placent dans l'Aquitaniens supérieur à terminal. Par la suite, ces coulées volcaniques subissent une érosion pendant une durée estimée à 1,5 ou 2 Ma, avant d'être ennoyées par la transgression du Burdigalien supérieur.

Ces dépôts de coulées pyroclastiques sont corrélables avec ceux du deuxième ensemble décrit par Sowwerbutts

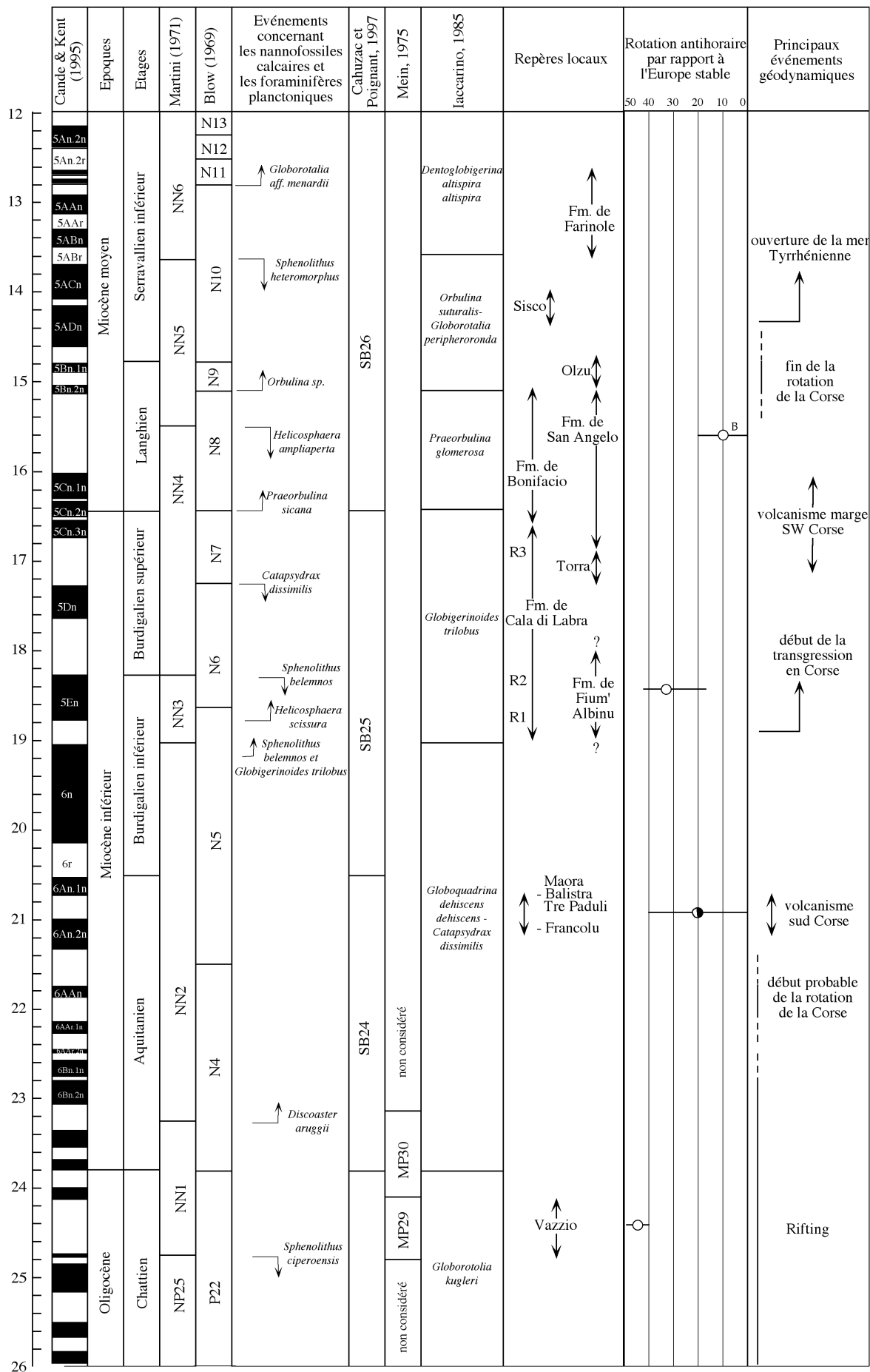


FIG. 8. – Synthèse chronostratigraphique et événements géodynamiques majeurs à l'Oligo-Miocène en Corse.
 FIG. 8. – Chronostratigraphic synthesis and main geodynamic events in the Corsica during the Oligo-Miocene times.

[2000] dans le bassin de Castelardo (nord Sardaigne). Dans la région de l'Anglona (nord-ouest Sardaigne) se développe une formation lacustre qui est rapportée au Burdigalien inférieur [Quesnay-Forest et Quesnay-Forest, 1984]. Elle serait à relier à la période d'érosion mise en évidence en Corse du Sud, entre la fin des événements volcaniques et le début de la transgression.

La chronologie des dépôts marins post-rift établie principalement grâce aux foraminifères planctoniques et benthiques (Miogypsinidae) permet d'établir une corrélation entre les bassins de Bonifacio et de Saint-Florent. A une sédimentation néritique détritique et récifale à Bonifacio (formation de Cala di Labra) pendant le Burdigalien supérieur, correspond, à Saint-Florent, une sédimentation continentale (formation de Fium' Albinu) puis littorale sans trace de construction récifale (formation de Torra). Ensuite, et brutalement, on enregistre aussi bien au sud qu'au nord une sédimentation toujours néritique mais sous forme d'un empilement de corps sédimentaires à litages obliques (formations de Sant' Angelo et de Bonifacio), ce qui suggère un changement important et général des facteurs abiotiques. Cet épisode se situe entre le Burdigalien supérieur et le Langhien. Enfin, les milieux de dépôt témoignent d'un approfondissement au Langhien supérieur (zone à *Orbulina suturalis*/*Globorotalia peripheroronda*) et au Serravallien inférieur (formation de Farinole), mais seule la région de Saint-Florent permet ces observations.

Les affleurements de Capo Testa (nord Sardaigne) sont équivalents d'une partie de la formation de Cala di Labra (U3 et R2). Le contexte structural particulier des bassins de Castelsardo et Porto Torres (nord-ouest Sardaigne) ne permet pas d'établir actuellement des corrélations précises avec le Miocène des bassins corses.

Synthèse des données paléomagnétiques et discussion

Depuis la fin des années 1960, de nombreuses études paléomagnétiques ont été réalisées en Sardaigne et dans une moindre mesure en Corse dans le but de caractériser la géométrie et la chronologie de l'ouverture du bassin liguro-provençal (Speranza [1999] pour une synthèse des données). Les travaux paléomagnétiques sur des roches volcaniques de Sardaigne [Edel, 1980] complétés par des datations radioisotopiques [Montigny *et al.*, 1981] suggèrent pour la Sardaigne une rotation antihoraire de 30° entre 21 et 19,5 Ma (les âges sont ici recalculés avec les constantes de Steiger et Jäger [1977]). Cependant, une réévaluation des données par Todesco et Vigliotti [1993] et Speranza [1999] montre que l'âge de la fin de la rotation ne peut être contraint, en particulier à cause des effets de la variation séculaire du champ géomagnétique sur les données paléomagnétiques provenant des roches volcaniques. Vigliotti et Langenheim [1995] ont contourné ce problème en étudiant des niveaux sédimentaires en Sardaigne et ont montré que la rotation ne se termine pas avant 15-16 Ma, en même temps que s'achève l'accrétion océanique dans le bassin ligure (vers 15 Ma selon Pasquale *et al.* [1996]). Récemment, Deino *et al.* [2001], Edel *et al.* [2001] et Speranza *et al.* [2002] ont apporté des précisions sur le mouvement de rotation de la Sardaigne qui semble effectivement se poursuivre après 18 Ma. Enfin Gattacceca *et al.* [2003] montrent par une étude stratigraphique, géochronologique et paléomagnétique de plusieurs successions volcaniques

que la rotation anti-horaire miocène de la Sardaigne est proche de 50° et s'accomplit essentiellement entre 21 et 17 Ma. Les données paléomagnétiques existantes sur les roches oligo-miocènes de Corse sont beaucoup moins nombreuses qu'en Sardaigne et ne concernent que 3 coulées volcaniques [Ottaviani-Spella *et al.*, 2001] pour lesquelles se pose le problème de la variation séculaire, ainsi qu'une dizaine de sites dans des sédiments [Vigliotti et Kent, 1990], un seul site (site B dans la formation de Sant' Angelo du bassin de Saint-Florent) donnant un résultat fiable avec une rotation d'une dizaine de degrés après le Langhien inférieur. Le mouvement de la Corse lors de l'ouverture du bassin ligure est donc mal contraint par les données paléomagnétiques existantes et il est généralement déduit du mouvement de la Sardaigne. En effet, les travaux paléomagnétiques sur l'essai de filons permien traversant les Bouches de Bonifacio [Vigliotti *et al.*, 1990] suggèrent une rotation quasi-solidaire de la Corse et de la Sardaigne.

Nos résultats paléomagnétiques sont synthétisés dans le tableau II et sur la figure 8. Comme l'ont constaté Vigliotti et Kent [1990], la plupart des niveaux sédimentaires étudiés portent des aimantations secondaires post-rotation ou ne livrent pas de directions d'aimantation exploitables. Pour les sites à pendage tectonique faible ou nul (Cala di Labra, Farinole, Torra), il est impossible de savoir si une direction paléomagnétique voisine du champ actuel correspond à une aimantation secondaire récente ou à une aimantation primaire post-rotation ou fini-rotation. Finalement, les résultats que nous obtenons sont les suivants : 1) la formation du Vaz-zio indique une rotation anti-horaire de $44 \pm 4^\circ$ après l'Oligocène supérieur, 2) les coulées volcaniques méridionales témoignent que la rotation était en cours vers 20,7 Ma, 3) la formation de Fium' Albinu indique une rotation postérieure au Burdigalien supérieur basal comprise entre 18 et 42° .

Les données paléomagnétiques obtenues en Corse montrent donc une rotation antihoraire totale de $44 \pm 4^\circ$ pour le sud de la Corse. Cette rotation commence après l'Oligocène supérieur (~24 Ma) et avant 20,7 Ma. Elle semble se terminer après le Langhien inférieur (~16 Ma). Les données ne permettent malheureusement pas de préciser le déroulement de la rotation. Sauf nouvelles découvertes de coulées volcaniques miocènes, il nous semble exclu d'améliorer les données paléomagnétiques en Corse par manque de matériel plus adapté. Les sédiments miocènes sont essentiellement représentés par des faciès peu profonds, grossiers, souvent détritiques, à la minéralogie magnétique complexe, *a priori* peu favorables à l'étude paléomagnétique. Les affleurements sont rares et les pendages relativement uniformes au sein de chaque bassin, ce qui rend difficile le test du pli et donc la datation des aimantations.

Les angles de rotation très voisins du sud de la Corse (44°) et de la Sardaigne (50°) confirment la continuité structurale entre les deux îles. De plus la fin de la rotation de la Corse après le Langhien est en accord avec la chronologie établie en Sardaigne. Déjà Arthaud et Matte [1976] avaient montré la continuité des structures de part et d'autre des Bouches de Bonifacio, et Vigliotti *et al.* [1990] avaient prouvé l'absence de rotation relative importante de part et d'autre des Bouches de Bonifacio depuis le Permien. Cependant, la comparaison des directions paléomagnétiques obtenues pour les 11 dykes de Sardaigne ($D = 132,7$, $I = -1,6$, $\alpha_{95} = 7,3$) et pour les 11 dykes de Corse

($D = 134,7$, $I = -11,3$, $\alpha_{95} = 6,8$) laisse la possibilité, au niveau de confiance 95 %, d'une rotation anti-horaire entre la Sardaigne et la Corse allant jusqu'à 10° . L'existence d'un gradient de rotation entre le sud et le nord de la Corse, suggérée par les données paléomagnétiques permienues (voir Speranza [1999] pour une synthèse), reste possible pour les rotations tertiaires comme le montre la confrontation entre la rotation post-Oligocène de $44 \pm 4^\circ$ que nous mettons en évidence pour les grès du Vazzino et la rotation anti-horaire post-Lutétien (≈ 40 Ma) de $33,8 \pm 5,8^\circ$ constatée par Vigliotti et Kent [1990] pour l'Eocène supérieur autochtone de Balagne (nord-ouest Corse).

La rotation de $44 \pm 4^\circ$ obtenue au Vazzino confirme que la rotation totale du bloc Corse-Sardaigne au Miocène inférieur est supérieure aux 30° communément admis depuis les travaux d'Edel [1980]. Différentes reconstructions de la Méditerranée occidentale avant le rifting du bassin liguro-provençal [Gueguen, 1995] montrent que la rotation anti-horaire de la Corse depuis le début du rifting ne peut être supérieure à $\sim 50^\circ$. Ainsi la rotation de $\sim 45^\circ$ que nous mettons en évidence après l'Oligocène supérieur implique une rotation maximale de 5° pendant le rifting Oligocène. L'essentiel du déplacement de la Corse se fait bien pendant la période d'océanisation du bassin liguro-provençal.

CONCLUSION

Ce travail permet de reconstituer et préciser certains aspects de l'histoire sédimentaire et cinématique de la Corse, de l'Oligocène supérieur au Miocène. L'étude des dépôts sédimentaires et pyroclastiques de Bonifacio, Ajaccio, Saint-Florent a permis de compléter, sur la base de datations biostratigraphiques et radiochronologiques, la stratigraphie de la série oligo-miocène de la partie ouest corse. Sur cette base ont été réalisées des mesures paléomagnétiques dont le principal résultat est de montrer qu'une rotation anti-horaire de $44 \pm 4^\circ$ par rapport à l'Europe stable, s'accomplit après l'Oligocène supérieur. Cette rotation a probablement débuté dans l'Aquitainien moyen pour se terminer au Langhien. Ces résultats sont compatibles avec ceux établis pour la Sardaigne, en accord avec une rotation solidaire des deux îles pendant l'ouverture liguro-provençale.

Remerciements. – Notre reconnaissance va au regretté J. Butterlin (IPG Paris) pour avoir initié l'un des auteurs à la détermination des Miogypsinidae et à P. Rossi (BRGM Orléans) pour son soutien. Nous remercions F. Orszag-Sperber et M. Durand-Delga pour leurs critiques et suggestions constructives ainsi que A. Berlinghi pour sa collaboration technique. Ce travail a été financé par les programmes européens Interreg I et II.

Références

- ALESANDRI J.A., MAGNÉ J., PILOT M.-D. & SAMUEL E. (1977). – Le Miocène de la région de Corte-Francardo (Corse). – *Bull. Soc. Sc. hist. et nat. de la Corse*, **622**, 51-54.
- ARTHAUD F. & MATTE P. (1976). – Arguments géologiques en faveur de l'absence de mouvements relatifs de la Corse par rapport à la Sardaigne depuis l'orogénèse hercynienne. – *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **283**, 1011-1014.
- BELLAICHE G., RÉHAULT J.-P., ROBIN C., GENNESSEUX M., AUZENDE J.-M. & BOIVIN M.-C. (1979). – Petrological evidence of a typical oceanic crust in the western Mediterranean. – *Mar. Geol.*, **32**, M11-M18.
- BELLON H. (1976). – Séries magmatiques néogènes et quaternaires du pourtour de la Méditerranée occidentale, comparées dans leur cadre géochronométrique. Implications géodynamiques. – Thèse d'Etat, Univ. Paris XI, Orsay, 367 p.
- BELLON H., MAURY R., BELLAICHE G., RÉHAULT J.-P., MERMET J.-F. & AUZENDE J.-M. (1985). – Age et nature des formations volcaniques prismées observées et prélevées dans le canyon des Moines (Sud-Ouest Corse) pendant la campagne Cyaligure. – *Mar. Geol.*, **67**, 163-176.
- BESSE J. & COURTILLOT V. (2002). – Apparent and true polar wander and the geometry of the geomagnetic field over the last 200 million years. – *J. Geophys. Res.*, **107**, B11, doi : 10.1029/2000JB000050.
- BLOW W.H. (1969). – Late Middle Eocene to Recent planktonic foraminiferal biostratigraphy. – *Proceed. 1st Intern. Conf. Planktonic Microfossils* (Geneva, 1967). – Brill, Leiden, vol. **1**, 199-422.
- CAHUZAC B. & POIGNANT A. (1997). – Essai de biozonation de l'Oligo-Miocène dans les bassins européens à l'aide des grands foraminifères néritiques. – *Bull. Soc. géol. Fr.*, **168**, 2, 155-169.
- CANDE S.C. & KENT D.V. (1995). – Revised calibration of the geomagnetic polarity timescale for the late Cretaceous and Cenozoic. – *J. Geophys. Res.*, **100**, B4, 6093-6095.
- CARON J.-P., LOÏE-PILOT M.-D., CONCHON O. & SCIUS H. (1990). – Carte géologique de la France à 1/50 000. Notice explicative de la feuille 1115 : Pietra di Verde. – BRGM, Orléans – 52p., par CARON J.-P. & LOÏE-PILOT M.-D. avec la collaboration de Conchon O., Dominici R., Scius H. & Vautrelle C. (1990).
- CHERCHI A. & MONTADERT L. (1982). – Oligo-Miocene rift of Sardinia and the early history of the western Mediterranean Basin. – *Nature*, **298**, 5876, 736-739.
- CRAVATTE J., DUFAURE P., PRIM M. & ROUAIX S. (1974). – Les sondages du golfe du Lion : stratigraphie, sédimentologie. – *CFP, Notes & Mémoires*, **11**, 209-274.
- DEINO A., GATTACCECA J., RIZZO R. & MONTANARI A. (2001). – $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating and paleomagnetism of the Miocene volcanic succession of Monte Furru (western Sardinia) : Implications for rotation history of the Corsica-Sardinia microplate. – *Geophys. Res. Letters*, **28** (17), 3373-3376.
- DESMARET H.H. (1983). – Error analysis for the determination of tectonic rotation from paleomagnetic data. – *J. Geophys. Res.*, **88**, B5, 4321-4328.
- DROOGER C.W. (1963). – Evolutionary trends in Miogypsinidae. In : G.H.R. von KOENIGSWALD, J.D. EMERS, W.L. BUNING & C.W. WAGNER, Eds., Evolutionary trends in foraminifera. – Elsevier Publ. Comp., Amsterdam, 315-349.
- DURAND-DELGA M. et coll. (1978). – « Corse ». Guides géologiques Régionaux. – Masson, Paris, 208 p.
- EDEL J.-B. (1980). – Etude paléomagnétique en Sardaigne. Conséquences pour la géodynamique de la Méditerranée occidentale. – Thèse Inst. Physique du Globe, Université Louis Pasteur, Strasbourg, 310 pp.
- EDEL J.-B., DUBOIS D., MARCHANT R., HERNANDEZ J. & COSCA M. (2001). – La rotation miocène inférieure du bloc corso-sarde. Nouvelles contraintes paléomagnétiques sur la fin du mouvement. – *Bull. Soc. géol. Fr.*, **172**, 3, 275-283.
- FACCENNA C., MATTEI M., FUNICIELLO R. & JOLIVET L. (1997). – Styles of back arc extension in the Central Mediterranean. – *Terra Nova*, **9**, 126-130.
- FERRANDINI J. & LOÏE-PILOT M.-D. (1992). – Tectonique en distension et décrochement au Burdigalien-Tortonien en Corse : l'exemple du bassin de Francardo-Ponte Leccia (Corse centrale). – *Géol. Alpine*, **1**, Sér. Spéc., 30-31.
- FERRANDINI J., ROSSI P., FERRANDINI M., FARJANEL G., GINSBURG L., SCHULER M. & GEISSERT F. (1999). – La formation conglomératique du Vazzino près d'Ajaccio (Corse du Sud), un témoin des

- dépôts du Chattien supérieur continental synrift en Méditerranée occidentale. – *C.R. Acad. Sci.*, Paris, **329**, 271-278.
- FERRANDINI M., FERRANDINI J., LOÏE-PILOT M.-D., BUTTERLIN J., CRAVATTE J. & JANIN M.-C. (1998). – Le Miocène du bassin de Saint-Florent (Corse) : modalités de la transgression du Burdigalien supérieur et mise en évidence du Serravallien. – *Geobios*, **31**, 1, 125-137.
- FERRANDINI M., GINSBURG L., FERRANDINI J. & ROSSI P. (2000). – Présence de *Pomelomeryx boulangeri* (Artiodactyla, Mammalia) dans l'Oligocène supérieur de la région d'Ajaccio (Corse) : étude paléontologique et conséquences. – *C.R. Acad. Sci.*, Paris, **331**, 675-681.
- FERRANDINI M., GALLONI F., BABINOT J.-F. & MARGEREL J.-P. (2002). – La plate-forme burdigalienne de Bonifacio (Corse du Sud) : microfaune (foraminifères, ostracodes) et paléoenvironnements. – *Rev. Micropal.*, **45**, 1, 57-68.
- FISHER R. (1953). – Dispersion on a sphere. – *Proc. R. Soc. London*, **A 217**, 295-305.
- GALLONI F., CORNÉE J.-J., REBELLE M. & FERRANDINI M. (2001). – Sedimentary anatomies of early Miocene coral reefs in South Corsica (France) and South Sardinia (Italy). – *Géol. Médit.*, **XXVIII**, 1-2, 73-77.
- GATTACCECA J., DEINO A., RIZZO R. & BEAUDOIN B. (2003). – Miocene kinematics of the liguro-provençal basin deduced from paleomagnetic and geochronological analyses on Sardinian volcanics. – *J. Geophys. Res.* (sous presse).
- GORINI C., LE MAREC A. & MAUFFRET A. (1993). – Contribution to the structural and sedimentary history of the gulf of Lion (western Mediterranean), from the ECORS profiles, industrial seismic profiles and well data. – *Bull. Soc. géol. Fr.*, **164**, 3, 353-363.
- GUEGUEN E. (1995). – Le bassin liguro-provençal : un véritable océan. – Thèse de doctorat, Univ. Bretagne Occidentale, Brest, 281 p.
- HAQ B.U., HARDENBOL J. & VAIL P.R. (1987). – Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level change, In : Sea level changes. – An integrated approach. – *SEPM, Spec. Publ.*, **42**, 71-108.
- HARDENBOL J., THIERRY J., FARLEY M.-B., JACQUIN T., GRACIANSKY P.-C. (de) & VAIL P.-R. (1998). – Mesozoic and Cenozoic sequences chronostratigraphic framework of European Basins. In : P.-C. (de) GRACIANSKY, J. HARDENBOL, T. JACQUIN & P.-R. VAIL, Eds., Mesozoic and Cenozoic sequences stratigraphy of European Basins. – *SEPM, Spec. Publ.*, **60**.
- HENRY B. (1999). – Confidence zone from remagnetization circles : a new possibility of fold test. – *EUG 10*, Strasbourg, 123.
- IACCARINO S. (1985). – Mediterranean Miocene and Pliocene planktic foraminifera. In : H.M. BOLLI, J.B. SAUNDERS & K. PERCH-NIELSEN Eds., Plankton stratigraphy. – Cambridge University Press, 283-314.
- JAKNI B., POUPEAU G., SOSSON M., ROSSI P., FERRANDINI J. & GUENOC P. (2000). – Dénudation cénozoïque en Corse, une analyse thermochronologique par traces de fission sur apatites. – *C.R. Acad. Sci.*, Paris, **331**, 775-782.
- KIRSCHVINK J. L. (1980). – The least-square line and plane and the analysis of paleomagnetic data. – *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, **62**, 699-718.
- LEGENDRE S. & LÉVÊQUE F. (1997) – Etalonnage de l'échelle biochronologique mammalienne du Paléogène d'Europe occidentale : vers une intégration à l'échelle globale. In : J.-P. AGUILAR, S. LEGENDRE et J. MICHAUX (Eds.), Actes du congrès BioChroM'97, E.P.H.E. – *Mém. Trav. Inst. Montpellier*, **21**, 461-473.
- LOÏE-PILOT M.D. & MAGNÉ J. (1987). – Données nouvelles sur la stratigraphie du Miocène de Saint-Florent. – *Géobios*, **20**, 5, 675-678.
- MARTINI E. (1971). – Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation. In : A. FARINACCI Ed., *Proc. Ind Plank. Conf.*, Roma 1970. – Tecnoscienza, Rome, vol. 2, 739-785.
- MEIN P. (1989). – Updating of MN zones. In : E.H. LINDSAY, V. FAHLBUSCH & P. MEIN (Eds.), European Neogene mammal chronology. – Plenum press, New York, 73-90.
- MONLEAU C., ARNAUD M., NEGRETTO B. & ROSSI F. (1996). – Précisions stratigraphiques sur le Miocène inférieur et moyen du sud de la Corse et de la Sardaigne. – *Géol. médit.*, **23**, 3-4, 235-241.
- MONTIGNY R., EDEL J.-B. & THUIZAT R. (1981) – Oligo-Miocene rotation of Sardinia : K/Ar ages and paleomagnetic data of Tertiary volcanics. – *Earth Planet. Sci. Lett.*, **54**, 262-271.
- ORSZAG-SPERBER F. & PILOT M.-D. (1976). – Grands traits du Néogène de Corse. – *Bull. Soc. géol. Fr.*, **XVIII**, 5, 1183-1187.
- OTTAVIANI-SPELLA M.-M., GIRARD M. & CHEILLETZ A. (1996). – Les ignimbrites burdigaliennes du sud de la Corse : pétrologie et datations K-Ar. – *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **323**, 771-778.
- OTTAVIANI-SPELLA M.-M., GIRARD M., ROCHETTE P., CHEILLETZ A. & TINON M. (2001). – Le volcanisme acide burdigalien du sud de la Corse : pétrologie, datation K-Ar, paléomagnétisme. – *C.R. Acad. Sci.*, Paris, **333**, 113-120.
- PASQUALE V., VERDOYA M. & CHIOZZI P. (1996). – Heat flux and timing of the drifting stage in the ligurian-provençal basin (northwestern mediterranean). – *J. Geodynamics*, **21**, 3, 205-222.
- QUESNAY-FOREST C. & QUESNAY-FOREST F. (1984). – Etude sédimentologique et structurale de la bordure orientale du fossé oligo-miocène sarde, région de Codaruina, Sedini, Perfugas (Anglona). – Mém. Ingénieur ENSMP. Ref. IFP : 32424, 120 p.
- RÉHAULT J.-P. (1981). – Evolution tectonique et sédimentaire du bassin ligure (Méditerranée occidentale). – Thèse d'Etat, Univ. Paris VI, 232 p.
- RÉHAULT J.P., BOILLOT G. & MAUFFRET A. (1984). – The western Mediterranean basin geological evolution. – *Mar. Geol.*, **55**, 447-477.
- RENNE P.R. (1995). – Excess ⁴⁰Ar in biotite and hornblende from the Noril'sk 1 intrusion, Siberia : implications for the age of the Siberian Traps. – *Earth Planet Sci. Lett.*, **131**, 165-176.
- RENNE P.R., SWISHER C.C., DEINO A.L., KARNER D.B., OWENS T.L. & DE PAOLO D.J. (1998). – Intercalibration of standards, absolute ages and uncertainties in ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating. – *Chem. Geol.*, **145**, 117-152.
- ROSSI P., GUENOC P., RÉHAULT J.-P., ARNAUD N., JAKNI B., POUPEAU G., TEGYEV M., FERRANDINI J., SOSSON M., BESLIER M.-O., ROLLET N. & GLOAGUEN R. (1998). – Importance du volcanisme calco-alcalin miocène sur la marge sud-ouest de la Corse (campagne MARCO). – *C.R. Acad. Sci.*, Paris, **327**, 369-376.
- SCHIAVINOTTO F. (1984). – Different evolutionary stages in the Miogypsiniidae from Sardinia. – *Boll. Soc. Paleontol. Italiana*, **23**(2), 381-393.
- SÉRANNE M. (1999). – The Gulf of Lion continental margin (NW Mediterranean) revisited by IBS : an overview. In : DURAND B., JOLIVET L., HORVATH F. & SÉRANNE M. (Eds.), The Mediterranean Basin : Tertiary extension within the Alpine Orogen. – *Geol. Soc. London, Spec. Publ.*, **156**, 15-36.
- SERRI G. (1997). – Neogene-Quaternary magmatism activity and its geodynamic implications in the central Mediterranean region. – *Ann. Geof.*, **401**, 681-703.
- SOWWERBUTTS A. (2000). – Sedimentation and volcanism linked to multiphase rifting in an Oligo-Miocene intra-arc basin, Anglona, Sardinia. – *Geol. Mag.*, **137**, 395-418.
- SPERANZA F. (1999). – Paleomagnetism and the Corsica-Sardinia rotation : a short review. – *Boll. Soc. Geol. Italiana*, **118**, 537-543.
- 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 Basin spreading : new paleomagnetic and Ar/Ar evidence. – *Tectonophysics*, **347**, 231-251.
- STEIGER R.H. & JÄGER E. (1977). – Subcommittee on geochronology : convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. – *Earth Planet. Sci. Lett.*, **36**, 359-362.
- THOMAS B. & GENNESSEUX M. (1986). – A two stages rifting in the basins of the Corsica-Sardinian straits. – *Mar. Geol.*, **72**, 225-239.
- TODESCO M. & VIGLIOTTI L. (1993). – When did Sardinia rotate ? Statistical evaluation of paleomagnetic data. – *Ann. Geofis.*, **36**, 5-6, 119-134.
- VELDE D. (1967). – Sur un lamprophyre hyperalcalin potassique : la minette de Sisco (île de Corse). – *Bull. Soc. fr. Minéral. Cristallogr.*, **90**, 214-223.
- VIGLIOTTI L. & KENT D.V. (1990). – Paleomagnetic results of Tertiary sediments from Corsica : evidence of post-Eocene rotation. – *Phys. Earth Planet. Interiors*, **62**, 97-108.
- VIGLIOTTI L. & LANGENHEIM V. E. (1995). – When did Sardinia stop rotating ? New paleomagnetic results. – *Terra Nova*, **7**, 424-435.
- VIGLIOTTI L., ALVAREZ W. & MCWILLIAMS M. (1990). – No relative rotation detected between Corsica and Sardinia. – *Earth Planet. Sci. Letters*, **98**, 313-318.
- YOUNG J.R. (1998). – Chapitre 8 : Neogene. In : P.R. BOWN Ed., Calcareous nannofossil biostratigraphy. – British Micropal. Soc., publ. Ser., 225-265.

