



Stratigraphie, sédimentologie (Paléoenvironnement)

Définition et datation de la Formation de Venaco (Corse) : dépôt d'origine gravitaire d'âge Priabonien

*Definition and dating of the Venaco Formation (Corsica, France):
A Priabonian gravity flow deposit*

Jean Ferrandini ^{a,*}, Michelle Ferrandini ^a, Philippe Rossi ^b, Bérengère Savary-Sismondini ^c

^a CNRS UMR 6134, faculté des sciences et techniques, laboratoire des sciences de la terre, université de Corse, 20250 Corte, France

^b Carte géologique de la France, BRGM, BP 36009, 45060 Orléans cedex 02, France

^c Schlumberger Stavanger Research, Risabergeveien 3, Tananger, PO Box 8013, 4068 Stavanger, Norvège

INFO ARTICLE

Historique de l'article :

Reçu le 10 décembre 2009

Accepté après révision le 5 octobre 2010

Disponible sur internet le 17 novembre 2010

Présenté par Jean Aubouin

Mots-clés :

Formation de Venaco

Corse

Priabonien

Dépôts gravitaires

Keywords:

Venaco Formation

Corsica

Priabonian

Gravity flow deposits

Slope basin

RÉSUMÉ

Le Priabonien est daté pour la première fois en Corse dans la « Formation de Venaco » grâce à la présence de microfaune (notamment des représentants de la lignée *Turborotalia cerraazulensis*). Il s'agit d'une formation sédimentaire silico-clastique à faciès grossiers dominants, composée de trois membres : Uboli, Cardo et Orsu (du sud vers le nord et du plus ancien vers le plus jeune). L'analyse sédimentologique révèle un environnement de dépôt gravitaire, avec des courants de nature variée. Les caractères sédimentologiques et chronologiques en font l'équivalent de la Formation des Grès d'Annot (*pro parte*) des Alpes maritimes dans des contextes bathymétriques et régionaux distincts. La datation de la Fm. de Venaco permet de confirmer que le métamorphisme schiste vert du socle varisque et les déformations ductiles associées, sont antérieurs au Priabonien.

© 2010 Académie des sciences. Publié par Elsevier Masson SAS. Tous droits réservés.

ABSTRACT

Priabonian age is highlighted for the first time in Corsica in the Venaco Formation using the presence of specific microfauna (in particular some representatives of *Turborotalia cerraazulensis* lineage). This silicoclastic formation is mainly represented by coarse facies. It is composed of three members from south to north and from oldest towards youngest: member of Uboli, Cardo and Orsu. The sedimentologic analysis reveals a gravity depositional environment, involving different type of currents. Sedimentologic and chronologic characteristics make the Venaco Formation and the Annot Formation (*p.p.*) equivalent. Dating the Venaco Fm. brings confirmation that the green schist metamorphism of the Variscan batholith and the related deformation are from the pre-Priabonian period.

© 2010 Académie des sciences. Published by Elsevier Masson SAS. All rights reserved.

Abridged English version

Problematic

In Corsica, the detailed chronology of when the formation of the accretion prism occurred, on the south-European margin, as a consequence of the closing of the

* Auteur correspondant.

Adresse e-mail : jferrand@univ-corse.fr (J. Ferrandini).

Ligurian Tethyan ocean (Durand-Delga and Rossi, 2002), is yet to be clearly defined. The isotopic data, namely $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ on phengites, provide invaluable indications (between 45 and 32 Ma; (Brunet et al., 2000)) but their interpretation are still subject to discussion. The biostratigraphic Bartonian age of the autochthonous formations lying under the ophiolitic nappe layer of Balagne provides a precise and indisputable reference milestone. So, we worked on the autochthonous formations not having suffered the metamorphism of HP-BT and not yet dated, those likely to contain microfossils, which could help specify the chronology of the main phases of deformation and metamorphism.

We carried out our research work on The “*Poudingue de Venaco*” (Savornin, 1906), main part of the Venaco Formation (Venaco Fm) hereafter described, outcropping on the eastern slope of Monte Cardo, over a surface of 19 km².

Regional geological framework

Lying both on the Hercynian basement and on the Alpine nappes, the Venaco Fm reveals, on its eastern part, a faulted contact with the Alpine Upper Cretaceous (?) Bagliaccone–Riventosa Formation and with the ophiolite bearing Schistes lustrés formation. On the north, it lies on the granitic basement (like on the south) and its Mesozoic cover. On the west, it shows an onlap contact with the Hercynian basement. The Venaco Fm is of a later period than the Alpine deformation (Amaudric du Chaffaut et al., 1985).

The Venaco Formation

It is about a large scale siliciclastic sedimentary formation made of layers of very variable size (from few centimetres up to several metres). The majority of the pebbles are made of granites, rhyolites and metamorphic rocks from the Variscan batholith. Elements coming from the ophiolitic formations are lacking. The only notable deformation is immediately at the eastern contact of the Venaco Fm, along the eastern bordering fault. The Venaco Fm is neither affected by ductile deformation nor by green schist facies metamorphism. The overall survey of the Venaco Fm allowed identifying three members from the south towards north and from oldest towards youngest: the member of Uboli, the member of Cardo and the member of Orsu.

The member of Uboli that occupies the southeastern part is about 500-meter-thick. Its major morphological feature is a 30-meter-thick massive cliff, where are located the sheep folds of Uboli. There, the layers are slightly sloping, about 16° East while on the southwest of Uboli, at the base of the series, the layers are dipping about 30° East. This progressive discordance variation testifies that the member of Uboli has filled of a former depression. Coarse metric thick sequences, mainly composed of clastic components, channel related, with coarse or sandy basal boundaries, are interpreted as debris flows. Beds on the northeast of Uboli are characterized by a finer grain (fine-grained sandstone and microconglomerate), normal

graded bedding and a larger frequency of thinner beds (2 to 0.2 m). Some pelitic interlayers can be observed but remain azoic. The superior surfaces of beds can be rarely observed but in the quarry of Santo-Pietro-di-Venaco sole features reveal a north-south direction of erosion.

The member of Cardo is about 400 m thick. It is formed by thick layers forming sharp cliffs. As they are located at high altitude, they can be easily recognized in the landscape but the access remains difficult. It is covered partly by **the member of Orsu**. The 200-meter-thick lower part, is characterized by alternating couplets of fine-grained sandstone and pelite, organized in layers and litage plans but also showing “flaser” and “dish” type structures. It was in on these pelitic levels, that were discovered the microfossils which gave a Priabonian age to the conglomerate.

Biostratigraphy, palaeoenvironments and palaeogeography

In the black pelites only amalgamated tests were found. In the coarser beds, the amalgamated tests –previously calcareous– were silicified (burial cementation?). Trapped within the clastic matrix, partially deformed and/or recrystallized, their determination was uneasy. As separations were not possible under these conditions, it was necessary to increase the number of thin sections in order to reconstitute a 3D view of the microfossils.

The investigations on the biophase in the pelitic levels of the lobe of Orsu provided the following results:

- lack of cysts of dinophyceas in the thin sections for palynologic investigation;
- the microfaunas are mixed. The Upper Cretaceous one is more common than those of the Cenomanian. Therefore, we identified *Globotruncanita conica* (White), (Fig. 2a) of the Maastrichtian and *Archaeodictyomitra lamellicostata* Foreman, Radiolaria of Late Campanian to Maastrichtian age;
- the Eocene planktonic foraminifera are rare and very badly preserved. However, we could identify, in several samples, representatives of *Turborotalia cerroazulensis* lineage. *Turborotalia cocoaensis* Cushman (zones AMP4 et AMP5 in Sztrákos and Du Fornel (2003) (Fig. 2c et d) and *T. cunialensis* Toumarkine and Bolli (zones P16 and P17 in Berggren et al. (1995), in Luterbacher et al. (2004) (Fig. 3)). *Globigerinatheka* sp., with perhaps *G. cf. semiinvoluta* Keyjzer. There is a strong presumption for a Priabonian age, in spite of doubts because the very bad conservation;
- the deep water agglutinated benthic foraminifera are relatively frequent, but badly preserved, impregnated with iron oxides and mostly unidentifiable.

The lobe of Orsu was deposited in a marine environment, in a distal position compared to the proximal coarser detrital deposits. The palaeobathymetry is difficult to estimate taking into account the extreme scarcity of benthic foraminifera. This scarcity of foraminifera and their bad conservation could be related with the turbiditic sedimentary environment (Du Fornel et al., 2004). Close to surface suspended particles precludes the development of the

plankton while on the deep parts oxygen is rare (Sztràkos and Du Fornel, 2003). These authors, like Euzen et al. (2004), suggest epibathyal deposits for the Annot sandstones that we consider *pro parte* as equivalent of the Venaco Fm.

New dating of the Venaco Fm better constrains Priabonian palaeogeography in SE France. In the area of Nice (Ivaldi, 1989), as well as on a part of Corsica, a carbonate platform was developed during the Middle Eocene. Now only some relics are preserved.

Contrary to the area of Nice, the sedimentation in Corsica at Priabonian was up to now not well constrained. During Lower Priabonian, the detrital complexes of Peira Cava, Lauzanier and the Touraïret Mount in the north of Nice (Joseph and Lomas, 2004) were deposited as a result of gravity flow deposits due to the subsidence of the basins. It is not possible to establish if such sedimentation occurred also in Corsica, but one can now bridge the gap between the various lobes spread out on both sides of the Dôme de Barrot (Sanguinière, Crête de la Barre) and those from the Venaco Fm, on the basis of their common characteristics: synchronism, sedimentology and faunal content.

Tectonics of the Venaco Fm

The wrenching of the eastern part of the Venaco Conglomerate and the normal reworking of the north-south fault that separates the Schistes Lustrés Formation on the east with the Venaco Fm on the west are related to post-Priabonian tectonics. This tectonics could be of Oligocene age and synchronous with the normal faults whose movement was estimated in the Tenda massif to occur between 33 and 25 Ma, on the basis of $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ data on phengites (Brunet et al., 2000).

Conclusions

The discovery of planktonic foraminifera in the upper part of the Venaco Fm reveals its Priabonian age. This allows dating the zones of ductile deformation reworking the Hercynian basement and the green schist facies metamorphism before the Upper Priabonian-Lower Oligocene. The preliminary sedimentological results suggest a gravity flow deposit environment, with varied currents such as debris flows and turbiditic currents hyperpycnal or not. The analogy with the Sandstones of Annot makes it possible to consider the Venaco Fm as their equivalent on the southern flank of the Maures-Esterel-Corsica-Sardinia massif (prior to the Oligocene drifting).

1. Problématique

En Corse, la chronologie de la séquence de mise en place des formations du prisme d'accrétion, lors de la fermeture de la Téthys ligure (Durand-Delga et Rossi, 2002) sur la marge sud-européenne, demeure encore mal cernée dans le détail. Les chronomètres isotopiques, notamment $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ appliqués sur les formations autochtones ou parautochtones affectées par le métamorphisme de HP-BT, définissent un créneau d'âges entre 45 et 32 Ma (Brunet et al., 2000), mais entaché d'incertitudes, leur interprétation demeure discutée. L'âge biostratigraphique bartonien

(Parsy et Priou-Lacazedieu, 1970) des formations autochtones du substratum, sous la nappe ophiolitique de Balagne, fournit cependant un repère précis et indiscutable. Nous avons donc recherché sur la marge de l'Autochtone, parmi les formations restées à l'écart de l'empreinte métamorphique schiste vert et non encore datées, celles qui sont susceptibles de renfermer des microfaunes et d'aider ainsi à préciser la chronologie des phases de déformation et de métamorphisme alpins.

Le « Poudingue de Venaco » (PdV) (Savornin, 1906), situé sur le versant oriental du Monte Cardo (8 km au sud de Corte) sur une surface de 19 km² (Fig. 1), a ainsi retenu notre attention.

L'allochtonie du PdV n'a été envisagé qu'un temps (Hollande, 1917, 1922 ; Maury, 1909, 1910). Dès 1928, il est établi que le PdV « repose normalement sur le granite ou sur le primaire » (Termier et Maury, 1928). Sans argument paléontologique, un âge Oligocène sur la carte géologique à 1/80 000 de Corte lui est attribué (Maury, 1924). Dans la série nummulitique de la région de Corte, s'observent cinq types principaux de faciès, dont « des grès alternant avec des ardoises » (Ritsema, 1952) qui pourraient correspondre *pro parte* au PdV. Les poudingues et grès de Venaco sont attribués au « Nummulitique » (Ritsema, 1952) et « au moins en partie au Nummulitique » (Spijer, 1955). Des « cônes d'alluvions au moins en partie continentaux » constituent le type de dépôt de cette formation datée de l'Eocène inférieur (Amaudric du Chaffaut, 1982). Le PdV représente un équivalent du flysch de l'Annunciata de Balagne d'âge Lutétien-Bartonien inférieur (Durand-Delga, 1984), lui-même comparé aux « grès d'Annot des Alpes françaises » (Maury, 1931). L'absence de tectonique syn-schisteuse alpine anté-éocène dans la région de Corte-Venaco est avancée (Egal, 1989). Cependant, cet auteur distingue quatre générations de déformations dont seule la première serait bien représentée dans le PdV. Sur le revers est du Monte Cardo, le PdV présente une schistosité verticale (Bézert, 1990). Cet auteur, sur des bases lithologiques et paléontologiques, démontre que le PdV n'est pas contemporain des « brèches de Zermulu ». Enfin, l'hypothèse que le PdV puisse être plus jeune que l'Eocène inférieur est formulée (Rossi et al., 1994).

2. Cadre géologique local

Reposant à la fois sur le socle hercynien et sur sa couverture mésozoïque, le PdV est en contact faillé à l'est, avec les formations alpines allochtones, unités de Bagliaccone-Riventosa (Crétacé supérieur ?) et les schistes lustrés à ophiolites. Au nord et au sud, il repose normalement sur les granites autochtones et sur la couverture Jurassique à Crétacé, au nord. Au nord-ouest, il montre un contact en « *onlap* » sur le socle hercynien et fossilise la déformation alpine majeure du socle : métagranites déformés en climat de schistes verts (« protogine ») et *shear zone* ductiles (Amaudric du Chaffaut et al., 1985).

En préliminaire à la description du PdV, une synthèse litho- et bio-stratigraphique des affleurements éocènes de l'Ouest et du Nord de Corte (Zermulu et la bande Corte-San Quilico) est utile (Fig. 1). L'attribution stratigraphique des niveaux qui contiennent des Nummulites (toutes déter-

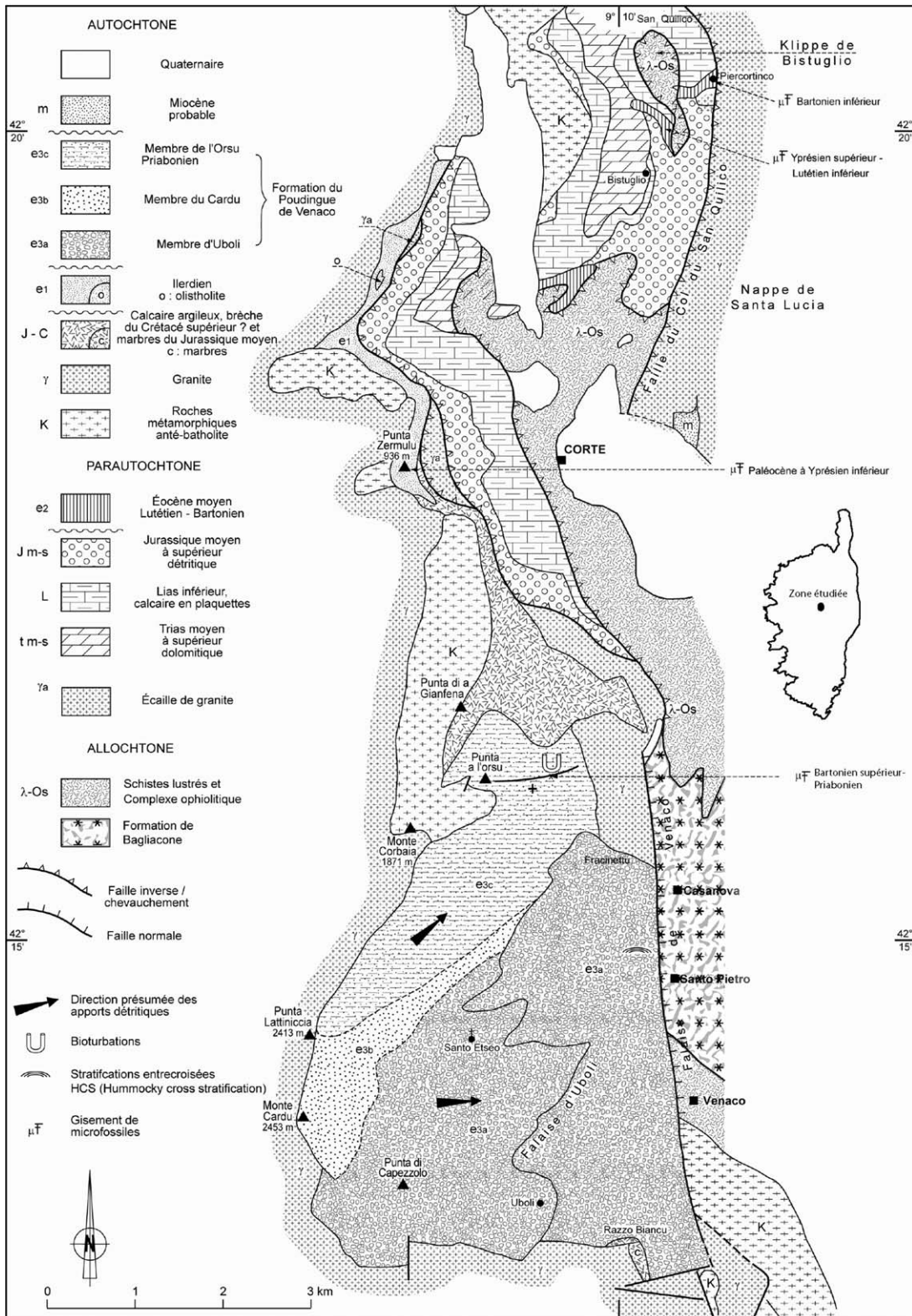


Fig. 1. Schéma structural de la zone étudiée, d'après Amaudric du Chaffaut et al. (1985) et Rossi et al. (1994).

Fig. 1. Structural scheme of the studied area, after Amaudric du Chaffaut et al. (1985) and Rossi et al. (1994).

minées par A. Blondeau) s'appuie sur les travaux récents : Luterbacher et al. (2004) et Serra-Kiel (1998).

La série sédimentaire autochtone de la pointe du Zermulu, à l'Ouest de Corte, comprend : (i) une brèche à éléments de socle ; (ii) un conglomérat à ciment calcaire contenant des microfossiles « qui ne paraissent pas remaniés » et indiquant un âge Paléocène supérieur à llerdien (Amaudric du Chaffaut et al., 1974) et (iii) des calcschistes noirs (Amaudric du Chaffaut, 1982). Au-dessus de ce premier ensemble et par l'intermédiaire d'une surface de ravinement, repose un conglomérat massif à éléments de granite et microgranite (fréquents) et de calcaire (rares). Nous avons retrouvé dans ces derniers *Nummulites* cf. *globulus*, ce qui confère à ce niveau sédimentaire de la Punta Zermulu un âge au plus vieux Yprésien inférieur. Cette série est recouverte tectoniquement par les « écailles de Corte » (Amaudric du Chaffaut, 1982).

De Corte au col de San Quilico, plus au nord, se rencontrent plusieurs affleurements fossilifères. Au Nord de Bistuglio, l'Eocène est représenté par une série transgressive sur le Lias, comprenant : (i) un conglomérat à éléments de granite et rhyolite, de calcaires et dolomies liasiques et triasiques et de calcaires à *Nummulites*, et (ii) des grès clairs azoïques (Rieuf, 1980). Les *Nummulites* (*N. gallensis* (Heim) et *N. leupoldi* Schaub) des galets du conglomérat, indiquent une « association du Cuisien et de la limite Cuisien–Lutétien », SBZ 12 et 13 (Serra-Kiel, 1998). La base de l'affleurement de Bistuglio est donc au plus vieux Lutétien inférieur. La série est chevauchée par des éléments d'une série ophiolitique (Rieuf, 1980).

Au lieu-dit Piercortinco, de récents travaux routiers ont mis à jour un affleurement de flysch à blocs de nature variée dont des calcaires à *Nummulites* et *Discocyclines*. Les espèces déterminées (*N. cf. biarritzensis* d'Archiac et Haime, *N. perforatus* A et B (Montfort), *N. puschi* d'Archiac et Haime, *N. cf. chavannesi* de La Harpe, *N. aff. millecaput* Boubée, *N. cf. variolarius* (Lamarck), *N. cf. incrassatus* de La Harpe, *N. ptukhiani* Kachavara) suggèrent un mélange, compte tenu des répartitions stratigraphiques de ces différentes espèces (Fig. 2). Ce nouvel affleurement est à rapprocher de celui signalé dans la notice de la carte géologique Corte 1/50 000 (Rossi et al., 1994) dans le paragraphe « Données paléogéographiques et structures de la zone de Corte ».

Ces affleurements fossilifères, de petite taille et dispersés, de la région de Corte attestent la présence d'une plate-forme carbonatée à *Nummulites* sur cette partie de la marge continentale européenne, pendant l'Eocène inférieur et moyen. Elle est en relation avec un bassin dans lequel s'élaborent des flysch d'âges correspondants, qui seront rétrochauriés au cours des différentes phases de mise en place des nappes. Seule la poursuite des études à terre et en mer permettra de mieux cerner les différents domaines paléogéographiques et leur évolution au cours de l'Eocène.

3. La Formation de Venaco

Le PdV est un constituant majeur d'une formation qui va être décrite sous le nom de « Formation de Venaco » (Fm.

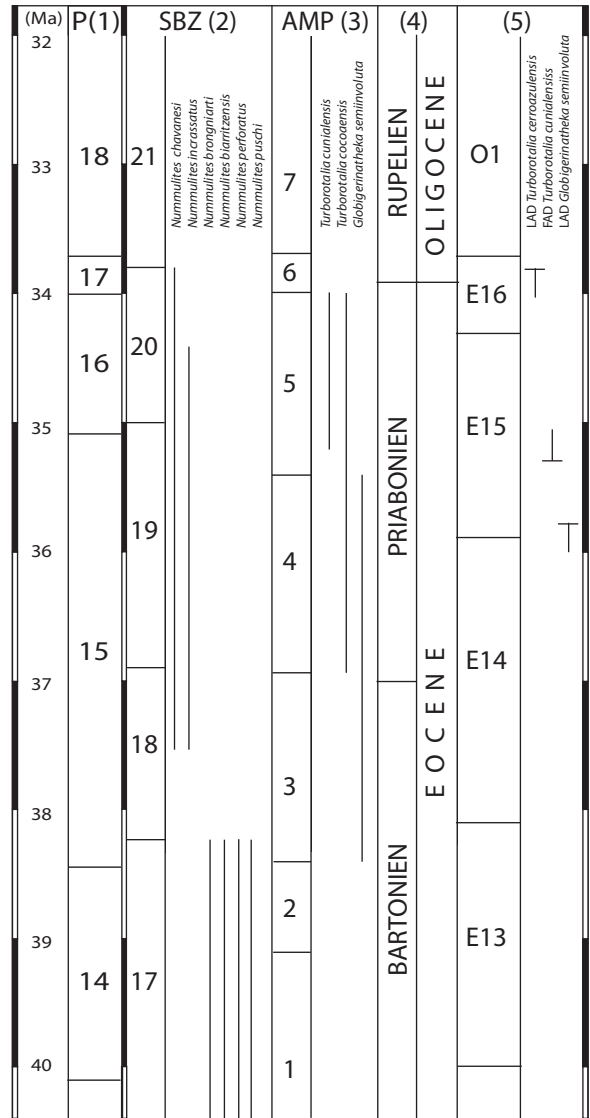


Fig. 2. Tableau de corrélation entre les différentes échelles biostratigraphiques. (1) Berggren et al. (1995); (2) Serra-Kiel (1998); (3) Du Fornel et al. (2004); (4) Luterbacher et al. (2004); (5) Berggren et Pearson (2005).

Fig. 2. Biozones correlations. (1) Berggren et al. (1995); (2) Serra-Kiel (1998); (3) Du Fornel et al. (2004); (4) Luterbacher et al. (2004); (5) Berggren and Pearson (2005).

de Venaco) (1) Berggren et al. (1995); (2) Serra-Kiel (1998); (3) Du Fornel et al. (2004); (4) Luterbacher et al. (2004); (5) Berggren et Pearson (2005), terme utilisé par (Amaudric du Chaffaut, 1982). Il s'agit d'une formation sédimentaire exclusivement silico-clastique, représentée par des bancs d'épaisseur très variable (quelques centimètres à plusieurs mètres). La taille des éléments constitutifs est aussi très hétérogène, du silt au bloc. De façon générale, les faciès grossiers sont majoritaires et les faciès pélitiques cantonnés à la partie la plus jeune de la série. On observe essentiellement des séquences strato- et grano-décroissantes, à base parfois ravinante. Quelquefois, dans le même banc, se succèdent des granoclasses inverse puis

normal qui pourraient témoigner de courants de forte densité dans le cas des séquences de granulométrie fine (Mulder et Alexander, 2001).

Les grains sont liés entre eux par une matrice siliceuse. On observe des clastes de chlorite. Les galets de calcaires marmorisés sont rares et de petite taille. C'est l'abondance de galets de quartz noir émoussés, de toutes tailles, qui est caractéristique de cette formation. Le seul gisement autochtone de ce type de quartz, connu actuellement, est celui de filons recoupant le socle varisque et qui affleurent à 2,5 km à l'ouest-nord-ouest de Prunelli di Fiumorbo (Amaudric du Chaffaut, 1971). Les granites, rhyolites, roches métamorphiques issues du socle varisque constituent la majorité des éléments lithiques. Aucun élément en provenance du cortège ophiolitique n'a été observé.

Sur le plan structural, le massif du Cardo apparaît comme un vaste monoclinale penté au nord-est. Les seules déformations notables se situent immédiatement au contact oriental de la Fm. de Venaco, le long de la faille bordière. Toutefois, des déformations plicatives avec schistosité ont été localement observées par Egal, 1989. L'observation en lame mince indique que les minéraux du métamorphisme alpin (épidote et chlorite) sont détritiques et non pénétratifs. La Fm. de Venaco, discordante sur la « protogine » et la remaniant en galets, n'est affectée ni par la déformation ductile ni par le métamorphisme en climat de schistes verts.

La reconnaissance d'ensemble de la Fm. de Venaco a permis d'identifier trois membres du sud vers le nord et du plus ancien vers le plus jeune : le membre d'Uboli, le membre du Cardo et le membre de l'Orsu.

Le membre d'Uboli, qui occupe la partie sud-est, a une épaisseur, estimée à partir de la carte topographique, de 500 m. Son trait morphologique majeur est une falaise massive de 30 m de hauteur, passant par les bergeries d'Uboli. À cet endroit, le pendage des couches est faible (de l'ordre de 16° Est) alors qu'au Sud-Ouest d'Uboli, à la base de la série, le pendage des couches est de l'ordre de 30° Est. Cette discordance progressive traduit le comblement d'une dépression antérieure. Plusieurs faciès s'individualisent. Des séquences métriques très grossières, dominées par des éléments clastiques et chenalisantes, à semelles très grossières ou sableuses, sont interprétées comme des coulées de débris. Les dépôts situés au Nord-Est d'Uboli sont caractérisés par une granulométrie moins grossière (grès fin à microconglomérat), un granoclassement normal et une plus grande fréquence de bancs moins épais (1 à 0,2 m). Des interlits pélitiques, parfois présents, sont dépourvus de microfossiles. Exceptionnellement, les surfaces supérieures de bancs sont observables comme à la carrière de Santo Pietro di Venaco. Nous y avons observé des ondulations métriques sous forme de mamelons et de fuseaux, auxquelles se superposent des rides centimétriques. Ces surfaces limitent des séquences de granulométrie fine, au granoclassement très majoritairement normal. La granulométrie fine rend difficile la préservation et l'observation de potentielles laminations, dont certaines, cependant, semblent suivre la morphologie de la surface supérieure de leur séquence. Ces figures pourraient être interprétées comme étant des « hummocky cross-stratification (HCS) » isotropes accrétoinaires au sens de (Cheel

et Leckie, 1993). Des HCS sont parfois décrits dans les environnements profonds et particulièrement au pied des pentes (Prave et Duke, 1990 ; Savary, 2003). Des figures d'érosion de faible amplitude pouvant se rapprocher de celles de la carrière de Santo Pietro di Venaco ont aussi été décrites dans les Grès d'Annot et interprétées comme des figures de *by-pass* (Guillocheau et al., 2004).

Le membre du Cardo se développe sur une puissance de 400 m environ. Il est constitué d'épais bancs de grès qui forment falaise, aisément discernables dans le paysage. Situé toutefois à haute altitude, il reste d'accessibilité difficile. Il est recouvert en partie par le **membre de l'Orsu**. La partie basale de ce dernier, sur une épaisseur de 200 m, est caractérisée par une alternance de grès fins et de pélites, organisés en banc et litage plans mais présentant également des structures de type « flaser » et « dish ». On rencontre de rares figures de charge, ainsi que des figures d'affouillement (?), ou encore des HCS. Les bioturbations sont variées (*Arenicolites*, *Ophiomorpha*, *Planolites* et *Thalassinoides*). Elles témoignent d'une activité biologique d'animaux suspensivores, permise par un apport suffisant en aliments et oxygène. C'est dans les niveaux pélitiques, qu'ont été trouvés les microfossiles permettant la datation Priabonien de ce membre (cf. ci-dessous). L'absence de chenaux, les structures sédimentaires et la granulométrie de ces dépôts nous conduisent à envisager l'action de courants gravitaires de plus faible énergie que ceux impliqués dans le dépôt du membre d'Uboli. Il s'agit probablement de courants de type turbiditique. Dans la partie sommitale (250 m) du membre de l'Orsu, la sédimentation redevient grossière. Tout au sommet enfin, les bancs de grès fins et grossiers viennent en discordance angulaire (*onlap*) sur le granite protoginisé du Monte Corbaia. Le déplacement des aires de dépôt au cours du temps permet d'assimiler chaque membre à un lobe. Les directions de transport évoluent, en allant vers l'est puis vers le nord-est, soit respectivement vers le sud-est et l'est, au moment du dépôt en fonction de la valeur de la rotation du bloc corso-sarde (Gattacceca et al., 2007).

La recherche d'organismes fossiles dans la Fm. de Venaco n'a été menée avec succès, que dans les faciès pélitiques du lobe de l'Orsu. L'étude du microfaciès montre une très forte recristallisation siliceuse qui rend les déterminations très difficiles. Ces premiers résultats paléontologiques permettent toutefois de préciser certains points :

- dans les lames palynologiques, les kystes de dinophycées sont absents ;
- il y a des mélanges de microfaunes. Les formes du Crétacé supérieur sont plus fréquentes que celles du Cénozoïque. Ainsi, ont été identifiés *Globotruncanita conica* (White), (Fig. 3a) du Maastrichtien et *Archaeodictyomitra lamelliplicata* Foreman, radiolaire du Campanien supérieur à Maastrichtien (Fig. 3b) ;
- les foraminifères planctoniques de l'Eocène sont rares et mal conservés. Cependant, il a été identifié dans plusieurs échantillons des représentants de la lignée *Turborotalia cerroazulensis* : *T. cunualensis* Toumarkine et Bolli (zones P16 et P17 (Berggren et al., 1995 ; Luterbacher et al., 2004)) et *T. cocoaensis* Cushman (zones AMP4 et AMP5 (Sztrákos et Du Fornel, 2003)),

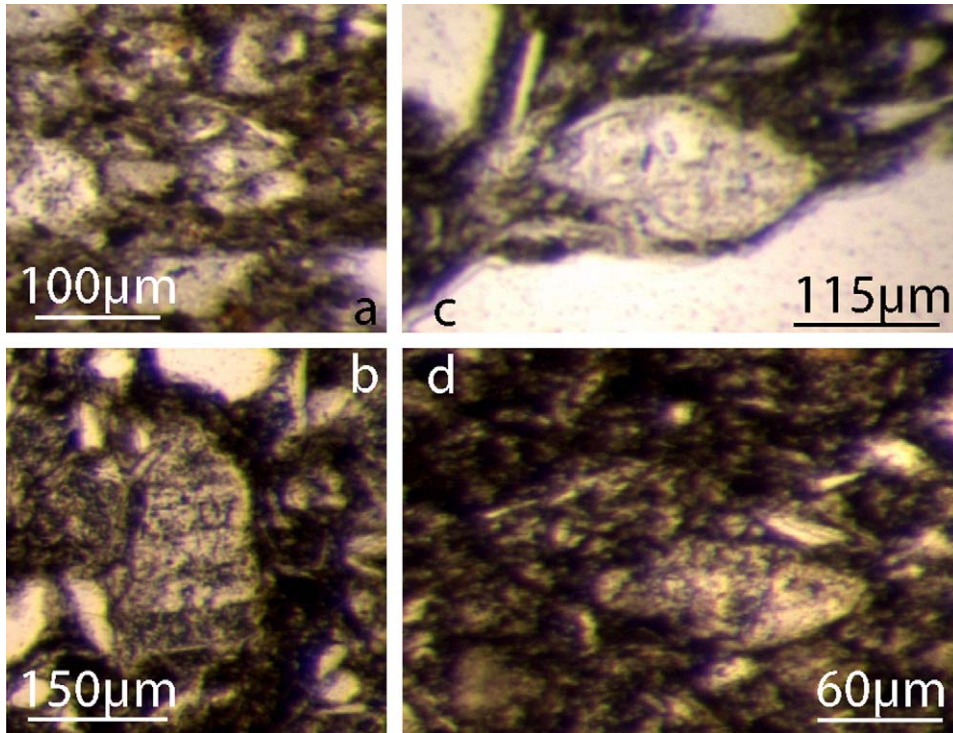


Fig. 3. Microfaune de la Formation de Vénaco (membre de l'Orsu). a : *Globotruncanita conica* (White), section axiale, éch. ORS05, b : *Archaeodictyomitra lamellicostata* Foreman, éch. COR04C, c : cf. *Turborotalia cocoaensis* (Cushman), section axiale, éch. COR04C, d : *T. cocoaensis* (Cushman), section axiale, éch. COR04A. Toutes les prises de vues ont été effectuées par Eradata à l'aide d'un stéréomicroscope LEICA MZ16 équipé d'une caméra LEICA DFC200.

Fig. 3. Microfauna of the Venaco formation (Orsu member). a: *Globotruncanita conica* (White), axial section, éch. ORS05, b: *Archaeodictyomitra lamellicostata* Foreman, éch. COR04C, c: cf. *Turborotalia cocoaensis* (Cushman), axial section, éch. COR04C, d: *T. cocoaensis* (Cushman), axial section, éch. COR04A. Shots by Eradata with a stereomicroscope Leica MZ16 fitted with a LEICA DFC200 camera.

(Fig. 3c et d). Plusieurs échantillons montrent également des tests de *Globigerinatheka* sp., avec peut-être *G. cf. semiinvoluta* Keyzjer (zones AMP3 et AMP4). Compte tenu du milieu de dépôt où les remaniements sont importants, l'association décrite suggère un âge Priabonien ;

- les foraminifères benthiques profonds à test agglutiné sont relativement fréquents mais mal conservés, imprégnés d'oxydes de fer et indéterminables la plupart du temps ;
- les radiolaires spumellaires et nassellaires de l'Eocène moyen et de l'Oligocène ne sont pas rares (*Thyrsocyrtis* sp., *Lithocyclia* sp., *Theocyrtis* sp., *Calocyclus* sp.).

En conclusion, le dépôt du lobe de l'Orsu se fait en milieu marin profond. Bien que les autres lobes ne puissent pas être datés précisément, ils sont génétiquement liés entre eux, dans un système gravitaire. L'évaluation de la paléobathymétrie est délicate, compte tenu de l'extrême rareté des bioclastes, très fortement recristallisés. Cependant, toutes les caractéristiques décrites précédemment permettent d'envisager un milieu de dépôt en étage infrabathyal ou abyssal au voisinage de la CCD.

4. Discussion

La Fm. de Venaco, par son âge, sa composition, sa déformation et son faible de métamorphisme, contraste

avec les autres dépôts éocènes locaux précédemment décrits et avec lesquels certains auteurs l'avaient corrélée. Mais qu'en est-il des autres affleurements d'Eocène en Corse ?

Les principaux bassins éocènes se distribuent dans la zone de contact entre la Corse alpine et hercynienne. Mis à part les affleurements du Cortenais, il s'agit du nord au sud du flysch de l'Annunciata (Balagne), de ceux de Tonda (unité de Caporalino) et de Solaro-Prunelli (Autochtone méridional).

En Balagne, l'unité de l'« Annunciata » (unité peu déformée, la plus jeune de la Nappe de Balagne), correspond à une épaisse série (200 à 300 m) de flysch gréseux dont la base renferme un nannoplancton du Lutétien inférieur et moyen (Marino et al., 1995) et plus haut, des nummulites remaniées du Bartonien (Lacaze-dieu, 1974). Il s'agit de *N. brongniarti* qui définit la SBZ 17 (« Shallow benthic Zones ») (Serra-Kiel, 1998) (Fig. 2). Dans la partie la plus distale de la nappe de Balagne, le chevauchement peut donc être daté post-Bartonien inférieur (Rossi et al., 2001). Dans l'état actuel des connaissances biostratigraphiques, la Fm. de Venaco apparaît plus jeune que le flysch de l'Annunciata.

À la base du flysch gréseux de « Tonda » (situé en fenêtre, mais peu déformé) des foraminifères planctoniques et des nummulites, dans des marnes, indiquent le Lutétien inférieur à moyen, tandis que dans la partie supérieure des grès, des galets renferment des nummulites

du Cuisien et du Lutétien inférieur à moyen. La nappe de Santa Lucia, qui a recouvert ce flysch, s'est mise en place au moins après le Lutétien, voire après le Bartonien (Rossi et al., 1994).

Beaucoup plus au sud (Fiumorbo), dans la région de « Solaro-Prunelli », la série sédimentaire, déformée, comprend des calcaires discontinus à la base, dont l'âge est Paléocène à Yprésien supérieur, surmontés par des flysch (au moins 500 m) comparables, du point de vue lithologique et sédimentologique, aux grès et poudingue de Venaco (y compris –dans sa partie nord– avec la présence de quartz sombres). Bien que remaniant à leur base des calcaires à Nummulites de l'Yprésien-Lutétien supérieur (Amaudric du Chaffaut, 1982), ces flysch paraissent, par leur composition et leur position structurale, équivalents de ceux de la Fm. de Venaco.

L'absence d'éléments issus des unités ophiolitiques ne s'explique pas de la même façon dans tous les secteurs. Les milieux de dépôt des séries de Solaro-Prunelli, de Corse centrale et de la Balagne autochtone, de l'Yprésien au Bartonien, ne semblent pas encore atteints par les nappes alpines, alors qu'il y a des éléments d'ophiolite inclus dans l'Yprésien (base du sondage Martina, ride de Pianosa (Cornamusini et al., 2002)) et dans l'Eocène moyen (Allochtone de Balagne). L'absence de débris d'ophiolite dans la Fm. de Venaco, quant à elle, est probablement liée à son isolement et à sa position surélevée par rapport à la surface du prisme d'accrétion, à l'image des « slope basins » du rebord nord de la cuvette de Nankai (Underwood et al., 2003).

Dans la région de Nice, à l'Eocène inférieur et moyen, se développe une plate-forme carbonatée, en partie démantelée au Bartonien (Ivaldi, 1989). Au Priabonien inférieur, un approfondissement des bassins et une sédimentation

gravitaire sont à l'origine de la mise en place de complexes détritiques (Joseph et Lomas, 2004). Du Priabonien supérieur au Rupélien moyen, d'autres systèmes gravitaires fonctionnent en se décalant vers l'ouest. Les milieux de dépôt des Grès d'Annot s'étagent de la plate-forme externe au talus (Sztrákos et Du Fornel, 2003). La Fm de Venaco présente donc des similitudes avec les Grès d'Annot (le massif Maures–Estérel–Corse–Sardaigne est le pourvoyeur du détritisme et les faciès sont turbiditiques), bien que le contexte régional soit sensiblement différent, notamment à cause, en Corse, de la proximité du front alpin (Fig. 4).

5. Conclusions

La découverte d'une microfaune (foraminifères planctoniques et benthiques, radiolaires) dans le membre supérieur de la Formation de Venaco révèle son âge vraisemblablement Priabonien. Les résultats sédimentologiques préliminaires suggèrent un environnement de dépôt gravitaire, avec des courants de natures variées, tels que des coulées de débris et des courants turbiditiques dans un bassin confiné, type profonds. L'analogie de la Fm. de Venaco avec certains lobes des grès d'Annot suggère d'en faire un analogue sur le versant méridional du massif Maures–Estérel–Corse–Sardaigne. Le métamorphisme « schiste vert » et la déformation ductile du socle doivent être entièrement attribués à des événements anté-Priabonien.

Remerciements

Les auteurs remercient Chantal Bourdillon pour les déterminations de la microfaune, Michel Durand Delga et le lecteur anonyme pour leurs remarques constructives. Ils rendent un hommage particulier à Antoine Blondeau qui avait bien voulu retravailler sur l'Eocène de Corse avec eux.

Références

- Amaudric du Chaffaut, S., 1971. Étude géologique de la région de Solaro-Poggio-Di-Nazza (Corse sud-orientale). Thèse 3^e cycle, Paris, 130 p.
- Amaudric du Chaffaut, S., 1982. Les unités alpines à la marge orientale du massif cristallin corse, Travaux du laboratoire de Géologie n° 15, Presses de l'École Normale Supérieure, 133 p.
- Amaudric du Chaffaut, S., Blondeau, A., Jauzein, A., 1974. Les conglomérats de la vallée de la Restonica (région de Corte, Corse). Un nouveau témoin de la transgression d'âge Eocène inférieur. C. R. Somm. Soc. Geol. France 57–58.
- Amaudric du Chaffaut, S., Bonin, B., Caron, J.M., Conchon, O., Rossi, P., 1985. Carte géol. France (1/50 000), feuille de Venaco 1985 (n° 1114). Orléans : BRGM. Notice explicative par Amaudric du Chaffaut, S., Bonin, B., Caron, J.M., Conchon, O., Rossi, P. et la collaboration de Bambier, A., Damiani, L., Dominici, R., Heetveld, H., Rouire, J., 41 p.
- Berggren, W.A., Pearson, P.N., 2005. A revised tropical to subtropical Paleogene planktonic foraminiferal zonation. Journal of Foraminiferal Research 35, 279–298.
- Berggren, W.A., Kent, D.V., Swisher, C.C., Aubry, M.P., 1995. A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy. In: Geochronology, time scale and global correlations: an unified temporal framework for an historical geology. Soc. Econ. Pal. Miner. Spec. Public. 54, 129–212.
- Bézert, P., 1990. Les unités alpines à la marge du Massif cristallin corse : nouvelles données structurales, métamorphiques et contraintes cinématiques. Documents et travaux du Centre Géologique et Géophysique de Montpellier, 28, 351 p.
- Brunet, C., Monié, P., Jolivet, L., Cadet, J.P., 2000. Migration of compression and extension in the Tyrrhenian Sea from ⁴⁰Ar/³⁹Ar ages on micas along a transect from Corsica to Tuscany. Tectonophysics 321, 127–155.

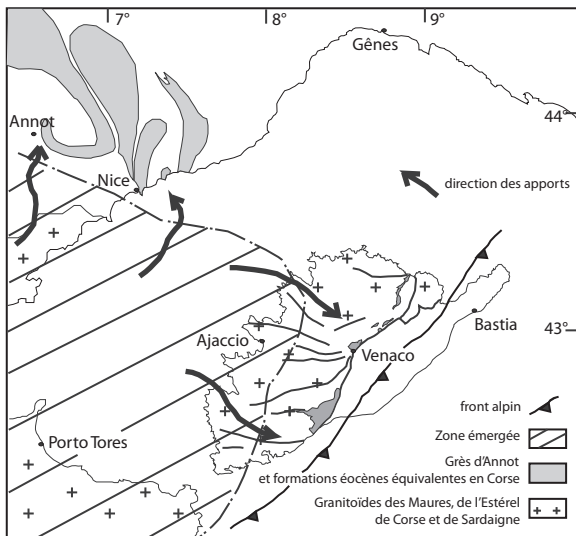


Fig. 4. La Corse dans son contexte géodynamique au Priabonien, d'après Gattacceca et al. (2007) ; Joseph et Lomas (2004) ; Lacombe et Jolivet (2005).

Fig. 4. Geodynamical context of Corsica during Priabonian, after Gattacceca et al. (2007); Joseph et Lomas (2004); Lacombe et Jolivet (2005).

- Cheel, R.J., Leckie, D.A., 1993. Hummocky cross-stratification. *Sedimentology* 1, 103–122.
- Cornamusini, G., Lazzarotto, A., Merlini, S., Pacucci, V., 2002. Eocene-Miocene evolution of the north Tyrrhenian Sea. *Boll. Soc. Geol. It.* 1, 769–787.
- Du Fornel, E., Joseph, P., Desaubliaux, G., Eschard, R., Guillocheau, F., Lerat, O., Müller, C., Ravenne, C., Sztrákos, K., 2004. The southern Grès d'Annot outcrops (French Alps): an attempt at regional correlation. In: Joseph, P., Lomas, S.A. Deep water sedimentation in the Alpine Foreland Basin of SE France: New perspectives on the Grès d'Annot, related systems. Geological Society, London, 221, pp. 137–160.
- Durand-Delga, M., 1984. Principaux traits de la Corse alpine et corrélations avec les Alpes ligures. *Mem. Soc. Geol. It.* 28, 285–329.
- Durand-Delga, M., Rossi, P., 2002. About the Ligurian-Piemontese Jurassic Ocean on the transect Corsica–Apennines. *C. R. Geoscience* 334, 227–228.
- Egal, E., 1989. Tectonique de l'Eocène en Corse. Thèse, Univ. Lyon, 133 p.
- Euzen, T., Joseph, P., Du Fornel, E., Lesur, S., Granjeon, D., Guillocheau, F., 2004. Three-dimensional stratigraphic modelling of the Grès d'Annot system, Eocene-Oligocene, SE France. In: Joseph, P., Lomas, S.A. (Eds.), Deep water sedimentation in the Alpine Foreland Basin of SE France: New perspectives on the Grès d'Annot and related systems, 221. Geological Society, London, pp. 161–180.
- Gattacceca, J., Deino, A., Rizzo, R., Jones, D.S., Henry, B., Beaudouin, B., Vadeboin, F., 2007. Miocene rotation of Sardinia: new paleomagnetic and geochronological constraints and geodynamic implications. *Earth Planet. Sci. Lett.* 258, 359–377.
- Guillocheau, F., Quémener, J.M., Robin, C., Joseph, P., Broucke, O., 2004. Genetic units/paraséquences of the Annot turbidite system, SE France. In: Joseph, P., Lomas, S.A. (Eds.), Deep water sedimentation in the Alpine Foreland Basin of SE France: new perspectives on the Grès d'Annot and related systems, 221. Geological Society, London, pp. 161–180.
- Hollande, D., 1917. Géologie de la Corse. *Bull. Soc. Sci. Hist. Nat. Corse* 466, 373–384.
- Hollande, D., 1922. Les nappes de la région orientale de la Corse. *Bull. Soc. Sci. Hist. Nat. Corse*:XLIII:445–8.
- Ivaldi, J.P., 1989. Thermoluminescence et orogénèse : les Alpes occidentales au Paléogène. *Édition du CRGM*, 330 p.
- Joseph, P., Lomas, S.A., 2004. Deep water sedimentation in the Alpine Foreland Basin of SE France: new perspectives on the Grès d'Annot and related systems, 221. Geological Society, London, pp. 1–16.
- Lacazedieu, A., Contribution à l'étude géologique de la partie nord-est de la Balagne sédimentaire (Corse). Thèse 3^e cycle, univ. Paul-Sabatier (Toulouse), 124 p.
- Lacombe, O., Jolivet, L., 2005. Structural and kinematic relationships between Corsica and the Pyrénées-Provence domain at the time of the Pyrenean orogeny. *Tectonics* 24, TC1003 (10.1029/2004TC001673).
- Luterbacher, H.P., Ali, J.R., Brinkhuis, H., Gradstein, F.M., Hooker, J.J., Monechi, S., Ogg, J.G., Powell, J., Röhl, U., Sanfilippo, A., Schmitz, B., 2004. The Paleogene Period. In: Felix, M.G., James, G.O., Alan, G.S. (Eds.), *A Geologic Time Scale 2004*. pp. 384–408.
- Marino, M., Monechi, M., Principi, G., 1995. New calcareous nannofossils data on Cretaceous-Eocene Corsican turbidites. *Rev. Ital. Paleont. Strat.* 101 (1), 49–62.
- Maury, E., 1909. Nouvelles observations sur les nappes de la Corse orientale. *C. R. Acad. Sci. Paris* 148, 1481.
- Maury, E., 1910. Note préliminaire sur la stratigraphie et la tectonique de la Corse orientale. *Bull. Soc. Geol. France* 10, 272–328.
- Maury, E., 1924. Notice explicative, carte géologique de la Corse à 1/80 000, feuille Corte (1924), n° 263.
- Maury, E., 1931. Les nappes de la région du col de San Colombano (Corse). *Bull. Serv. Carte Geol. France* 34 (178), 157–182 (1 pl).
- Mulder, T., Alexander, J., 2001. The physical character of subaqueous sedimentary density flows and their deposits. *Sedimentology* 48, 269–299.
- Parsy, A., Priou-Lacazedieu, A., 1970. La Balagne sédimentaire, Dipl. Et. Appl., Geol. Struct., Univ. Paris VI, 139 p.
- Prave, A.R., Duke, W.L., 1990. Small-scale hummocky cross-stratification in turbidites; a form of antidune stratification. *Sedimentology* 37, 531–539.
- Rieuf, M., 1980. Étude stratigraphique et structurale des unités au N.E. de Corte. Thèse 3^e cycle. Univ. Toulouse-III, pp. 234.
- Ritsema, L., 1952. Géologie de la région de Corte (Corse). Thèse, Univ. Amsterdam 196, pp. 110.
- Rossi, P., Durand Delga, M., Caron, J.M., Guieu, G., Conchon, O., Libourel, G., Loÿe-Pilot, M.D., avec la collaboration de Ohnenstetter, D., Ohnenstetter, M., Ferrandini, J., Rouire, J., Dominici, R. 1994. Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Corte (1110), Orléans : BRGM, pp. 150 (carte géologique par Rossi, P. et al.).
- Rossi, P., Durand Delga, M., Lahondère, J.C., Lahondère, D., 2001. Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Santo-Pietro-di-Tenda (1106). Orléans : BRGM, pp. 224. Carte géologique par Rossi, P., Durand-Delga, M., Lahondère, J.C. et al. (Baud, J.P., Egal, E., Lahondère, D., Laporte, D., Lluch, D., Loÿe M.D., Ohnenstetter, M., Palagi, P.).
- Savary, B., 2003. Dynamique de dépôt et Géométries des turbidites carbonatées : Barrémien-Aptien de l'Oman et du Sud-Est de la France. Thèse Univ. Lyon-1, pp. 469.
- Savormin, J., 1906. Feuille de Corte. *Bull. Serv. Carte Geol. France* 16, 469.
- Serra-Kiel, J., 1998. Larger foraminiferal biostratigraphy of the Tethyan Paleocene and Eocene. *Bull. Soc. Geol. France* 169 (2), 281–299.
- Spijker, S.B., 1955. Géologie de la région de Venaco. Thèse Univ. Amsterdam, 223, 124 p.
- Sztrákos, K., Du Fornel, E., 2003. Stratigraphie, paléocéologie et foraminifères du Paléogène des Alpes Maritimes et des Alpes de Haute-Provence (Sud-Est de la France). *Revue de Micropaléontologie* 46, 229–267.
- Termier, P., Maury, E., 1928. Nouvelles observations géologiques dans la Corse orientale. *C. R. Acad. Sci. Paris* 186, 1077 (1168, 1247, 1324, 1393).
- Underwood, M.B., Moore, G.F., Taira, A., Klaus, A., Wilson, M.E.J., Ferguson, C.L., Hirano, S., Steurer, J., The Leg 190 Shipboard Scientific Party, 2003. Sedimentary and tectonic evolution of a trench-slope basin in the Nankai subduction zone of southwest Japan. *Journal of Sedimentary Research* 73 (4), 589–602.